

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

EVOLUÇÃO HALOCINÉTICA DA REGIÃO CENTRO-NORTE
DA BACIA DE SANTOS, BRASIL.

Fernando Santos Corrêa

Orientador: Prof. Chang Hung Kiang

Co-Orientador: Prof. Dr. Jean Letouzey – Institut Français du Pétrole

Tese elaborada junto ao
Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente
para obtenção do Título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Rio Claro (SP)

2009

551.8 Correa, Fernando Santos
C824e Evolução halocinética da Região Centro-Norte da Bacia
de Santos, Brasil / Fernando Santos Correa. - Rio Claro :
[s.n.], 2009

301 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Hung Kiang Chang

Co-Orientador: Jean Letouzey

1. Geologia estrutural. 2. Halocinese. 3. Rochas salinas. 4.
Zona de falhas de Cabo Frio. 5. Modelos físicos em caixa de
areia. 6. Tomografia computadorizada de raios-X. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang – Orientador

Prof. Dr. Claudio Ricomini

Prof. Dr. Mario Luis Assine

Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Dr. Flavio Luis Fernandes

Fernando Santos Corrêa – Aluno

Rio Claro, 28 de Julho de 2009

Dedicatória:

à minha querida e companheira Thaís e aos meus queridos filhos João Guilherme e Luiz Fernando. Aos meus pais Benedito e Iraide e aos sogros Valter e Vitória pelo apoio e incentivo à realização deste trabalho.

Se o amor for grande... a espera não será eterna, os problemas não serão dilemas, e a distância será vencida.

Se a compreensão insistir, as brigas fortalecerão-nos, os fatos farão-nos rir, e os diálogos nos marcarão.

Se o respeito prevalecer, os carinhos serão doces e suaves, os beijos profundos e cheios de valor e os abraços calorosos e confortantes.

Se a confiança existir, a dúvida se extinguirá, as perguntas serão respondidas, e as palavras poderão ser ditas.

Talvez não seja um amor eterno, e não é um amor doentio, nem um amor ideal, mas um amor verdadeiro, daquele que vence as barreiras impostas pela vida e pelas ocasiões.

Autor desconhecido

AGRADECIMENTOS

Aos professores Dr. Chang Hung Kiang e Dr. Jean Letouzey pelo apoio e orientação no desenvolvimento desta tese.

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) pela oportunidade e cessão dos dados, pois sem isso não seria possível o desenvolvimento desta tese.

Ao Instituto Francês do Petróleo (IFP-France) pela oportunidade da realização do estágio, no qual ofereceram excelentes condições laboratoriais e apoio técnico para a realização de modelagens físicas em caixas de areia. A supervisora do estágio no IFP, Marie Christine Cacas pelo apoio à realização das atividades de modelagem. Aos colegas Daniel Pillot, Jean P. Callot e Gilberto Albertão pelas discussões e as estagiárias Catarine Grall e Marine Vergnaud pelo auxílio na realização e condução dos experimentos.

Ao professores Dr. Mario Luis Assine pelas discussões sobre a estratigrafia da Bacia de Santos e aos professores Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto e Dra. Maria Rita Caetano-Chang pelas discussões sobre a condução do trabalho e revisão do manuscrito. Aos colegas Eduardo de Mio (Piu) e Didier Gastmans pelas discussões e revisão no manuscrito. À desenhista Sandra, pela pronta disponibilidade em confeccionar as figuras.

A empresa Paradigm© pela disponibilidade da plataforma EPOS, com o qual foram realizadas as restaurações palinspáticas de seções. A empresa LandMark© pela disponibilidade da plataforma Geographix, na qual foram feitas interpretações sísmicas. A empresa Schlumberger© pelo auxílio com a plataforma Geoframe, onde foram realizados todos os trabalhos e mapeamento sísmico durante o projeto Mapeamento e Interpretação dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos (ANP, 2003).

Aos colegas do LEBAC: Andresa Oliva, Flavio de Paulo e Silva, Marcia R. Stradioto e a nossa eficiente secretária Cris, e a todos que, direta ou indiretamente, ajudaram na realização deste trabalho.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
2	REVISÃO DE LITERATURA	18
3	MATERIAIS E MÉTODOS	72
4	RESULTADOS	92
5	EVOLUÇÃO HALOCINÉTICA DA ÁREA ESTUDADA	186
6	CONCLUSÕES.....	211
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	215
	ANEXO I.....	235

Índice

	Página
1 INTRODUÇÃO.....	13
1.1 Objetivos.....	15
1.2 Localização da área	16
2 REVISÃO DE LITERATURA	18
2.1 Conceitos sobre Halocinese.....	18
2.1.1 Propriedades do sal.....	22
2.1.2 Densidade	23
2.1.3 Viscosidade Newtoniana	26
2.1.4 Mecanismos de movimentação do sal.....	28
2.1.5 Flutuabilidade (<i>boyancy</i>).....	29
2.1.6 Sobrecarga sedimentar diferencial	29
2.1.7 Espalhamento Gravitacional	30
2.1.8 Processos de formação de diápiros.....	31
2.1.9 Domínios Estruturais Halocinéticos – Distensivo <i>versus</i> Compressivo	37
2.2 Contexto Geológico da Bacia de Santos: Arcabouço Estrutural.	41
2.2.1 Principais Feições Fisiográficas da Bacia de Santos.....	41
2.2.2 Contexto Geotectônico da Bacia de Santos.....	45
2.2.3 Evaporitos.....	49
2.2.4 Halocinese na Bacia de Santos.....	51
2.2.5 Falhas do embasamento influenciando a halocinese.....	55
2.2.6 A Zona de Falha de Cabo Frio	55
2.3 Contexto Geológico da Bacia de Santos: Arcabouço Estratigráfico.	57
2.3.1 Sucessões estratigráficas da bacia	62
2.3.1 Sequência Aptiano Superior - Albiano Inferior (H1-H2) (Evaporitos).....	62
2.3.2 Sequência Albiano Inferior – Albiana Médio (H2-H3)	63
2.3.3 Sequência Albiano Média a Albiano Superior (H3-H4)	64
2.3.4 Sequência Cenomaniano / Turoniano Inferior (H4-H5)	65
2.3.5 Sequência Turoniano Superior - Santoniano Inferior (H5-H6).....	66
2.3.6 Sequência Santoniano Superior - Campaniano Inferior (H6-H7)	66
2.3.7 Sequência Campaniano Superior (H7-H7.1).....	67
2.3.8 Sequência Maastrichtiano (H7.1-H7.2).....	68
2.3.9 Sequência Paleoceno (H7.2-H8)	69
2.3.10 Sequência Eoceno - Oligoceno Inferior (H8-H8.2)	69
2.3.11 Sequência Oligoceno Superior – Mioceno Inferior (H8.2-H9).....	70
2.3.12 Sequência Mioceno Superior - Recente (H-9-H10)	70
3 MATERIAIS E MÉTODOS	72
3.1 Sumário.....	72
3.2 Interpretação e mapeamento estratigráfico-estrutural da área estudada.....	73
3.3 Restauração de seções geológicas	77
3.3.1 Conversão tempo <i>versus</i> profundidade	79
3.3.2 Procedimento de restauração.....	80
3.4 Experimentos físicos análogos em escala de laboratório	83

3.4.1	Caixa do experimento.....	84
3.4.2	Materiais análogos.....	84
3.4.3	Parametrização do Experimento (<i>scaling</i>)	86
3.4.4	Procedimentos realizados no Instituto Francês do Petróleo – IFP	87
3.4.5	Falha da base do silicone.....	87
3.4.6	Espessura de silicone.....	88
3.4.7	Sedimentação	89
4	RESULTADOS	92
4.1	Embasamento evaporítico – Base do Sal.....	92
4.2	Compartimentação e Caracterização Estrutural da Área Estudada	94
4.2.1	O Domínio I – pequenos diápiros e falhas lítricas sintética	99
4.2.2	Domínio II – Grande diápiros e muralhas de sal e falhas inversas	100
4.2.3	Configuração semicircular dos diápiros no Domínio II.....	101
4.2.4	Subárea Oeste	104
4.2.5	Subárea Leste	120
4.3	Arcabouço Estratigráfico: Produtos da Interação entre a Sedimentação e a Tectônica Salífera	123
4.4	Restaurações palinspáticas	138
4.4.1	Resultados da Seção Restaurada – Subárea Leste.....	138
4.4.2	Resultados da Seção Restaurada na região limítrofe entre as Subáreas Sul e Norte.....	147
4.4.3	Resultados da Seção Restaurada – Subárea Oeste	155
4.4.4	Análise da distensão	161
4.5	Experimentos físicos em caixas de materiais análogos: teste da dinâmica halocinética das estruturas observadas na área estudada.....	173
5	EVOLUÇÃO HALOCINÉTICA DA ÁREA ESTUDADA	186
5.1	Primeira Fase de Atividade Halocinética - Albiano-Coniaciano.....	186
5.2	Segunda Fase de Atividade Halocinética - Coniaciano-Neo-Maastrichtiano	192
5.3	Terceira Fase de Atividade Halocinética - Neo-Maastrichtiano - Eo-Oligoceno....	204
5.4	Eo-Oligoceno – Recente	207
6	CONCLUSÕES.....	211
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	215
	ANEXO I - Experimentos físicos em caixas de areia imageados por tomografia computadorizada de raios-X.....	236

INDÍCE DE FIGURAS

Página

Figura 1: Localização da área estudada. (A) Situação da Bacia de Santos no contexto geotectônico regional do Atlântico Sul (Modificado de Moulin <i>et al</i> 2005). (B) Localização da área da área estudada e as principais feições geológicas.....	17
Figura 2: Deformação de elementos de sólido e fluido. (a) sólido; (b) fluido (Kundu & Cohen 2002).....	19
Figura 3: Modelos de fluxo de canais unidimensionais com fluidos de viscosidade constante (modificado de Turcotte & Schubert 2001). (a) modelo de fluxo de fluido tipo Couette; (B) modelo de fluxo de fluido tipo Poiseuille.	20
Figura 4: Perfis esquemáticos de velocidade em camadas de sal (Davison <i>et al.</i> 1996).	21
Figura 5: Relação entre densidade e profundidade do sal e de outros sedimentos clásticos (Jackson & Talbot 1986).....	25
Figura 6: Pressão laminar de um fluido entre duas placas.....	26
Figura 7: Gráfico de viscosidade VS deformação. Observa-se que o tamanho de grão pode aumentar significativamente a viscosidade da rocha (Van Keken <i>et al.</i> 1993).....	27
Figura 8: Principais mecanismos de deformação do sal (Jackson & Talbot 1986).	31
Figura 9: Desenvolvimento de diapirismo reativo em experimento físico laboratorial em caixa de areia (Vendeville & Jackson 1992a).	33
Figura 10: Modelo esquemático demonstrando a evolução das linhas de fluxo nos estágios inicial (a) e mais avançado (b) (Brun & Mauduit 2009).	34
Figura 11: Modelo de evolução de diápiros sob condições de distensão regional (Vendeville & Jackson 1992b).....	35
Figura 12: Modelo de evolução de <i>rollovers</i> a partir de instabilidade mecânica. O processo é descrito em três estágios: origem, desenvolvimento e declínio (Mauduit & Brun 1998; Brun & Mauduit 2009).	36
Figura 13: Modelo evolutivo de ascensão e colapso de diápiros de sal e as estruturas resultantes (Vendeville & Jackson 1992b).....	37
Figura 14: (A) perfil de velocidade de um modelo de três camadas sob ação de deslizamento gravitacional (Kehle 1970). (B) Relação entre os domínios distensional e compressional.	38
Figura 15: Posição paleogeográfica dos continentes sul-americano e africano no Albiano (A) e as principais feições fisiográficas da margem continental brasileira (B) (Azevedo 2004)...	43

- Figura 16:** Mapa de anomalias gravimétricas das bacias de Campos e Santos. Anomalia residual após a remoção de uma superfície de tendência de 5ª ordem dos dados Bouguer. Localidades: Florianópolis (FL), Santos (SA), Rio de Janeiro (RJ). Principais anomalias foram interpretadas como (MU) soerguimento da Moho; (FS) Cadeia de espalhamento abortada; (TZ) Zonas de transferência; (TF) Falhas transformantes (Meisling *et al.* 2001)... 45
- Figura 17:** Mapa estrutural generalizado do Oceano Atlântico Sul (Moulin *et al.* 2005). Traços mais fortes em preto delimitam os principais segmentos de ruptura. 47
- Figura 18:** Seções geológicas de bacias meso-cenozóicas ao longo da margem leste brasileira (Chang *et al.* 1992)..... 49
- Figura 19:** Mapa da Bacia de Santos mostrando as principais feições geológicas (Mohriak *et al.* 1995). 56
- Figura 20:** Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Pereira & Feijó, 1994) e modificações segundo Modica & Brush (2004) e Assine *et al.* (2008)..... 59
- Figura 21:** Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira *et al.* 2007)..... 61
- Figura 22:** Seção sísmica migrada em tempo, com as principais sequências estratigráficas (Assine *et al.* 2008). 62
- Figura 23:** Mapa de localização dos dados utilizados para a geração dos mapas de contorno estrutural das principais sequências estratigráficas (ANP, 2003). Linhas pretas – seções sísmicas migradas em tempo. Pontos pretos- poços pioneiros contendo perfis geofísicos, litológicos e paleontológicos. Polígono cinza – delimitação da área estudada. Linhas azuis são cotas batimétricas. 74
- Figura 24:** Perfil de tempo *versus* profundidade (*checkshot*) obtido para a amarração de dados de poços com as seções sísmica (tempo). Círculos amarelos são os dados de campo do perfil tempo *versus* profundidade. Círculos azuis são os horizontes. Linha preta é o ajuste da equação representativa do *checkshot*..... 79
- Figura 25:** Esquema mostrando os passos básicos durante a restauração de uma seção geológica hipotética. (A) seção original; (B) retirada da camada 1 (azul claro); (C) descompactação das camadas subjacentes; (D) desdobramentos das camadas 2 (azul escuro) e 3 (amarelo), translação e rotação; (E) ajuste da camada de sal e ajuste de *gaps* na região da falha (Fernandes 2001)..... 83
- Figura 26:** modelo esquemático do recipiente utilizado nos experimentos físico-dinâmicos. 84
- Figura 27:** Detalhe da base do recipiente onde foi construída a falha da base do silicone. Em cinza, a base do experimento constituída de areia fina. Em vermelho, o silicone preenchendo o bloco baixo da falha e o restante do recipiente. 88
- Figura 28:** Seções geológicas simplificadas das principais unidades estratigráficas da bacia. As espessuras entre as superfícies foram utilizadas como base para a estimativa da espessura dos sedimentos depositados. 90

- Figura 29:** Mapa de contorno estrutural da base dos evaporitos (H1). Traços em preto representam as falhas interpretadas na sequência rífte. Polígonos preenchidos de cinza representam a Zona de Falhas de Cabo Frio (ZFCF). Zona de Transferência de Merluza (ZTM). Zona de Transferência de Ilha Grande (ZTIG). 93
- Figura 30:** Mapa de isópacas dos evaporitos com a divisão da área em domínios e subáreas. Zona de transferência de Ilha Grande (ZTIG); Zona de Transferência de Merluza (ZTM). D1 e D2 representa a localização das seções interpretadas da figura 31. 96
- Figura 31:** Seções geológicas representativas das subáreas Sul (L2) e Norte (L1), com o posicionamento dos domínios distensional e compressional. Notar a inversão do sentido de cisalhamento entre as áreas, sendo que na Subárea Oeste o cisalhamento principal é antitético, enquanto que na Subárea Leste é preferencialmente sintético. 97
- Figura 32:** Seção sísmica migrada em tempo, mostrando dobras recumbentes nas camadas internas do sal pelo escape da camada de halita basal em direção à superfície deposicional. 101
- Figura 33:** (A) Mapa de isópacas de evaporitos. (B) Mapa de elementos estruturais da área estudada. Observar as estruturas semicirculares formadas pelos diápiros de muralhas no domínio II. 103
- Figura 34:** Sequência de seções geológicas interpretadas a partir de seções sísmicas migradas em tempo, mostrando o arcabouço geológico-estrutural da porção sul da Subárea Oeste, onde estão presentes falhas da fase rífte que afetam a base dos evaporitos. 105
- Figura 35:** Sequência de seções geológicas interpretadas a partir de seções sísmicas migradas em tempo, mostrando o arcabouço geológico-estrutural da porção central da Subárea Oeste, onde não ocorrem falhas da fase rífte que afetam a base dos evaporitos. 106
- Figura 36:** Seção tipo do domínio distensional proximal na Subárea Oeste. No topo, seção sísmica não interpretada, abaixo, a interpretação dos principais horizontes e da configuração estrutural imposta pela halocinese. 107
- Figura 37:** Restauração estrutural geométrica do sal, a partir da seção-tipo do domínio distensional distal da Subárea Oeste. 110
- Figura 38:** Seção sísmica migrada em tempo (acima) com interpretação geológica (abaixo), mostrando a configuração geométrica das muralhas de sal no domínio II proximal na porção norte da Subárea Oeste. 112
- Figura 39:** Restauração geométrica do sal no Domínio II proximal na região norte da Subárea Oeste (localização e interpretação na figura 38). 114
- Figura 40:** Seção sísmica migrada em tempo no domínio compressional proximal, mostrando dobras de pequena amplitude e alta frequência em sedimentos carbonáticos albianos, ocasionadas pela 1ª fase de deformação halocinética. 115
- Figura 41:** Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo), mostrando configuração geométrica do sal no domínio compressional da região sul da Subárea Oeste. Nesta região observa-se a inversão estrutural do depocentro senoniano por

meio da entrada de sedimentos terciários, resultando em estruturas do tipo “casco de tartaruga”.....	116
Figura 42: Restauração cinemática do sal a partir da interpretação geológica mostrada na figura 41.	118
Figura 43: Seções sísmicas migradas em tempo, mostrando exemplos de estruturas compressoriais intra-evaporítica no Domínio Compressional. (A) diápiro com geometria em congumelo. (B) falhas de cavalgamento.	119
Figura 44: Conjunto de seções interpretadas a partir de seções sísmicas, mostrando a configuração sedimentar e halocinética da Subárea Leste.	121
Figura 45: Evolução da progradação Santos/Juréia. (A) Seção sísmica migrada em tempo, mostrando a evolução da plataforma deposicional durante o período Senoniano e o Terciário inferior. (B) Mapa da quebra da plataforma deposicional durante o Senoniano na área estudada.	124
Figura 46: Mapa de isópacas da sequência albiana (H3-H2).	125
Figura 47: Seção sísmica migrada em tempo interpretada. A interpretação demonstra o depocentro do Albiano na porção central da seção. No extremo leste da seção observa-se o adelgaçamento da seção albiana, indicando que a seção foi depositada sobre um alto estrutural causado pela inflação do sal, durante a remoção do mesmo para a porção distal da bacia. ..	127
Figura 48: Seção sísmica migrada em tempo, mostrando os arenitos turbidíticos do Membro Ilhabela, formados na parte inferior e na base das clinofomas, em calhas deposicionais a oeste das muralhas de sal.	128
Figura 49: Seção geológica de correlação de poços na direção <i>strike</i> da bacia, na qual se observa a variação lateral das espessuras das sequências (Assine <i>et al.</i> 2008).	130
Figura 50: Seção sísmica migrada em tempo e interpretação geológica, mostrando a migração de depocentros.	132
Figura 51: Mapa de isópocas da sequência Santoniana (H6-H7).	133
Figura 52: Mapa de isópocas da sequência Campaniana (H7-H7.1).	134
Figura 53: Mapa de isópocas da sequência maastrichtiana (H7.1-H7.2).	135
Figura 54: Mapa de isópocas entre os horizontes Topo do Sal e Campaniano (H2-H7.1). ..	136
Figura 55: Isópocas entre os horizontes H8.0 – 8.2 (Eoceno Médio-Oligoceno inferior). ...	137
Figura 56: Isópocas entre os horizontes H7.2 – 8.0 (Maastrichtiano – Eoceno Médio).	137
Figura 57: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo)...	139
Figura 58: Análise da sobrecarga sedimentar para a seção restaurada da Subárea Leste.	140

Figura 59: Análise de distensão para a seção restaurada da Subárea Leste.	141
Figura 60: Gráfico de distensão <i>versus</i> sedimentação para a seção restaurada da Subárea Leste.	142
Figura 61: Estágios da restauração da seção da Subárea Leste.	146
Figura 62: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo)...	148
Figura 63: Análise da sedimentação para a seção restaurada na região limítrofe entre as subáreas Leste e Oeste.	149
Figura 64: análise de distensão para a seção restaurada na região limítrofe entre as subáreas Leste e Oeste.	150
Figura 65: Gráfico de taxas de distensão e sedimentação para a seção restaurada na região limítrofe entre as subáreas Norte e Sul.	152
Figura 66: Estágios da restauração da seção da região limítrofe entre as subáreas Sul e Norte.	153
Figura 67: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo). Localização da seção geológica interpretada.	156
Figura 68: Análise de sedimentação para a seção da Subárea Oeste	159
Figura 69: Análise de distensão para a seção 3 na Subárea Oeste	161
Figura 70: Gráfico de taxas de distensão e sedimentação para a seção da Subárea Oeste. ..	164
Figura 71: Gráfico da taxa de distensão <i>versus</i> a taxa de distensão, obtidos a partir da restauração da seção-tipo da Subárea Oeste.	167
Figura 72: Estágios da restauração da seção da Subárea Oeste.	169
Figura 73: Imagens de tomografia de raios-X, mostrando os estágios de evolução do experimento para a região da falha da base do silicone (Experimento 2902).	175
Figura 74: Imagens de tomografia de raios-X, mostrando os estágios de evolução do experimento para a região onde a base do silicone é plana (experimento 2902).	177
Figura 75: Imagens de tomografia de raios-X, mostrando os estágios de evolução do experimento para a região da falha da base do silicone (Experimento 2963).	180
Figura 76: Perfil 2899_50_13 interpretado. A deposição das camadas de coríndon proporcionou a criação de duas inflações do silicone, sendo que na distal houve maior acúmulo de material devido à menor pressão litostática sobreposta. O acréscimo de silicone na inflação distal diminui a resistência ($S=0,66$) ao fluxo (seta maior) que em contrapartida é aumentada na porção distal pela pequena espessura, ocasionando uma zona de compressão materializada na forma de dobras.	181

Figura 77: Fotografia da superfície do experimento, mostrando a confluência de direções de falhas lítricas sintéticas no domínio distensional. Traços pretos são as falhas lítricas. Linha tracejada vermelha mostra a localização da falha da base do silicone. Setas indicam a direção de movimentação do silicone. 182

Figura 78: Conjunto de fotografias da superfície do experimento 2902, mostrando a propagação das dobras escalonadas (*en-échelon*), subparalelas à falha de base do silicone. 183

Figura 79: Comparação entre os resultados dinâmicos obtidos em escala de laboratório com as estruturas observadas na área estudada. (A) fotografia da superfície do experimento no final das etapas de sedimentação. (B) interpretação dos principais elementos estruturais a partir da fotografia. (C) Mapa da área estudada mostrando os principais elementos estruturais, dentre os quais se destacam os eixos dos ápices dos diápiros (traços vermelhos). Nota-se grande similaridade entre a configuração semicircular do modelo e da área estudada..... 185

Figura 80: Quadro síntese das atividades halocinéticas identificadas na área estudada. 188

Figura 81: Mapa das principais feições estruturais que afetam a sequência albo-cenomaniana na área estudada. Traços azuis são os ápices de muralhas e diápiros de sal e o polígono preto corresponde à área do *Albian gap* atualmente..... 191

Figura 82: Mapa de isópacas do intervalo Cenomaniano-Santoniano mostrando as principais feições estruturais. As linhas pontilhadas indicam as possíveis direções de diápiros geradas durante o aporte sedimentar santoniano, a partir do deslocamento diferencial do sal na zona de transferência de Merluza (ZTM)193

Figura 83: Mapa de isópacas do intervalo Campaniano-Maastrichtiano com as principais feições estruturais. As linhas pontilhadas indicam as possíveis direções de diápiros geradas durante o aporte sedimentar santoniano, a partir do deslocamento diferencial do sal na zona de transferência de Merluza (setas em preto). O traço com dois pontos indica o ápice dos diápiros do Campaniano-Maastrichtiano interpretados nas seções sísmicas. 195

Figura 84: Modelo de evolução halocinética para a porção centro-sul da Subárea Oeste. (A) seção sísmica migrada em tempo. (B) interpretação geológica da seção sísmica. (C) etapas de restauração geométrica da seção geológica interpretada B. 198

Figura 85: Restaurações geométricas de seções geológicas na Subárea Oeste da área estudada. Na porção sul, a expulsão do sal ocorre por sobrecarga sedimentar derivada da progradação senoniana. Já na porção norte, a halocinese é controlada pela distensão regional, favorecendo a geração de estruturas como pseudo “cascos de tartaruga” e diápiros na forma de chifres. 199

Figura 86: Mapa de batimetria atual da área estudada, com as principais feições estruturais e as terminações progradantes (*downlaps*) das sequências senonianas. Notar o maior deslocamento da frente de progradação de sul para norte..... 200

Figura 87: Seções geológicas interpretadas a partir de seções sísmicas migradas em tempo. A seção L1 mostra a Zona de Falha de Cabo Frio nas proximidades com a zona de acomodação da distensão. A seção L2 mostra o *rollover*. Os polígonos em cinza mostra a propagação do bloco baixo do *rollover* na seção L1. 201

Figura 88: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo), mostrando a propagação da ZFCF para a Subárea Leste. Notar a intensa atividade de falhas lítricas sintéticas durante o Albiano-Coniaciano na região proximal e, a partir do Senoniano, a propagação da ZFCF que resultou na geração de estruturas pseudo “cascos de tartaruga” (*mock turtle*). 203

Figura 89: Interpretação geológica de seção sísmica para demonstrar a configuração geométrica e a evolução halocinética/sedimentar das mini-bacias do domínio compressional proximal da área estudada. (A) seção sísmica migrada em tempo. (B) interpretação geológica da seção sísmica. (C) restauração geométrica da seção (B) 206

Figura 90: Mapa de isópacas do intervalo Maastrichtiano-Eoceno, com as principais feições estruturais. O quadrado preto delimita a área de reativação da halocinese durante a deposição sedimentar do Terciário Inferior. 207

Figura 91: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretada (abaixo) mostrando a migração da deformação nos compartimentos distensional distal, compressional proximal e distal. 210

INDÍCE DE TABELAS

Tabela 1: Comparação de densidades dos diferentes constituintes da litosfera.....	24
Tabela 2: Discordâncias estabelecidas por Pereira <i>et al.</i> (1986).....	75
Tabela 3: Horizontes considerados na análise estratigráfica.....	76
Tabela 4: Dados de velocidades intervalares obtidos a partir do perfil de <i>checkshot</i>	80
Tabela 5: Dados obtidos com a restauração.	162

RESUMO

Resumo

O interesse pela exploração petrolífera em armadilhas associadas à halocinese motivou a realização deste trabalho, que teve como objetivo caracterizar e descrever a evolução halocinética da região centro-norte da Bacia de Santos. Dados sísmicos e de poços foram utilizados na determinação do arcabouço estrutural-estratigráfico e na evolução cinemática do sal, por meio de técnicas de restauração palinspática. O contexto geológico-estrutural estabelecido serviu de alicerce para análise da dinâmica do sal em experimentos físicos análogos em caixa de areia com silicone. A área foi palco de intensa atividade halocinética a partir do Albiano, em resposta à distensão provocada pela abertura do Atlântico Sul e pela sobrecarga sedimentar, especialmente durante o Senoniano, quando imensas cunhas clásticas prográdantes adentraram a bacia e expulsaram a espessa camada de sal, resultando numa extensa zona de falhas antitéticas, cujo bloco baixo consiste numa cicatriz da halocinese. Concomitantemente, falhas lítricas sintéticas se desenvolveram na porção norte da área, coexistindo dois sistemas de cisalhamento que resultou na instalação da zona de acomodação da distensão. No Paleoceno-Eoceno, importante sedimentação adentrou na porção sul da área exercendo sobrecarga diferencial sobre os diápiros adjacentes às mini-bacias senonianas, resultando na remobilização do sal e na inversão das mini-bacias para anticlinal tipo casco de tartaruga.

Palavras Chave: Halocinese, Bacia de Santos, Zona de Falha de Cabo Frio, modelos físicos análogos em caixa de areia.

ABSTRACT

Abstract

The interest in petroleum traps associated to salt tectonics was the motivation to conduct this work. The objective of the thesis is to characterize and explain the halokinetic evolution of north-central region of Santos Basin. Seismic data and wells were used to construct the structural-stratigraphic framework leading to halokinetics evolution by using palinspatic restoration techniques. The structural geologic framework was the basis of salt dynamics analyses using silicone in sandbox analogues experiments. The studied area underwent intense halokinetic activities since Albian age in response to stretching associated to Atlantic South opening and sediment loading. During Senonian huge prograding clastics wedges entered the basin expelling thick layer of salt creating an extensive antithetic fault zone, known as Cabo Frio Fault Zone, where the hangingwall rests on a salt weld. Two sets of synthetic listric fault developed concomitantly in the northern portion of area, producing an accommodation zone. During Paleocene-Eocene an important sedimentation event established in the southern area causing differential loading on diapirs adjacent to senonian mini basins, resulting in salt remobilization and inversion of mini basins to form turtle structures.

Key Words: Halokinesis, Santos Basin, Cabo Frio Fault Zone, sandbox analogue

1 INTRODUÇÃO

O sal apresenta propriedades físicas ímpares, pois pode fluir sob condições de baixa temperatura e pressão, gerando complexas estruturas em bacias sedimentares evaporíticas.

Ao longo das últimas quatro décadas, diversos autores se dedicaram a caracterizar geométrica e cinematicamente as estruturas salíferas por meio de observações de campo, especialmente na África, onde Ville (1856) descreveu os primeiros diápiros na região do Atlas Saariano. Nesta linha, destacam-se também diversos pesquisadores europeus, principalmente, franceses, em trabalhos de campo na região norte da África, e alemães, na Europa e Oriente Médio.

O conhecimento geológico da movimentação do sal foi sintetizado por Jackson (1995) em três fases: trabalhos pioneiros; trabalhos que consideravam a movimentação do sal como fluido e trabalhos que têm como base a tectônica distensiva.

Os trabalhos pioneiros apresentavam idéias prematuras sobre a formação das estruturas do sal, invocando processos ígneos como catalisadores da ascensão diapírica. Todavia, foi durante este período que os pesquisadores observaram que o sal pode funcionar como lubrificante no deslizamento de “lascas” tectônicas ao longo de falhas de cavalgamento, como por exemplo, nas Montanhas de Zagros e Pirineus. A condução dos estudos nas proximidades de colisões de placas levou à explicação de que os diápiros de sal estariam associados às orogênias.

De acordo com Davison *et al.* (1996), cerca de 60% das reservas mundiais de petróleo estão associadas a trapas geradas por diápiros de sal, sobretudo no Oriente Médio, onde estão localizadas as maiores reservas de petróleo do mundo. A importância econômica associada às estruturas diapíricas direcionou a exploração petrolífera para áreas com ocorrência de diápiros de sal na região do Texas, EUA, onde se fez a descoberta de Spindletop. Nesta região, não havia evidências de regimes compressivos, forçando os geólogos a procurarem outras explicações para as estruturas diapíricas.

A partir da idéia de flutuabilidade (*bouyancy* – ARRHENIUS 1912), Barton (1933) considerou que o sal se mantinha na superfície enquanto o sedimento afundava o que propiciava a geração de estruturas diapíricas sem a necessidade de compressão (*downbuilding*). Nettleton (1934) realizou experimentos físicos que demonstraram a ascensão de fluidos por diferença de densidade. Estes trabalhos deram início à fase em que se considerava que a movimentação do sal ocorria no estado fluido.

O modelo de flutuabilidade tornou-se base do trabalho de Trusheim (1960), que descreveu com grande precisão a ascensão de diápiros de sal na Bacia do Mar do Norte, o que passou a chamar de halocinese. Este trabalho foi amplamente empregado na exploração petrolífera do Golfo do México e Mar do Norte, entre as décadas de 70 e 80. Nesta época também se intensificaram os experimentos físicos em escala de laboratório, com a finalidade de entender a dinâmica da geração destas estruturas; dentre estes destaca-se o de Ramberg (1967), cujas formulações matemáticas relacionavam modelos à escala natural.

Todavia, com o avanço das técnicas de aquisição sísmica, várias estruturas observadas nas bacias sedimentares não eram contempladas nos modelos de flutuabilidade, levando novamente os pesquisadores a procurar outras explicações. Tem então início a fase que contempla a tectônica distensional, em que a sobrecarga sedimentar apresenta deformação rúptil que favorece a formação de diápiros (Szatmari & Aires, 1987; Vendeville & Cobbold, 1987; Vendeville e Jackson 1992 a e b, Mauduit *et al.* 1997). Este modelo de halocinese partiu de observações feitas em bacias de margem passiva, sobretudo brasileiras e africanas, tornando-se a partir da década de 1980 o principal modelo de halocinese na prospecção de hidrocarbonetos em regime distensional.

Na Bacia de Santos, o primeiro trabalho voltado à tectônica salífera foi realizado por Demercian & Szatmari (1993) *apud* Demercian (1996), no qual foram descritos os principais compartimentos e estruturas halocinéticas. Especificamente na região centro-norte, Mohriak *et al.* (1995) também realizaram um importante trabalho voltado à halocinese.

A intensificação da exploração petrolífera na Bacia de Santos, especialmente após as descobertas de gás, no campo de Mexilhão, e de petróleo, na sequência pré-sal (campo de Tupi), ressaltou a necessidade de um maior conhecimento sobre a halocinese da bacia, sobretudo na porção centro-norte da Bacia de Santos, onde a grande Zona de Falha de Cabo Frio (Mohriak *et al.* 1995) oferece diversas oportunidades à exploração de petróleo, tanto na sequência pré-sal como na sequência pós-sal.

A complexidade da interação halocinese *versus* sedimentação necessita da análise conjunta de evolução tectono-sedimentar, a qual é imprescindível à determinação dos processos geológicos que levaram à configuração estrutural-estratigráfica atual da bacia. Esta análise necessita de esforço multidisciplinar, o que requer ampla fonte de dados e diferentes ferramentas que se complementem, focalizando a elucidação da evolução halocinética-sedimentar da área.

O escopo deste trabalho consistiu na elaboração de um modelo halocinético evolutivo para a porção centro-norte da Bacia de Santos. Para tanto foram aplicadas técnicas de interpretação sísmo-estratigráfica balizadas por dados de poços, de restauração palinspática de seções geológicas e de modelagens físicas análogas em escala de laboratório.

1.1 Objetivos

O objetivo principal desta tese foi apresentar um modelo da evolução cinemática da sequência evaporítica para a região centro-norte da Bacia de Santos.

No intuito de alcançar o objetivo principal, vários outros objetivos secundários foram traçados visando a utilização de diferentes técnicas de análise de dados para se obter as informações que subsidiassem a elaboração de um quadro halocinético para a área estudada. Os objetivos secundários e as respectivas técnicas de análises utilizadas estão descritas abaixo:

- determinar compartimentos estruturais com as mesmas características estruturais e cinemáticas (**Compartimentação Estrutural**);
- determinar a distribuição espacial das sequências estratigráficas, enfatizando o posicionamento dos principais depocentros, com o intuito de determinar os principais locais de sobrecarga diferencial sobre a camada de sal, ao longo do tempo (**Análise estratigráfica**);
- remover os efeitos que causam a deformação em cada intervalo de tempo, a fim de verificar a consistência das interpretações e obter a geometria das sequências estratigráficas ao longo do tempo geológico (**Restauração palinspática de seções geológicas**);
- testar dinamicamente, em escala de laboratório, a geração das diversas estruturas halocinéticas observadas na área estudada (**Experimento físico análogo em caixas de areia**).

1.2 Localização da área

A Bacia de Santos é a maior bacia sedimentar cretácea da costa brasileira, com mais de 500.000 km² de área; localiza-se defronte aos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, entre os paralelos geográficos 23°S e 27,5°S e os meridianos 41°W e 48,5°W. O limite norte com a congênere Bacia de Campos é feito pelo Alto Vulcânico de Cabo Frio e a sul, com a Bacia de Pelotas, pela Dorsal de São Paulo e seu prolongamento para o continente, conhecido como Zona de Fratura de Florianópolis (Figura 1A).

A área estudada (Figura 1B) é limitada pelo Alto de Cabo Frio, a nordeste e, a sul, pelas falhas que afetam a base dos evaporitos, conhecida como Zona de Transferência de Merluza (ZTM) (Demercian 1996). Considerando o fundo do mar como referência, a área estudada engloba parte da plataforma continental, o talude e parte da zona abissal, até 2500 m de lâmina d'água, recobrando cerca de 200.000 km².

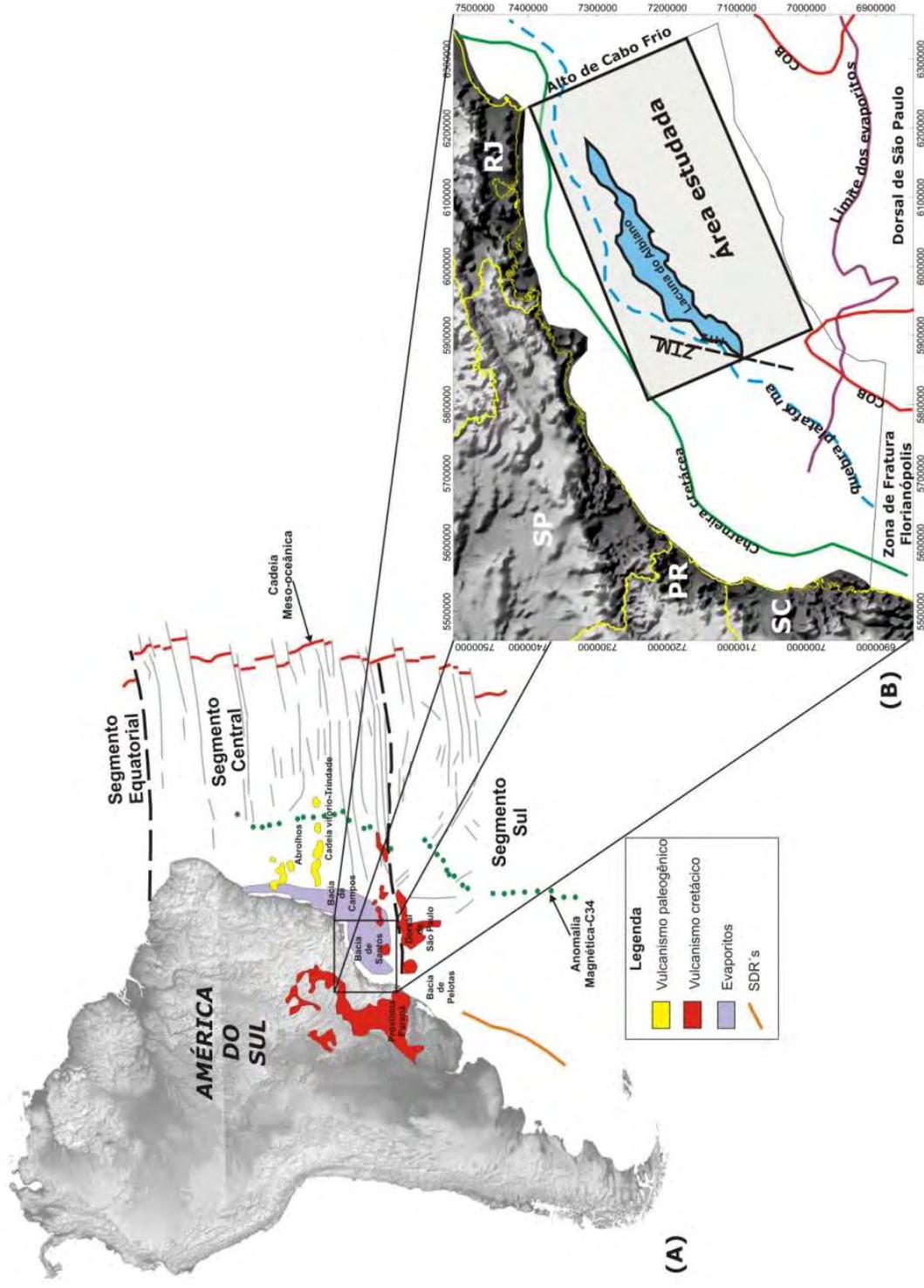


Figura 1: Localização da área estudada. (A) Situação da Bacia de Santos no contexto geotectônico regional do Atlântico Sul (Modificado de Moulin *et al* 2005). (B) Localização da área da área estudada e as principais feições geológicas.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Conceitos sobre Halocinese

Segundo Turcotte e Schubert (2001), qualquer material que flua em resposta a um esforço aplicado pode ser considerado um fluido.

Para Durst (2008), a definição dos estados da matéria em sólido, líquido e gasoso é muito aceita em diversos campos das ciências e engenharia, para ressaltar importantes diferenças das propriedades das substâncias. Contudo, na área de mecânica dos fluidos esta subdivisão não é muito vantajosa, sendo mais recomendável empregar aspectos da mecânica dos fluidos para obter subdivisões apropriadas do ambiente, onde ocorrem os processos de fluxo de fluidos. Assim, o autor define fluido como sendo todas aquelas substâncias que não são classificadas claramente como sólidas. Do ponto de vista da mecânica de fluidos, todo meio pode ser subdividido em sólidos e fluidos (Kundu & Cohen 2002), cuja diferença está na propriedade de elasticidade dos sólidos, enquanto que nos fluidos (líquido e gás), a principal propriedade é a viscosidade.

Kundu & Cohen (2002) fazem uma interessante comparação entre os estados da matéria (sólido, líquido e gasoso), conforme os estados de agregação das moléculas e a interação com as forças que interagem com estas moléculas. Segundo Kundu & Cohen (2002), o fluxo de fluidos pode ser definido utilizando uma simples relação física: um elemento retangular de sólido ABCD, submetido a forças cisalhantes (F), assume a forma do retângulo ABC'D' (Figura 2). Quando a força cisalhante (F) é retirada, o retângulo retornará à forma original se o sólido for perfeitamente elástico. Casos em

que o retângulo seja preenchido por fluido, o mesmo se deformará sob constante ação da força cisalhante (F), porém menor. Portanto, o elemento de fluido ABCD confinado entre placas paralelas, se deformará para as formas ABC'D'e ABC'' D'' tanto mais distante quanto mais a força F for mantida. Isso é considerado por Pijush e Cohen (2002) como fluxo de fluidos.

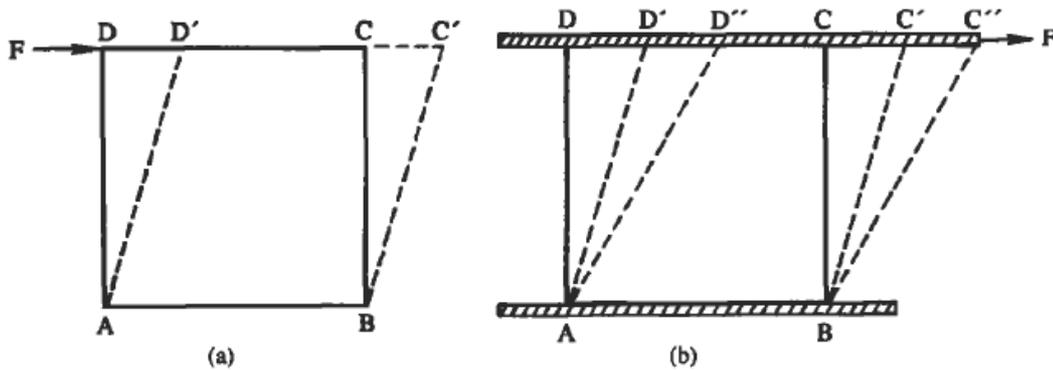


Figura 2 – Deformação de elementos de sólido e fluido. (a) sólido; (b) fluido (Kundu & Cohen 2002).

É importante ressaltar que sólidos também se deformam constantemente sob atuação de forças cisalhantes e, quando atingem determinados valores de tensão (ponto de escoamento), mudam de estado sólido para plástico. É nestas condições que a distinção entre sólidos e fluidos se torna confusa, quando algumas substâncias demonstram tanto características de substâncias sólidas como de fluidos. Segundo Kundu & Cohen (2002), um sólido elástico tem “memória perfeita”, pois quando retirada a tensão retorna exatamente às condições originais. Já fluidos viscosos têm memória nula, pois não retornam às condições originais. Então, substâncias plásticas com memória parcial podem ser chamadas de visco-elásticas.

Sob atuação de esforços de cisalhamento (*shear stress*), a deformação dos sólidos (*strain*) é consequência da variação espacial ou da variação dos deslocamentos dos elementos internos em relação à sua posição de equilíbrio (Turcotte & Schubert 2001; Durst 2008). Contudo, esforços impostos a fluidos resultam na variação do deslocamento dos elementos fluidos ou taxa de deformação.

O termo deformação é estritamente aplicado a sólidos que estão sob condições de tensão e apresentam modificações na forma geométrica. Já taxa de deformação ou gradiente de velocidade são termos aplicados a fluidos sob as mesmas condições. A

partir destas relações, são deduzidas equações matemáticas que conectam esforços e taxas de deformação, as quais são conhecidas como leis reológicas para fluidos (Turcotte & Schubert 2001).

O modelo de deslocamento de fluido entre placas rígidas, utilizando fluido newtoniano, consiste numa simples e eficiente forma de demonstrar o fluxo de fluidos preferencialmente na horizontal, levando em consideração as grandes dimensões horizontais (área) em relação às verticais (espessura) dos depósitos evaporíticos. Turcotte & Schubert (2001) demonstram, de forma detalhada, o desenvolvimento matemático deste modelo (Figura 3)

Segundo Davison *et al.* (1996), fluxo de sal (viscoso) sob condições de confinamento exibe perfil de velocidades do tipo Poiseuille, com alta velocidade de fluxo no centro da camada (figuras 3B e 4). A influência de camadas sedimentares dentro da camada de evaporito produz decréscimo da taxa de fluxo, devido ao aumento do efeito de arrasto entre as camadas (Figura 3A e 4).

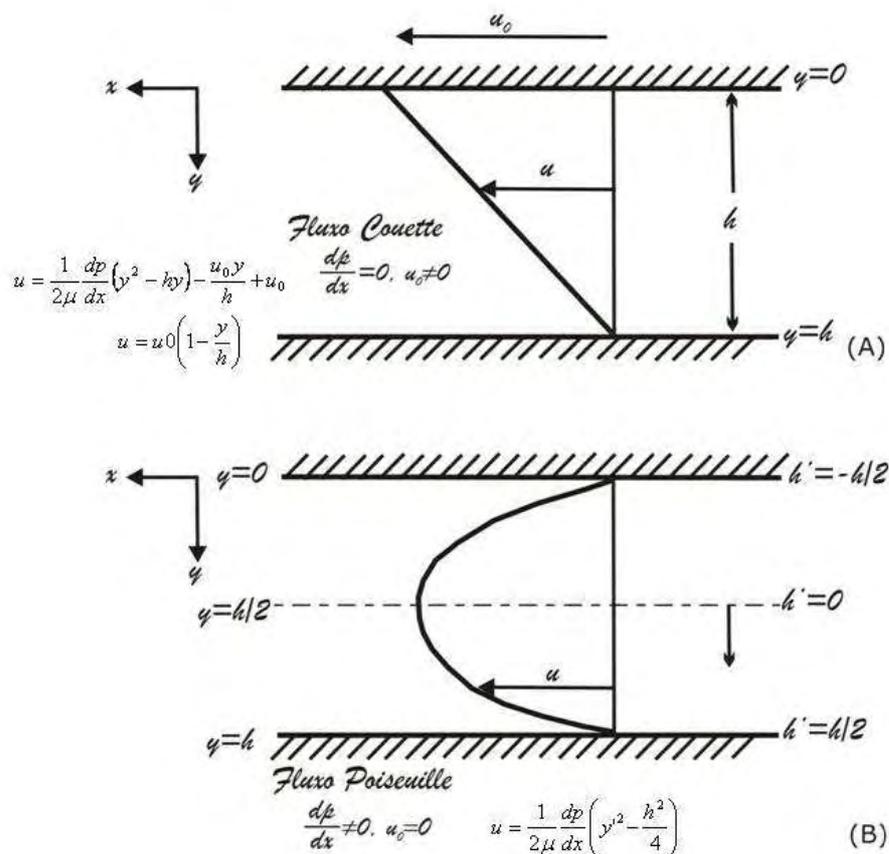


Figura 3: Modelos de fluxo de canais unidimensionais com fluidos de viscosidade constante (modificado de Turcotte & Schubert 2001). (a) modelo de fluxo de fluido tipo Couette; (B) modelo de fluxo de fluido tipo Poiseuille.

Em casos em que a camada de evaporitos é recoberta por uma camada de sedimentos e sob condições de distensão ou compressão, o topo do sal é arrastado pelo movimento da camada sedimentar, podendo ser acompanhado por grandes movimentos de massa, onde o sal é transportado ao longo de superfície de descolamento, resultando em áreas com espessamento de sal na porção distal da bacia. Este mecanismo é conhecido com fluxo de fluido do tipo Couette (Davison *et al.* 1996) (Figura 3A e 4).

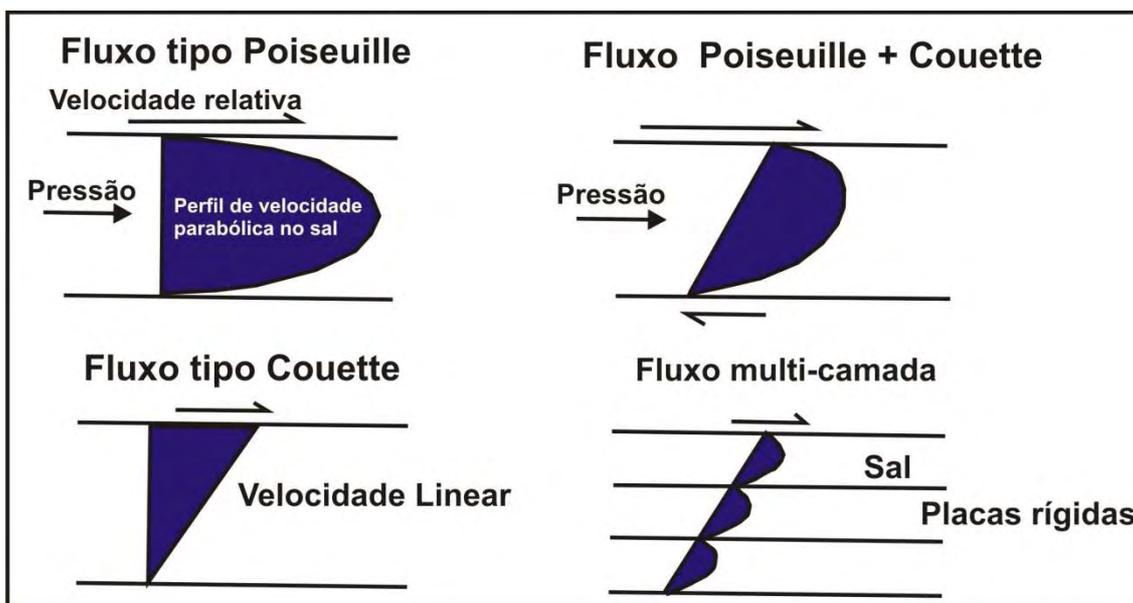


Figura 4: Perfis esquemáticos de velocidade em camadas de sal (Davison *et al.* 1996).

A presença de rochas sedimentares intercaladas à camada de evaporito aumentará drasticamente a resistência ao fluxo e produzirá uma grande anisotropia de resistência. O grau de anisotropia pode depender da taxa de deformação (Koyi 1988) e é inerente aos evaporitos que contêm camadas rítmicas de anidrita intercaladas às camadas de halitas. Segundo Davison *et al.* (1996), esta anisotropia de resistência é suficiente para gerar pequenas dobras em forma de bainha (métricas) em grandes áreas de incipiente deformação por diápiros. Cada camada de sal fluirá sob uma taxa dependente da espessura, como a viscosidade efetiva também dependerá da espessura das camadas (Davison *et al.* 1996). Portanto, durante o estágio de geração de almofadas de sal acamados, a camada evaporítica apresentará alta resistência e anisotropia, porém, durante o estágio de geração de diápiros, estes fatores diminuirão drasticamente, devido à “boudinagem” e à separação das resistentes camadas sedimentares.

2.1.1 Propriedades do sal

Evaporitos são rochas compostas de minerais que se depositaram pela evaporação (Warren 2006; Mohriak & Szatmari 2008a), apresentando comportamento reológico ora de rocha (sólido), ora de fluidos. Em grande parte, os evaporitos são derivados de restrição de mares que foram expostos à evaporação de grandes quantidades de água, o que requer clima quente e seco. O mar contém cerca de 36.500 mg/L de sais dissolvidos (Mohriak e Szatmari 2008a), dos quais a maior parte é constituído de cloreto de sódio (NaCl). O cloreto de sódio quando precipitado dá origem a cristais cúbicos de Halita. Por esse motivo, a halita é considerada um dos minerais mais abundantes dentre aqueles constituintes de evaporitos (Balk 1949; Odé 1968), juntamente com a anidrita e a gipsita, que também são minerais comuns na formação de evaporitos. Outros minerais, conhecidos como sais complexos, podem constituir os evaporitos, porém são mais raros, como a taquiedrita, silvita, carnalita, entre outros (Warren 2006; Mohriak & Szatmari 2008a).

As principais características da halita são:

- alta solubilidade na presença de água;
- dureza baixa, semelhante à gipsita (2-2,5 na escala de Mohs);
- densidade baixa a moderada (2,16 g/cm³);
- baixa viscosidade (104Pa.s);
- alta condutividade térmica (4,5 W/m/°C);
- alta velocidade sísmica (≈ 4500 m/s).

A anidrita apresenta densidade de 2980 kg.m⁻³ e velocidade sísmica de 6500 m.s⁻¹. A gipsita tem densidade de 2300 kg.m⁻³ e velocidade sísmica de 5700 m.s⁻¹. A gipsita é precipitada da água do mar e, quando desidrata a profundidades de soterramento da ordem de 800-1000m, dá origem à anidrita, com redução de volume de 60% devido à expulsão da água da estrutura cristalina (Jackson & Talbot 1986). A taxa de deformação da halita, de 10⁻¹⁴ Pa.s, é 50 vezes menor que a da gipsita e 440 vezes menor que a da anidrita.

2.1.2 Densidade

A composição química controla a densidade dos evaporitos, particularmente quando há presença de água. O caso da gipsita é didático para entender o processo de variação e mudança de densidade com a profundidade, pois quando se forma apresenta água na composição mineralógica e valores de densidade de $2,3 \text{ g/cm}^3$. À medida que é soterrada (800-1000 m de profundidade), a gipsita desidrata e reduz o volume em cerca de 60% do original, transformando-se em anidrita (densidade de $2,98 \text{ g/cm}^3$) (Jackson & Talbot 1986).

Enorme quantidade de dados sobre densidade de sais obtidos a partir perfurações de poços e minas estão catalogados em Odé (1968), os quais demonstram grande variação da densidade, conforme a presença de outros materiais e água. A densidade varia de valores de $2,165$ a $2,70 \text{ g/cm}^3$ em alguns casos (Tabela 1). Odé (1968) considera que para trabalhos teóricos é razoável utilizar valores da ordem de $2,20 \text{ g/cm}^3$, apesar de outros autores prescreverem valores da ordem de $2,15 - 2,7$, considerando a sobrecarga sedimentar encaixante com densidade de $3,1 \text{ g/cm}^3$. Em contrapartida, evaporitos com presença de impurezas podem aumentar consideravelmente a densidade para valores acima de $2,20 \text{ g/cm}^3$, como é o caso de inclusões no sal do domo de Kalat (Irã) e inclusões ígneas em domos de sal na Espanha e Portugal e Algéria (Odé 1968).

Embora a inversão de densidade seja comum quando se trata de soterramento de evaporitos, não significa que ocorrerá em quaisquer circunstâncias. Jackson & Talbot (1986) enfatizam que sedimentos siliciclásticos podem ser soterrados rapidamente antes de compactar, desidratar ou cimentar e podem não atingir as densidades do sal. A inversão de densidade entre o sal e sedimento varia de bacia para bacia, tanto é que Odé (1968), aplicando a curva de Nettleton (1934) de aumento da densidade com a profundidade para o Golfo do México, determinou que a densidade dos sedimentos ultrapassava a do sal por volta de 610 m. Já Jackson & Talbot (1986) descrevem que folhelhos e arenitos saturados com água salgada necessitam ser soterrados por mais de 800-900 e 450-650 m, respectivamente, para que excedam a densidade do sal (Figura 5).

Tabela 1: Comparação de densidades dos diferentes constituintes da litosfera

Substâncias		Densidades (g/cm³)
Elementos nativos	Ouro	15.60 – 19.30
	Prata	10.01 – 11.10
	Ferro	7.30 – 7.80
Rochas	Basalto	2.72 – 3.28
	Granito	2.52 – 2.61
Evaporitos	Anidrita	2.82- 2.93
	Gipsita	2.30 – 2.33
	Halita	2.10 – 2.20
	Silvinita	1.90 – 2.00
	Carnalita	1.60 – 1.70
Outras rochas sedimentares	Calcilulitos	1.70 – 2.80
	Arenitos	1.60 – 2.70
	Folhelhos	1.30 – 2.40
	Aluvião	1.50 – 1.60
Água		1.0
Petróleo		0.60 – 0.90

Fonte: Nely (1994).

O sal apresenta densidade maior do que os sedimentos siliciclásticos e carbonáticos à época da deposição, porém se torna menor à medida que é soterrado a profundidades por volta de 1000 m (Figura 4) (Jackson & Talbot 1986; Mohriak & Szatmari 2008a). Isto porque enquanto a densidade do sal permanece entre 2,15 e 2,17 g/cm³ com o aumento da profundidade, a densidade dos sedimentos passa de 1,8 g/cm³ para maior do que 3,0 g/cm³ (Jackson & Talbot 1986). Contudo, carbonatos bem cimentados apresentam densidades entre 2,6 – 2,8 g/cm³ (Clark 1966), sendo mais densos que os evaporitos mesmo em condições superficiais.

Durante muito tempo a diferença de densidades entre o sal e a sobrecarga sedimentar foi o foco da análise de processos geradores de estruturas observadas em bacias com presença de evaporitos (era do pioneirismo – Jackson 2005; Mohriak & Szatmari 2008a). Contudo, Jackson & Talbot (1986) afirmam que, embora a inversão de densidade possa promover a instabilidade necessária para o fluxo do sal, por si só não constitui garantia de que diápiros irão se formar. Assim, outros fatores inerentes à reologia do sal apresentam importante papel no controle da geração de estruturas halocinéticas, como a tensão de escoamento (*yield point*) e a natureza da lei-de-potência de fluxo do sal. Isto significa que em baixas tensões e taxas de deformação, a efetiva viscosidade do sal é extremamente alta, talvez tão alta a ponto de permitir o crescimento de estruturas diapíricas no tempo geológico (Jackson & Talbot 1986).

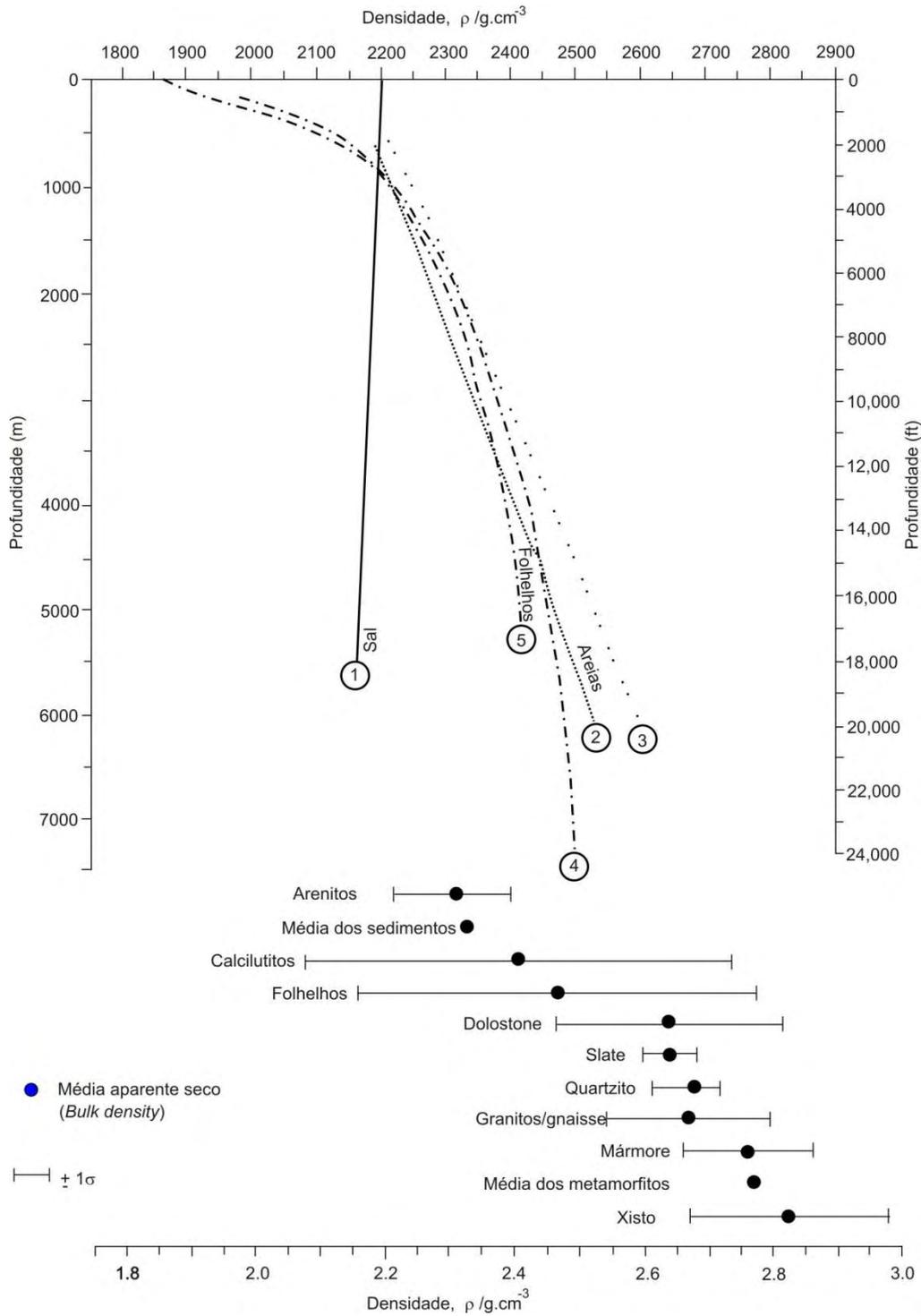


Figura 5: Relação entre densidade e profundidade do sal e de outros sedimentos clásticos (Jackson & Talbot 1986)

2.1.3 Viscosidade Newtoniana

A viscosidade é a propriedade dos fluidos correspondente ao transporte microscópico de quantidade de movimento por difusão molecular como apresentado na Figura 6, onde o atrito entre o fluido e a superfície móvel causa a torsão do fluido e a força necessária para essa ação é a medida da viscosidade do fluido.

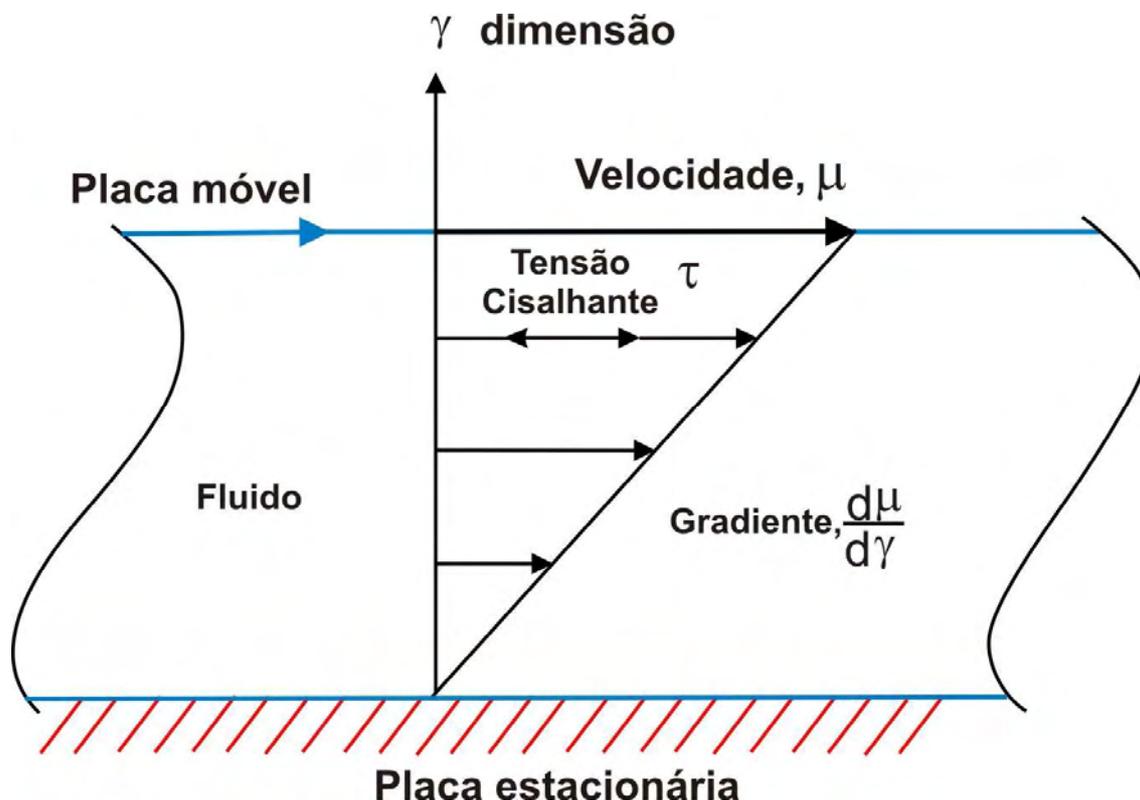


Figura 6: Pressão laminar de um fluido entre duas placas.

Ou seja, quanto maior a viscosidade, menor a velocidade em que o fluido se movimenta. Define-se viscosidade pela seguinte lei de Newton:

$$\tau = \mu \frac{dv}{dy}$$

Onde τ é a tensão de cisalhamento que é diretamente proporcional ao gradiente de velocidade, a constante μ representa o coeficiente de viscosidade (viscosidade absoluta ou viscosidade dinâmica, ou apenas viscosidade), dv/dy representa o estudo da variação da velocidade no meio fluido em relação à direção mais rápida desta variação. Muitos fluidos, como a água ou a maioria dos gases, satisfazem os

critérios de Newton e por isso são conhecidos como fluidos newtonianos. Os fluidos não newtonianos têm um comportamento mais complexo e não linear.

Da equação descrita acima, pode-se observar que o fluido com baixa viscosidade é mais susceptível ao cisalhamento do que fluidos com alta viscosidade, ou seja, para uma mesma tensão o gradiente de velocidade é maior quando a viscosidade é baixa.

Os evaporitos apresentam viscosidade dependente do tamanho dos grãos (Van Keken *et al.* 1993), como mostra a figura 7. Neste caso, observa-se que quando a diferença de grão é o dobro, a viscosidade pode aumentar em uma ordem de magnitude.

A viscosidade do sal pode variar entre 10^8 a 10^{19} Pa.s (Jackson & Talbot 1986; Davison *et al.* 1996; Van Keken *et al.* 1993) em função do tamanho dos grãos, da quantidade de água e da temperatura. A viscosidade não depende da velocidade de deformação (comportamento não-newtoniano), uma vez que o sal está desidratado. Assim, o sal pode ser simulado utilizando o silicone newtoniano em experiências laboratoriais para halocinese.

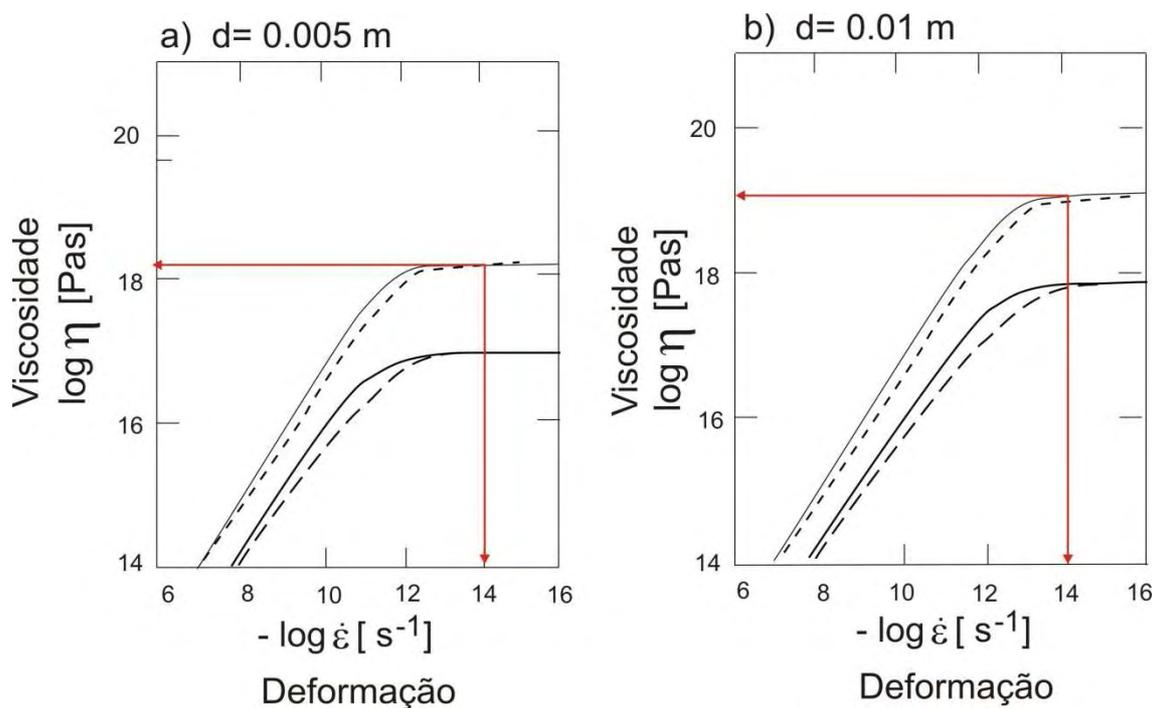


Figura 7: Gráfico de viscosidade VS deformação. Observa-se que o tamanho de grão pode aumentar significativamente a viscosidade da rocha (Van Keken *et al.* 1993).

Os evaporitos são um tipo de rocha que pode fluir no estado sólido pela ação da gravidade, devido à baixa densidade e à desprezível resistência. Uma camada de sal com espessura adequada pode se movimentar somente pela força da gravidade (Jackson

& Talbot 1986). Contudo, é difícil estimar a efetiva viscosidade de diápiros, em larga escala, em longos períodos de tempo, principalmente quando ocorrem diferentes velocidades e mecanismos dentro de um mesmo diápiro (Van Keken *et al.* 1993; Davison *et al.* 1996). Em analogia com experimentos físicos e matemáticos, estima-se que a viscosidade efetiva dos evaporitos esteja entre 10^{16} e 10^{18} Pa.s (Koyi 1988; Nalpas & Brun 1993).

Apesar da importância da viscosidade no entendimento do mecanismo de deformação de evaporitos, não há evidências de que a viscosidade tenha papel importante como iniciador de mecanismos de formação de diápiros. Estes dependem, primordialmente, da resistência e do estado de tensão a que está submetida à cobertura sedimentar (Davison *et al.* 1996).

Segundo Davison *et al.* (1996), as estimativas de contraste de viscosidade entre rochas sedimentares e evaporíticas é da ordem de 50.10^4 Pa.s. Contudo, é uma simplificação imaginar que as rochas sedimentares sejam puramente viscosas ou rúpteis, desde que evidências suportam um comportamento viscoso do sal e da cobertura sedimentar sobre grandes intervalos de tempo (geológico). Assim o autor afirma que a melhor aproximação para formação de diápiros seria simular a cobertura sedimentar como visco-elástica, ou pela combinação da lei de potência elástica, onde o mecanismo de deformação efetivo dependeria da taxa de deformação e das condições ambientais.

2.1.4 Mecanismos de movimentação do sal

O regime de esforços responsável pela formação de estruturas halocinéticas em bacias sedimentares apresenta forte componente vertical (gravidade), e a deformação do sal segue os princípios básicos da deformação de fluidos (Barton 1933; Nettleton 1934; Weijermars *et al.* 1993).

Embora existam evidências de que as províncias de diápiros de sal não tenham iniciado sua formação antes que uma quantidade apreciável de sedimentos tenha se acumulado (Jenyon 1986), é aceito que somente a inversão de densidade não seja suficiente para promover movimentos verticais do sal (Vendeville & Jackson 1994; Cohen & Hardy 1996). Desta forma, diferentes condições podem gerar a halocinese, como: compressão (Steward & Coward 1995), distensão regional da sobrecarga

sedimentar (Jackson & Vendeville 1994) e sobrecarga sedimentar diferencial (Cohen & Hardy 1996; Ge *et al.* 1997; Ings *et al.* 2004).

2.1.5 Flutuabilidade (*bouyancy*)

A flutuabilidade é definida como a movimentação do sal quando submetido a pressões geostáticas, com comportamento semelhante ao de um fluido menos denso sobreposto por um fluido mais denso. Neste caso, a sobrecarga sedimentar e as diferenças de densidade e viscosidade entre o sal e a rocha encaixante seriam os principais fatores causadores do diapirismo (Mohriak e Szatmari 2008). Contudo, essa premissa é simplificada do ponto de vista físico, pois outros processos como: rifteamento, erosão e sobrecarga diferencial podem ter a mesma importância da flutuabilidade, ou mais, no desencadeamento da movimentação do sal (Waltham 1997).

A flutuabilidade é capaz de soerguer sedimentos no máximo a 300m acima de um *datum* regional em áreas distensionais (Davison *et al.* 1993). Portanto, forças devidas à flutuabilidade podem ser suficientes para quebrar finas coberturas sedimentares (50 m) pela indução de falhamentos (Davison *et al.* 1996).

2.1.6 Sobrecarga sedimentar diferencial

Movimentos de sal em resposta à sobrecarga sedimentar diferencial denotam a tendência do sal em fluir de locais de maior pressão (maior sobrecarga) para locais de menor pressão (menor sobrecarga) (Waltham 1997). Assim, as variações laterais de espessura e densidade do pacote sedimentar depositado sobre uma camada de evaporitos induzem uma sobrecarga sedimentar diferencial, que causa deformação por fluxo dúctil devido às propriedades reológicas do sal (Thrusheim 1960; Bruce 1973; Dailly 1976; Jackson & Talbot 1986; Ge *et al.* 1997). Avanços de deltas e progradação de sistemas costeiros (Demercian *et al.* 1993), plataformas carbonáticas, derrames vulcânicos, depósitos turbidíticos sobre uma camada de sal são fatores efetivos na criação de sobrecarga diferencial (Figura 8)

A progradação de leques aluviais ou sistemas costeiros ao longo de margens de bacias, com predominância de aporte terrígeno, comumente apresenta geometria

composta de uma plataforma plana, quebra da plataforma, talude superior e médio com inclinação de 0.3 a 5° (Galloway 1989) e uma suave superfície prodeltaica com deposição de sedimentos finos. A halocinese é comum sob condições de progradação siliciclástica (Ge *et al.* 1997), como em Paradox Basin, Golfo do México e bacias marginais do oeste da África e do Brasil.

Modelos físicos análogos são excelentes comparativos para estudo da evolução e geometria da deformação de sistemas frágil-dúctil (Vendeville & Jackson 1992 a e b, Mauduit *et al.* 1997), especialmente quando a sobrecarga diferencial é o principal agente desencadeador e/ou amplificador da movimentação do sal. Ge *et al.* (1997) demonstram, por meio de experimentos físicos análogos, que a progressiva deformação por meio de cunhas clásticas progradantes (sem distensão) sobre uma camada de silicone pode ser comparada a exemplos naturais, como as grandes cunhas clásticas progradantes das formações Santos/Juréia da Bacia de Santos.

Experimentos físicos em caixas de areia e numéricos (Talbot 1977; Woidt 1978; Ings *et al.* 2004) demonstram que domos de sal que ascendem a partir de uma camada horizontal, pelo espessamento da sobrecarga sedimentar, podem apresentar grande simetria lateral e vertical.

Segundo Jackson & Talbot (1986), a superfície de alívio é um efeito desencadeador de movimentos do sal, uma vez que o contraste de densidade entre o ar e/ou água e o sedimentos inconsolidados é muito maior do que o contraste entre quaisquer tipos de rochas. Contudo, a superfície de alívio não é suficiente para a geração de grandes estruturas, devido à baixa taxa de deformação (10^{-21}s^{-1}), que segundo as estimativas de Jackson & Tabot (1986) chega a ser 5 ordens de magnitude mais lento do que a sobrecarga sedimentar diferencial.

2.1.7 Espalhamento Gravitacional

A halocinese é tradicionalmente conhecida como a movimentação do sal devido às diferenças de densidades entre o sal e as rochas encaixantes. O espalhamento gravitacional torna-se importante quando o corpo de sal atinge o equilíbrio de fluabilidade ou quando atinge a superfície. Semelhante a outros materiais dúcteis, o sal sobre a superfície, torna instável e flui por gravidade sobre declives com inclinação

da ordem de 3° (Wenker 1979 *apud* Jackson & Talbot 1986) (Figura 8). Exemplos destes mecanismos são observados no Irã, sendo conhecidos como *salt glaciers*.

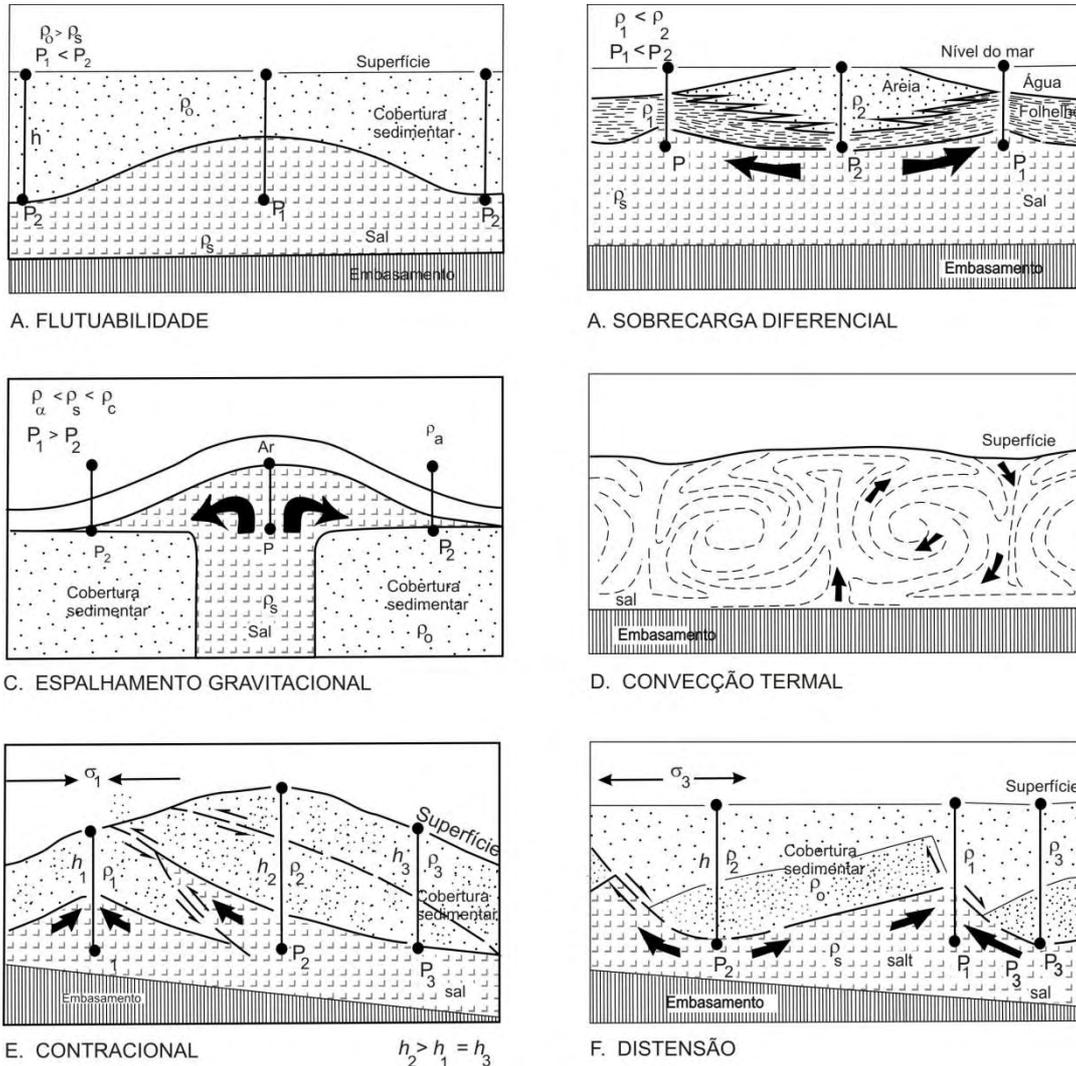


Figura 8: Principais mecanismos de deformação do sal (Jackson & Talbot 1986).

2.1.8 Processos de formação de diápiros

Diápiros são estruturas simétricas e assimétricas presentes em quase todas as bacias salíferas. Existe uma grande quantidade de publicações a respeito da origem dos diápiros, o que demonstra o grande interesse pelo assunto. Entre outros, pode-se destacar: Brognon & Verrier (1966); Odé (1968); Berner *et al.* (1972); Whitehead & Luther (1975); Leyden *et al.* 1976; Woidt (1978); Jackson & Talbot (1986); Kehle (1988); Jackson & Talbot (1989); Wu *et al.* (1990); Talbot *et al.* (1991); Vendeville & Jackson (1992 a e b); Koyi *et al.* (1993); Shultz-Ela *et al.* (1993); Podladchikov *et al.*

(1993); Nalpas & Brun (1993); Demercian *et al.* (1993); Lehner & De Ruyter (1997); Koyi (1998), Mauduit & Brun (1998) e Brun & Mauduit (2009).

A formação de diápiros por distensão, sob condições de deslizamento gravitacional, resulta da formação de grabens na cobertura sedimentar (Vendeville & Jackson 1992a). Modelagens físicas análogas corroboraram com a interpretação segundo a qual diápiros e muralhas de sal são formados em margens continentais de forma reativa aos processos extensionais que afetam a sobrecarga sedimentar pós-sal.

A formação de diápiros sob condições de distensão regional admite a compartimentação da evolução em alguns estágios, como: diapirismo reativo, ativo e passivo (Vendeville & Jackson 1992a).

O diapirismo reativo é um termo que se aplica à fase inicial da formação de um diápiro, que apresenta crescimento na forma de almofada em resposta à distensão da sobrecarga sedimentar (Figura 9). A distensão resulta em diapirismo de duas formas: (i) afinamento da cobertura sedimentar por falhamentos normais, gerando gradiente de pressão; (ii) falhamento, reduzindo a resistência da cobertura sedimentar à ruptura, permitindo a penetração do sal na forma de diápiros (ativos).

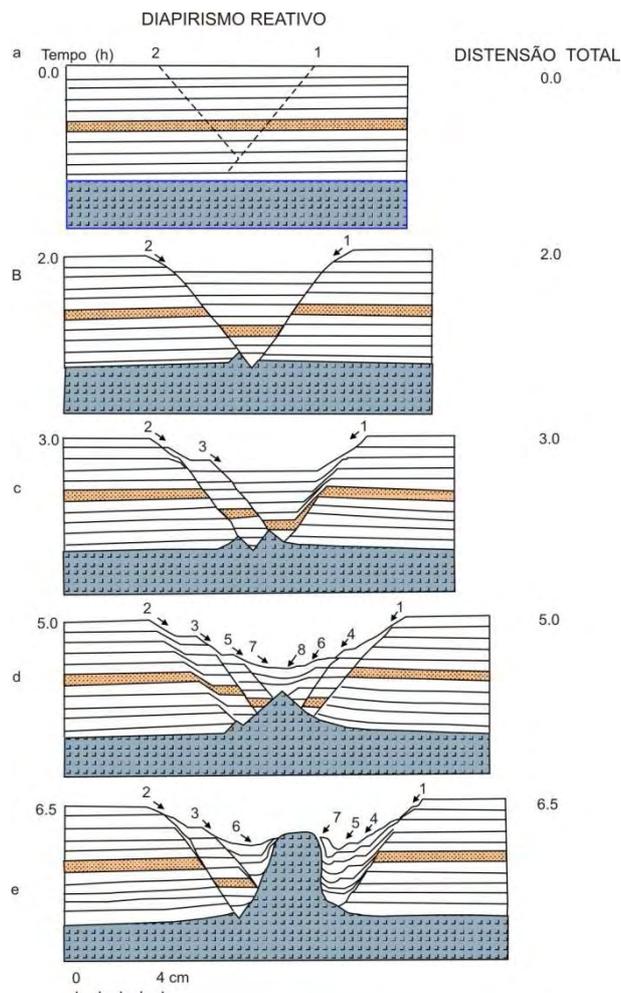


Figura 9: Desenvolvimento de diapirismo relativo em experimento físico laboratorial em caixa de areia (Vendeville & Jackson 1992a).

Os blocos basculados e “jangadas” (*rafts*) estão conectados. Duval *et al.* (1992) descrevem blocos basculados como pré-*rafts* e as “jangadas” como blocos separados por uma distância suficiente para que ambos os blocos não permaneçam em contato. Na base dos blocos basculados, *salt rollers* ocorrem com pequenas amplitudes; suas estruturas internas e geometria têm sido alvos de estudos em modelos análogos (Mauduit 1998; Brun & Mauduit 2009). A geometria externa é descrita como triangular e a deformação interna coincide com um vórtice do material mais dúctil (Figura 10).

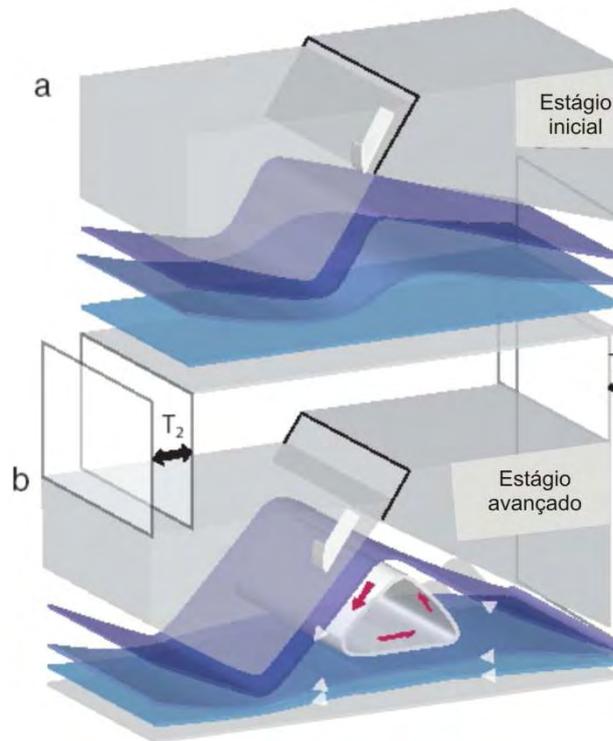


Figura 10: Modelo esquemático demonstrando a evolução das linhas de fluxo nos estágios inicial (a) e mais avançado (b) (Brun & Mauduit 2009).

As falhas lítricas ou falhas de crescimento/*rollovers* foram amplamente descritas em seções sísmicas de diversas localidades do planeta (Cobbold & Szatmari 1991; Duval *et al.* 1992; Demercian *et al.* 1993; Mauduit 1998; Mauduit & Brun 1998) e analisadas através de modelos análogos (McClay & Ellis 1987 a e b; Vendeville & Cobbold 1987; Vendeville & Cobbold 1988; Cobbold *et al.* 1989; McClay 1989; McClay *et al.* 1991; McClay 1995; Mauduit & Brun 1998).

Um modelo mecânico de falhas de crescimento foi elaborado por Vendeville & Jackson (1992b), no qual identificam quatro estágios: (i) diapirismo reativo, (ii) diapirismo ativo e (iii) diapirismo passivo e (iv) colapso dos diápiros (Figura 11).

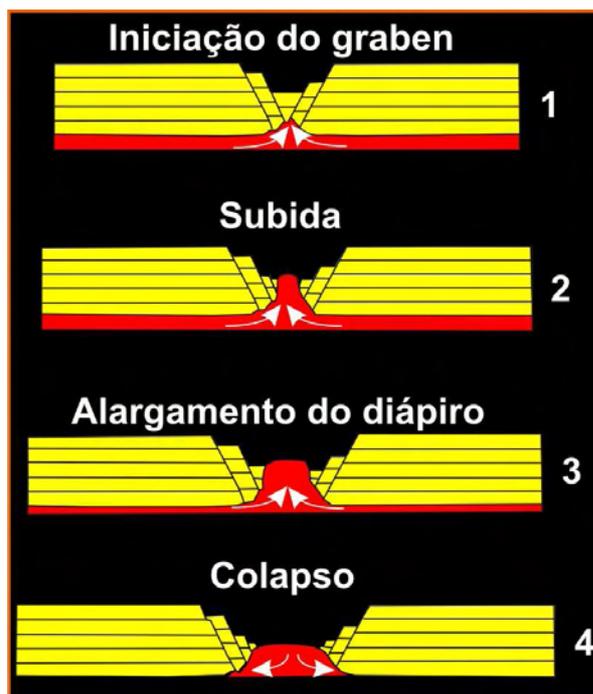


Figura 11: Modelo de evolução de diápiros sob condições de distensão regional (Vendeville & Jackson 1992b).

Mauduit & Brun (1998) descreveram três estágios evolutivos para dispirismo na região distensional de bacias marginais, como sendo: (i) nascimento; (ii) ampliação e (iii) declínio (Figura 12). Estes modelos opuseram-se ao modelo vigente na época, de que falhas assumiam forma lítrica durante o início do processo, conservando-se com a mesma forma durante todo o processo evolutivo.

O modelo de Mauduit & Brun (1998) resulta de instabilidade mecânica, funcionando cinematicamente sob condições de regime permanente (*steady-state*). Os modelos de crescimento e colapso de diápiros de Vendeville & Jackson (1992 b) baseiam-se no conceito de que a tectônica distensional é reponsável pela ascensão e declínio dos diápiros durante a evolução (Figura 11). Portanto, um diápiro pode crescer até que a fonte seja exaurida, passando para um estágio de alargamento do diápiro pela distensão prolongada. Se o processo de distensão permanecer atuante, a crista do diápiro colapsa à medida que as paredes do diápiro se afastam, resultando em grabens de ápice de diápiros propensos ao acúmulo de sedimentos.

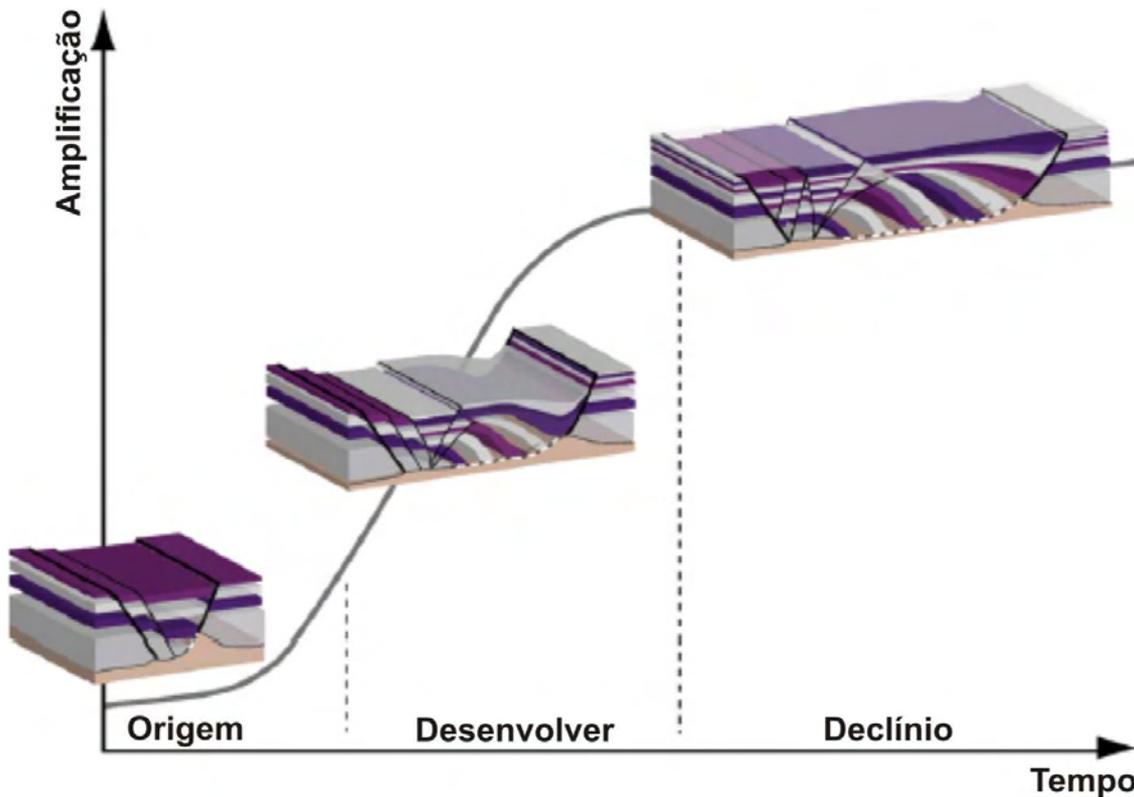


Figura 12: Modelo de evolução de *rollovers* a partir de instabilidade mecânica. O processo é descrito em três estágios: origem, desenvolvimento e declínio (Mauduit & Brun 1998; Brun & Mauduit 2009).

Modelos análogos (Vendeville & Jackson 1992a e b; Mauduit 1998; Mauduit & Brun 1998) apresentam grande similaridade com casos reais para grabens (Figura 12). As estruturas em “casco de tartaruga” (*turtle*) apresentam influência de duas falhas de crescimento convergentes, sendo uma antitética e outra sintética. Lundin (1992) propôs um modelo evolutivo correspondente à extrema expansão de um graben, cujo centro da estrutura não é constituído de camadas pré-cinemáticas. Vendeville & Jackson (1992 b) denominaram a mesma estrutura de “pseudo-casco de tartaruga” (*mock-turtle*) (Figura 13).

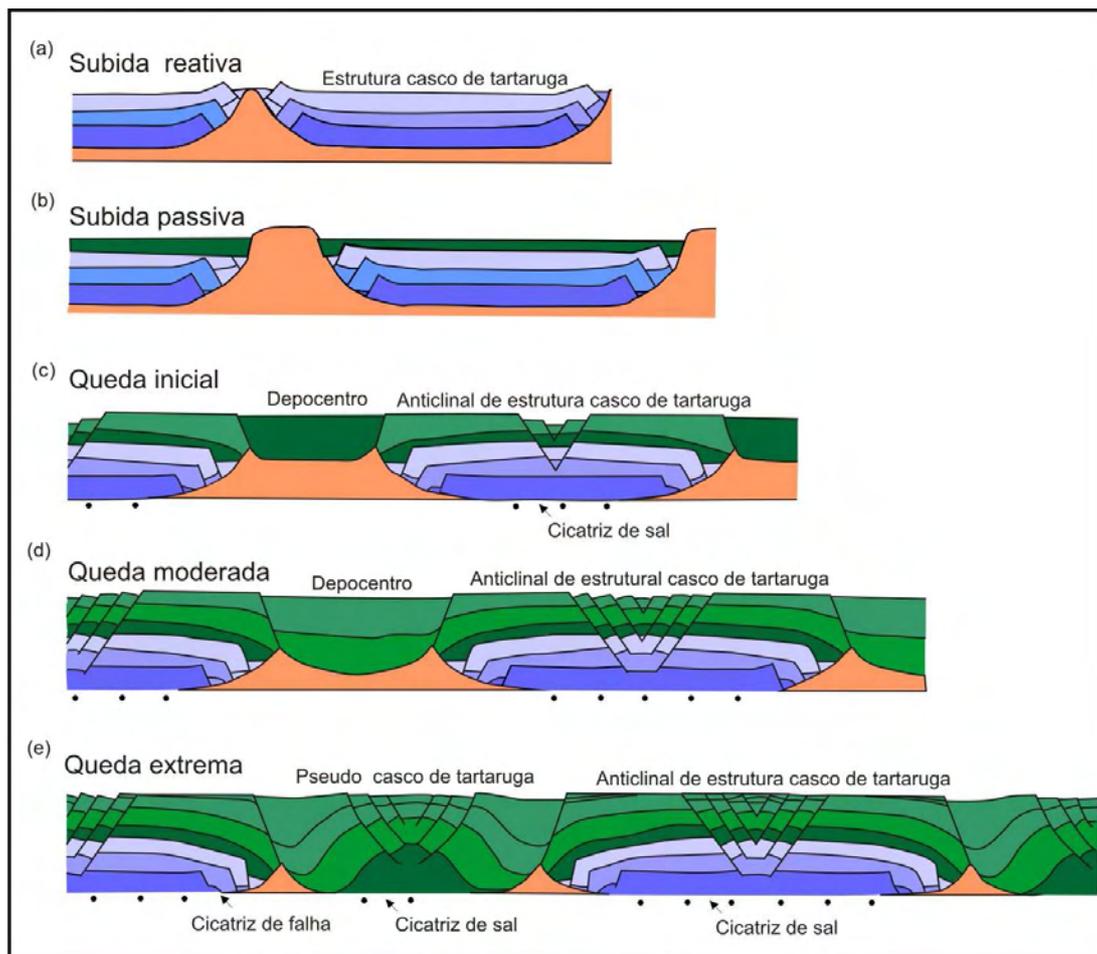


Figura 13: Modelo evolutivo de ascensão e colapso de diápiros de sal e as estruturas resultantes (Vendeville & Jackson 1992b).

2.1.9 Domínios Estruturais Halocinéticos – Distensivo versus Compressivo

Diversos autores têm descrito os processos que levaram à construção de estruturas halocinéticas (Odé 1968; Tarnner & Williams 1968; Trusheim 1960, Vendeville & Jackson 1992 a e b; Duval 1992; Mauduit & Brun 1997). Kehle (1970) foi um dos pioneiros na elaboração de teorias sobre a mecânica de deslizamentos gravitacionais em escala de bacias, pesquisas estas voltadas à determinação dos níveis de descolamentos viscosos na base ou entre os níveis de materiais resistentes (Figura 14 a). Além do perfil de velocidade entre os materiais com diferentes valores de viscosidade, Kehle (1970) também demonstrou a relação entre os domínios compressoriais e distensionais de um sistema de deslizamento gravitacional do sal (Figura 14 b). Lehner & De Ruiter (1997) descrevem, para o Delta do Níger, uma zona distensiva e uma zona compressiva sobre uma camada de argila que serviu de superfície de descolamento para um sistema distensivo/compressional.

O grande avanço na compreensão dos fenômenos da tectônica salífera ocorreu quando o problema foi atacado do ponto de vista da dinâmica dos sistemas frágeis/dúcteis, em que as camadas sedimentares se fraturam ao mesmo tempo em que as camadas de evaporitos fluem (fluidos). Em parte, estes avanços no conhecimento são devidos à intensificação da exploração petrolífera que custeou o desenvolvimento das técnicas de aquisição e processamento sísmico, resultando em imagens sísmicas de excelente qualidade que permitem a melhor visualização das complexas estruturas halocinéticas. Por outro lado, o surgimento e a evolução das técnicas de modelagem análogas de sistemas frágeis/dúcteis (Faugère & Brun 1984 e Vendeville *et al.* 1987) também contribuíram para o entendimento da origem e evolução das estruturas salíferas.

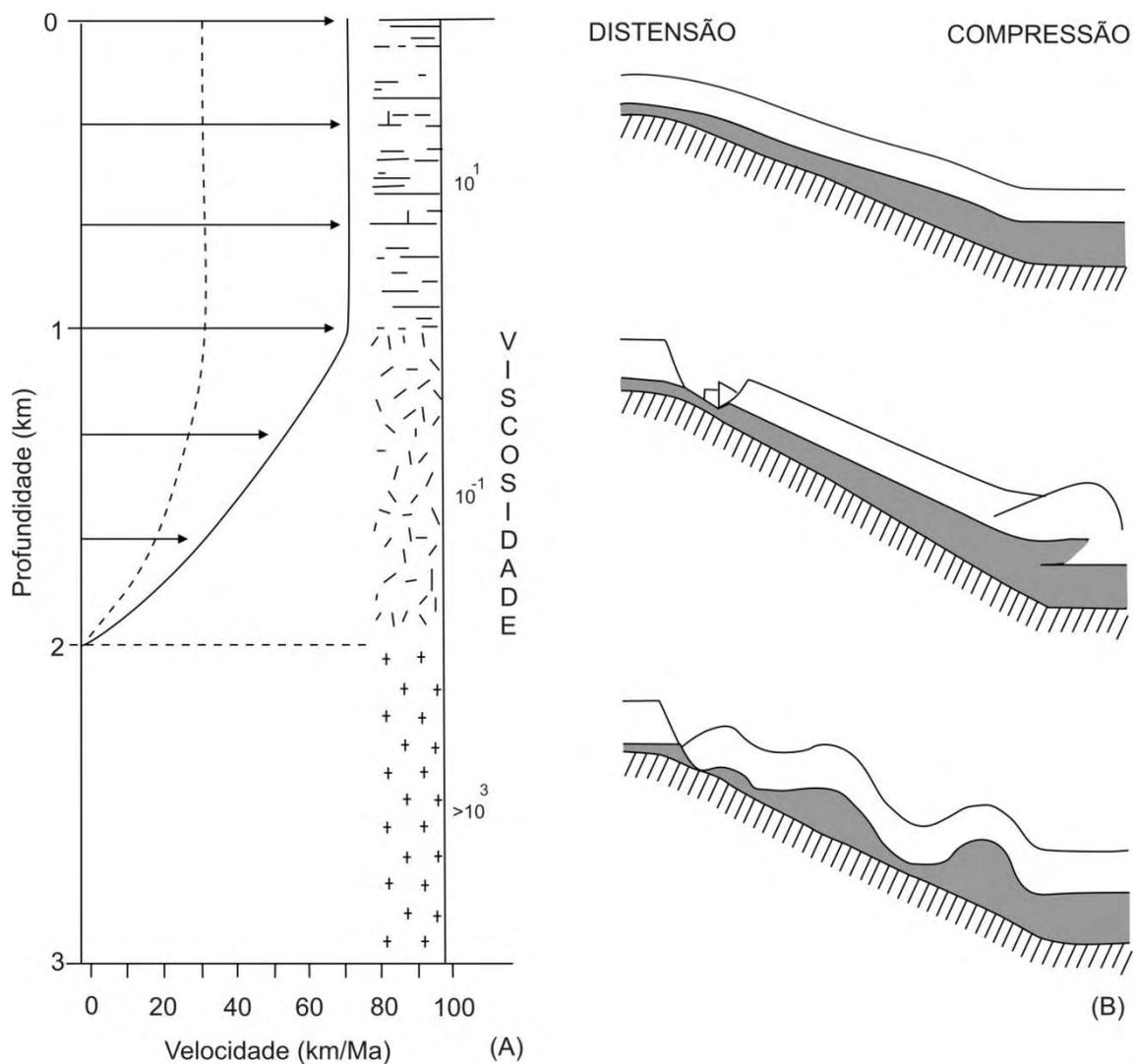


Figura 14: (A) perfil de velocidade de um modelo de três camadas sob ação de deslizamento gravitacional (Kehle 1970). (B) Relação entre os domínios distensional e compressional.

O conceito de tectônica de “jangada” (Burolet 1975), inspirado pelas estruturas na costa oeste da África, permitiu melhor avaliar a relação entre sedimentação e deformação de cobertura sedimentar depositada sobre camada de sal. Este conceito se apóia no fato de que um conjunto sedimentar pode movimentar-se e deformar-se pelo efeito de seu próprio peso, por meio do deslizamento sobre um nível de descolamento viscoso (Biot & Odé 1965; Ramberg 1968; Kehle 1970; Fletcher & Gay 1971; Berner *et al.* 1972; Price 1997). O processo fundamenta-se na existência de uma superfície basal inclinada e numa camada de evaporitos propensa ao deslocamento (Kehle 1970). As primeiras camadas sedimentares depositadas sobre a camada de sal em movimento ocasionam a geração de um domínio distensional na região proximal da margem. O comportamento frágil da camada sedimentar dá origem a falhas normais que permitem o deslocamento de blocos, “jangadas”. O espaço entre os blocos são preenchidos pelo aporte sedimentar vindo do continente, dando origem às falhas lítricas e *rollovers*.

O conceito de “jangada” (*rafts*) (Burolet 1975) é largamente aceito atualmente e foi descrito em diversas margens passivas: Golfo de Guiné (Burolet 1975; Duval *et al.* 1992; Seranne *et al.* 1992; Spathopoulos 1996; Mauduit 1998); bacias marginais brasileiras de Santos e Campos (Demercian *et al.* 1993; Cobbold *et al.* 1995); Bacia de Nordkapp na Noruega (Nilsen *et al.* 1995), no mar mediterrâneo (Sage & Letouzey 1990) e no Golfo do México (Worral & Snelson 1989).

O deslizamento gravitacional de uma cobertura sedimentar frágil sobre uma camada evaporítica dúctil dá origem a dois domínios principais: distensivo proximal e compressivo distal, os quais foram demonstrados experimentalmente (Cobbold *et al.* 1989; Cobbold & Szatmari 1991; Mauduit 1998). Estes domínios podem ser subdivididos em compartimentos estruturais conforme as características estruturais peculiares à cada área. Por exemplo, a Bacia de Cuanza (Spathopoulos 1996), onde o domínio distensivo é subdividido (de leste para oeste) em um domínio de deformação albiana-cenomaniana (Duval *et al.* 1992) sem “jangadas” na parte emersa, e outro de deformação pré-*rafts* na porção imersa da bacia. O fato das falhas serem recobertas por sedimentos terciários demonstra que estas foram interrompidas muito cedo na porção leste da margem. Os blocos basculados são resultado da distensão síncrona à deposição no Cretáceo. Já a zona de “jangadas” (*rafts*) localiza-se a oeste da zona pré-*raft*, que segundo Duval *et al.* (1992), corresponde a uma separação dos pré-*rafts*, de tal forma que os sedimentos sin-cinemáticos teriam sido depositados em discordância com a base

do sal. O compartimento de jangadas é caracterizado por uma sucessão de “jangadas” e grabens preenchidos de sedimentos terciários (Brognon & Verrier 1966; Lundin 1992). No domínio compressional, a camada evaporítica se espessa substancialmente e os depósitos sedimentares são acomodados sobre dobras geradas pela compressão, em resposta à distensão da porção proximal da margem (Duval *et al.* 1992).

Longitudinalmente, seções sísmicas demonstram que margens passivas apresentam variações estruturais (Spathopoulos 1996) que podem ser resultantes da configuração inicial da bacia evaporítica. Cobbold & Szatmari (1991) propõem modelos de deslizamento radial ou paralelo para explicar determinadas estruturas. Os deslizamentos radiais convergentes e divergentes resultam de uma geometria côncava e convexa do substrato do sal, respectivamente. Estes modelos foram concebidos por meio da observação, paralelamente à costa, da deformação halocinética nas bacias de Santos e Campos, onde irregularidades na superfície da base do sal podem propiciar variações longitudinais da deformação (Gaullier *et al.* 1993). Estruturas herdadas da fase rifte podem criar obstáculos ao escorregamento do sal, propiciando a geração de estruturas halocinéticas acompanhando a direção das estruturas da base do sal, como é o caso do Golfo de Guiné. Na Bacia de Campos, similaridades com as estruturas da fase rifte são relatadas por Guardado *et al.* (1990) e Rizzo *et al.* (1990).

No fronte deformacional do domínio distensional ocorrem estruturas halocinéticas com estilos estruturais distintos. Estas estruturas são associadas ao espessamento da camada de sal no domínio compressional e caracterizadas por dobras de crescimento e falhas de cavalgamento, como por exemplo, na Bacia de Santos (Cobbold *et al.* 1995). A zona compressiva é marcada por um grande espessamento da camada de sal, sobreposta por uma camada de sedimentos pouco espessa e dobrada até aproximadamente o fundo do mar, podendo estas ser consideradas, em alguns casos, pré-cinemáticas.

Em se tratando de deslizamento gravitacional do sal, a origem destas estruturas está associada à vagarosidade do avanço da camada de sal para as porções mais distais da bacia em relação ao desenvolvimento das estruturas distensionais na porção proximal, gerando um contraste de velocidades que resulta numa zona de compressão, onde são observados grandes diápiros e muralhas de sal (Mohriak & Szatmari 2008b).

Spathopoulos (1996), Mauduit (1998), Cramez & Jackson (2000), Brun & Fort (2004), Fort *et al.* (2004), Jackson *et al.* (2008) descreveram grande variedades de

estruturas compressivas nas bacias do oeste africano. Cramez & Jackson (2000) destacam que a geração das estruturas da margem angolana e Baixo Congo ocorrem ao longo de diversas fases compressivas. Fort *et al.* (2004) ressalta que estas diversas fases compressivas não são compatíveis com o caráter contínuo do deslizamento gravitacional.

2.2 Contexto Geológico da Bacia de Santos: Arcabouço Estrutural.

2.2.1 Principais Feições Fisiográficas da Bacia de Santos

Fisiograficamente, a Bacia de Santos está localizada na região do Platô de São Paulo, uma feição geomorfológica de relevo rugoso devido à deformação do sal nas formações rochosas do fundo marinho (Kownsman *et al.* 1982; Macedo 1990; Chang *et al.* 1992), o qual apresenta maior expressão na porção sul, sobre a Bacia de Santos, e se prolongando até litoral do Espírito Santo (Figura 15).

Segundo Chang *et al.* (1992), o platô de São Paulo consiste de crosta continental extremamente afinada devido à atuação do *hot spot* Tristão da Cunha, o qual teria permanecido por tempo prolongado, aproximadamente 20 Ma nesta região, alterando as propriedades reológicas da litosfera e proporcionando um maior afinamento da crosta antes da ruptura (Figura 15). O Platô de São Paulo é limitado a sul por uma cadeia vulcânica de direção E-W (barreira orográfica conhecida como Dorsal de São Paulo) com aproximadamente 300 km de comprimento e pode alcançar relevos com até 2000 m na porção mais a leste. A Dorsal de São Paulo teve grande importância durante as primeiras incursões de águas oceânicas para a Bacia de Santos, pois constituía uma barreira à circulação de água durante o Aptiano superior que, aliado ao clima seco e quente e a períodos de mar baixo, proporcionou a deposição de espessa sequência evaporítica nas bacias ao norte.

Nas redondezas da Dorsal de São Paulo ocorrem duas grandes elevações vulcânicas datadas de 85 Ma (Ernesto *et al.* 2002) constituídas de basaltos toleíticos. Estes altos vulcânicos são limitados a norte por uma importante zona de fratura de direção E-W, conhecida como Zona de Fratura Rio Grande, a qual é considerada continuação do Alto de Florianópolis, oceano adentro (Figura 15B).

Interpretações utilizando anomalias magnéticas sugerem que, enquanto a sul da Zona de Fratura Rio Grande estava havendo a criação de crosta oceânica, a norte a crosta continental estava sob forte processo de estiramento (Figura 15A). A partir deste cenário, assume-se que esta zona de fratura materializa o limite entre as crostas oceânica (sul) e continental (norte), na porção sul da Bacia de Santos (Rabinowitz & La Brecque 1979; Chang *et al.* 1992).

A grande influência do *hot spot* Tristão da Cunha na configuração da margem sul brasileira pode ser notada na geometria da linha de costa entre os estados do Rio de Janeiro e Santa Catarina, onde uma marcante reentrância continente adentro culmina com áreas alçadas a grandes altitudes (900 m), tendo como centro o Arco de Ponta Grossa, no qual se observa exposições de rochas pré-cambrianas mais a oeste.

O Arco de Ponta Grossa (Ferreira 1982) constitui em grande arqueamento da crosta, cujo “nariz” mergulha para NW, expondo rochas do embasamento cristalino a SE devido à erosão das regiões mais elevadas. No centro do arco ocorre imenso exame de diques de diabásio datados de 130 Ma, cronocorrelatos ao evento magmático Serra Geral, e, bem delimitados por métodos magnetométricos.

O limite norte da área de estudo é dado pelo Alto de Cabo Frio, onde se observa na fisiografia atual do fundo marinho uma forte inflexão da plataforma continental de N40E para N30W e novamente para N15E. Estas mudanças de direção estão posicionadas sobre o Alto de Cabo Frio, o qual é fortemente controlado por falhas de transferências e normais e por intrusões vulcânicas que ocorrem desde o Mesozóico até o Eoceno inferior.

O Alto de Cabo Frio pertence ao domínio tectônico do Cabo Frio, domínio este composto por uma unidade litotectônica inserida na faixa Ribeira, no início do Paleozóico (Schimitt *et al.* 2004). A unidade é constituída por um embasamento Paleoproterozóico, tectonicamente intercalado com rochas supracrustais do Neoproterozóico, que foi acrescida à faixa Ribeira durante a orogenia Búzios (Schimitt *et al.* 2004), evento esse associado à grande orogenia Brasileira (Heilbron *et al.* 2000).

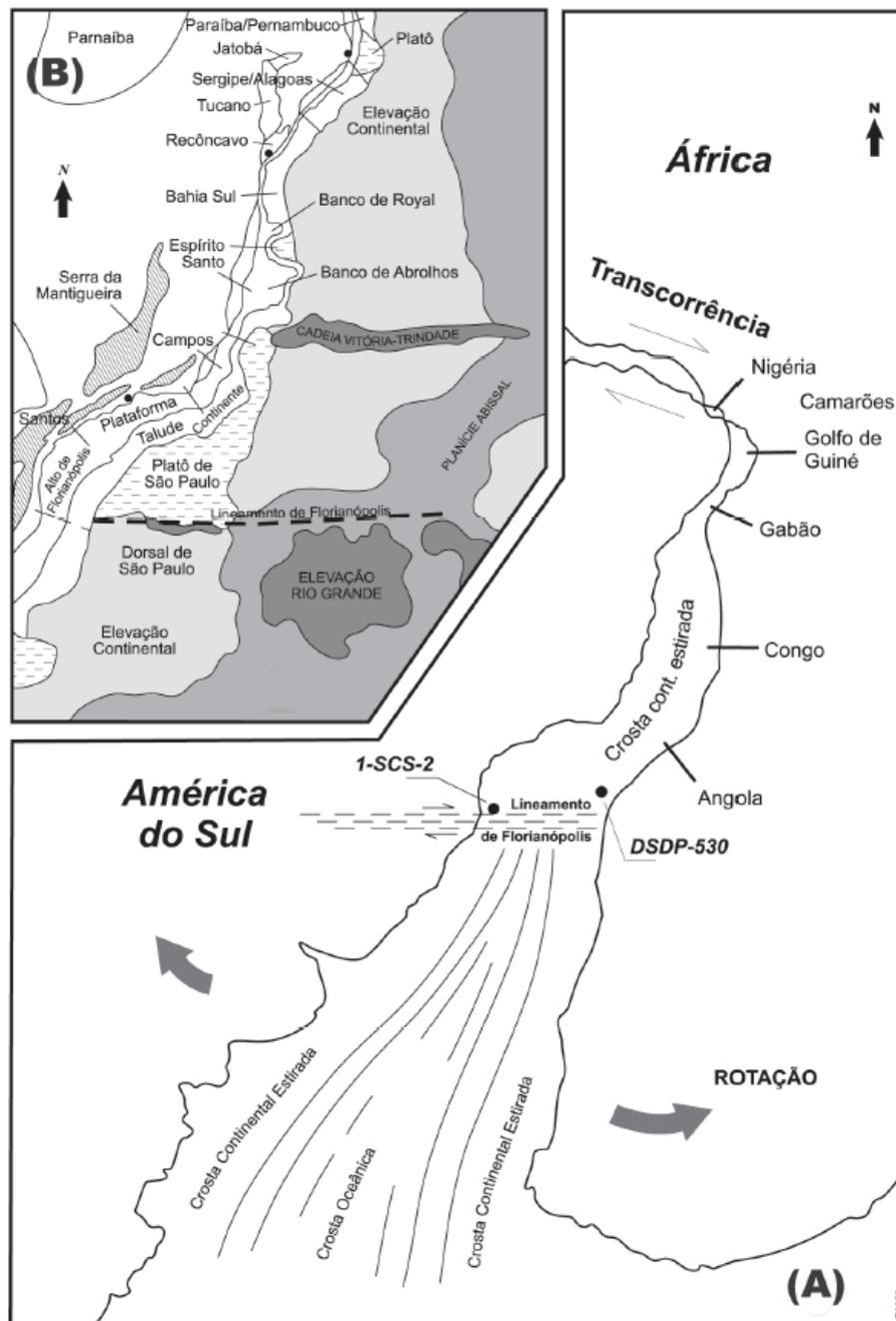


Figura 15: Posição paleogeográfica dos continentes sul-americano e africano no Albiano (A) e as principais feições fisiográficas da margem continental brasileira (B) (Azevedo 2004).

A quiescência tectônica do Supercontinente Gondwana foi quebrada centenas de milhões de anos após a aglutinação total, quando eventos da tafrogênciã Weldeniana (Almeida, 1967), iniciada há 140 Ma, deu início à ruptura continental e à abertura do Oceano Atlântico. Desde o Mesozóico, esta área constitui um alto estrutural de escala regional, responsável pelo limite entre as bacias de Campos e Santos, e que foi formada

durante as fases iniciais da ruptura dos continentes africano e sul-americano, há cerca de 130 Ma (Asmus 1978; Dias 1991; Almeida & Carneiro 1998).

O limite oeste da área de estudo é dado pela charneira cretácea, a partir da qual, para oeste, não se observam sedimentos cretáceos da Bacia de Santos (Figura 16). A denominação charneira Cretácea da Bacia de Santos leva em consideração que a borda da bacia é flexural, formando uma homoclinal com mergulho preferencial para leste, ao contrário da vizinha Campos, que apresenta a borda falhada. Davison (1997) descreve um padrão de borda de falha e de flexura para as bacias do Atlântico Sul, compatível com as informações sísmicas obtidas nas bacias.

A linha de charneira é marcada por uma intensa anomalia magnética e gravimétrica que foi atribuída por Cobbold *et al.* (2001) e Mesiling *et al.* (2001) a um soerguimento da superfície Moho (Figura 16). Contudo, por meio da combinação de dados de poços, sísmica, métodos potenciais e modelos geológicos, foi possível demonstrar que estas anomalias magnéticas estão associadas às rochas vulcânicas básicas, extrudidas durante o início da fase rifte, que foram basculadas para leste devido à subsidência termal (ANP 2003). Feições de relevo conhecidas como *inselbergs* foram observadas nesta unidade vulcânica sobre a extensão da anomalia gravimétrica, demonstrando que estas rochas foram expostas a condições subaéreas e submetidas a processos erosionais, e recobertas posteriormente por sedimentos terciários.

Os dados de magnetometria e gravimetria demonstram que a linha de charneira da Bacia de Santos é muito afetada por deslocamentos horizontais defronte ao Arco de Ponta Grossa. O mais evidente é observado no prolongamento da Zona de Falha de Guapiara para dentro da bacia, onde a anomalia magnética apresenta deflexão de N40E para E-W e depois retorna para N40E, apresentando rejeitos horizontais da ordem de 50 km. Outros deslocamentos são notados na porção norte da área de estudo, onde grandes falhas de transferência, com expressão no continente, segmentam a anomalia gravimétrica da linha de charneira na região do Alto de Cabo Frio, alcançando rejeitos horizontais da ordem de 40 km.

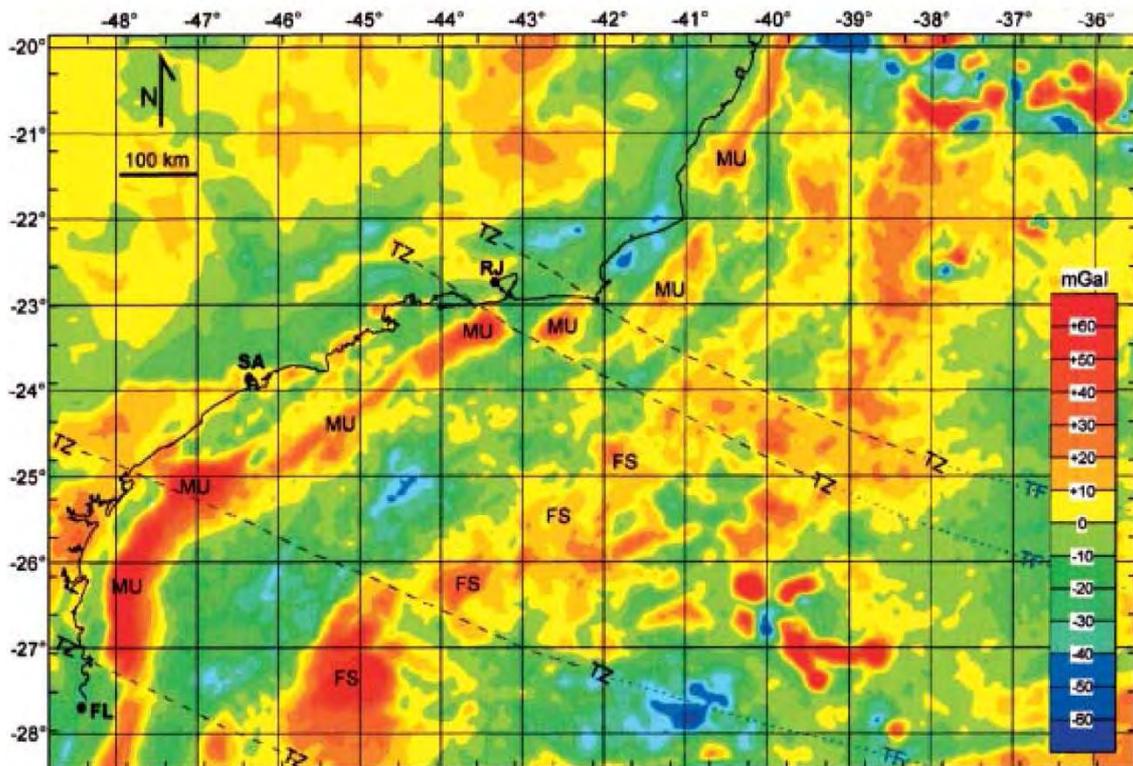


Figura 16: Mapa de anomalias gravimétricas das bacias de Campos e Santos. Anomalia residual após a remoção de uma superfície de tendência de 5ª ordem dos dados Bouguer. Localidades: Florianópolis (FL), Santos (SA), Rio de Janeiro (RJ). Principais anomalias foram interpretadas como (MU) soergimento da Moho; (FS) Cadeia de espalhamento abortada; (TZ) Zonas de transferência; (TF) Falhas transformantes (Meisling *et al.* 2001).

2.2.2 Contexto Geotectônico da Bacia de Santos

O ajuste entre as margens leste da América do Sul e oeste África é um dos elementos mais importantes para o entendimento da evolução geodinâmica do Atlântico Sul.

A evolução da separação entre os continentes africano e sul-americano resultou no surgimento de amplas bacias ao longo do atlântico sul, durante o Cretáceo Inferior, caracterizadas por eventos tectônicos que culminaram com rápida e larga geração de espaço de acomodação, especialmente nas bacias do Gabão, Congo e Angola (lado africano) e Camamu-Almada e Sergipe-Alagoas (lado brasileiro).

Diversas interpretações têm sido propostas para a abertura do Oceano Atlântico Sul, considerando rifteamento por cisalhamento puro *versus* simples ou rifteamento

ativo *versus* passivo. Trabalhos anteriores apresentam três abordagens quanto à evolução da margem:

- domeamento térmico como causa do afinamento crustal (Asmus & Baisch 1983; Ojeda 1982);
- processos de estiramento litosférico como precursores da abertura, considerando as anomalias termais como secundárias no processo (Chang *et al.* 1992);
- processos mistos, em função da presença ou ausência de plumas do manto, herança do embasamento e diferentes taxas de estiramento ao longo da proto-margem (Davison 1997; Standlee *et al.* 1992; White & Mckenzie 1989; Gladczenko *et al.* 1997).

O calor excessivo na área do Platô de São Paulo, gerado pela pluma de Tristão da Cunha (White & Mckenzie 1989), atuaria, segundo Macedo (1990), no sentido de que uma ampla área da crosta se tornasse mais dúctil e, portanto, menos resistente ao estiramento. O resultado deste processo de estiramento anômalo teria formado a Bacia de Santos, com seu embasamento constituído por grandes massas de crosta continental afetada por magmatismo básico.

Sintetizando, grandes modificações na paleogeografia global ocorreram no Mesozóico, sendo uma delas a desintegração do supercontinente Pangea (Tafrogenia Wealdeniana) (Almeida 1967).

A história da separação entre os continentes sul-americano e africano está associada à instalação de um sistema rifte, resultado de uma anomalia térmica ativa do Barresiano ao Eo-Aptiano, evoluindo para estágios de golfo e posteriormente para bacia de margem passiva, como são classificadas atualmente as bacias do Atlântico Sul (Figura 17). O rifteamento entre a África e o Brasil ocorreu em três fases: Neocomiano (143-130 Ma), Barremiano (130-125 Ma) e Eo-Aptiano (125-118 Ma) (Chang *et al.* 1992; Cesero *et al.* 1997; Karner & Driscoll 1999). Contudo, recentes interpretações posicionam o Andar Aptiano entre 121 Ma ($\pm 1,4$ Ma) e 112,2 Ma ($\pm 1,1$ Ma) (Gradstein *et al.* 1994; Dias 2005).

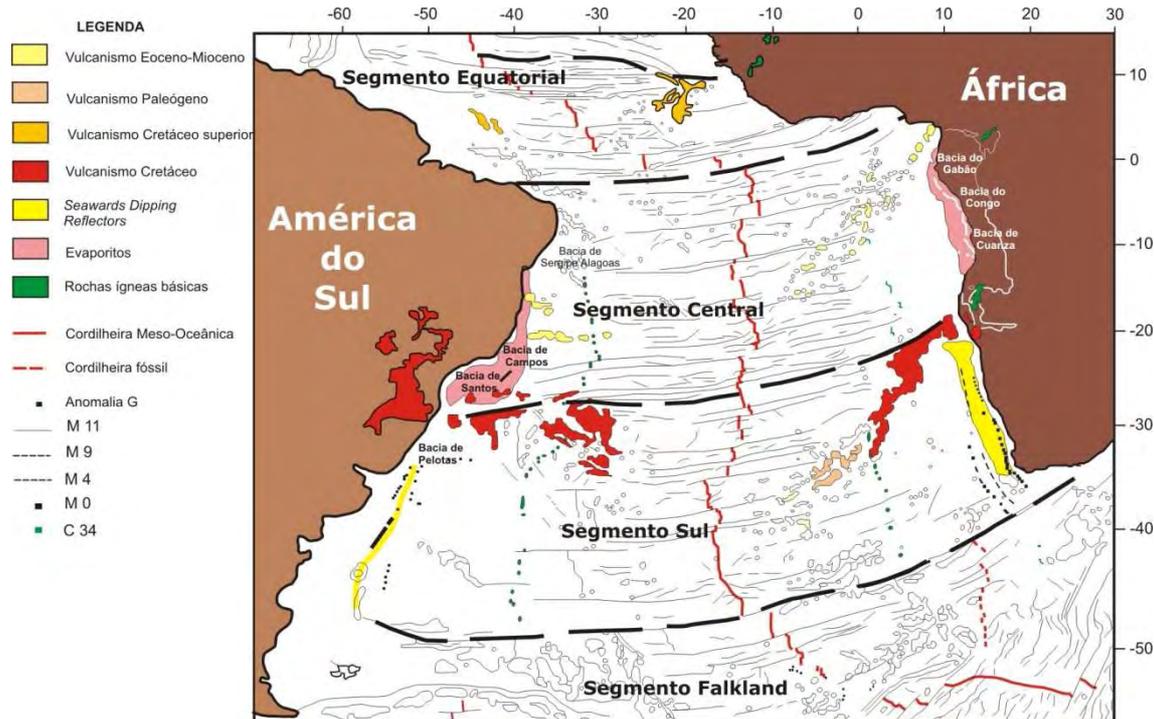


Figura 17: Mapa estrutural generalizado do Oceano Atlântico Sul (Moulin *et al.* 2005). Traços mais fortes em preto delimitam os principais segmentos de ruptura.

No modelo de White & McKenzie (1989), a anomalia gerada pela pluma de Tristão poderia ter produzido soerguimento regional associado à subsidência mecânica na bacia, o que explicaria uma seção rifte menos espessa.

Com respeito à herança tectônica do embasamento, vários trabalhos consideram a importância das heterogeneidades relacionadas ao Cinturão Ribeira. Macedo (1990) afirma que o estiramento litosférico, oblíquo à estrutura deste cinturão, teria induzido características transtensionais à deformação inicial (Meisling *et al.* 2001; Davison 1997). Segundo Corrêa *et al.* (2007), o embasamento pré-cambriano teria influenciado na configuração da bacia rifte nas bacias de Santos e Campos, onde a obliquidade dos tensões distensionais (σ_3) em relação às estruturas pretéritas teriam promovido a configuração em *grabens* e *horsts* romboédricos, os quais seriam margeados inicialmente por grandes falhas e secundariamente por falhas geradas durante o desenvolvimento da distensão. Estas últimas teriam a conotação de falhas de transferência de esforços (direção N-S) e de falhas normais de direção NE-SW. O afinamento litosférico é controlado, no início, por subsidência mecânica ao longo de sistemas de falhas normais (fase rifte) e, posteriormente, com o desenvolvimento de uma fase de transição rifte-drifte, durante a qual é comum o desenvolvimento de seções

evaporíticas (com exceção para a Bacia de Pelotas). No final, ocorre a deposição de cunhas terrígenas e carbonáticas associadas à subsidência termal por resfriamento litosférico (fase pós-rifte). Para alguns autores (Pereira & Macedo 1990; Meisling *et al.* 2001; Cobbold *et al.* 2001), a deformação da fase rifte é predominantemente divergente, localmente com características de obliquidade ocasionada pela herança tectônica do embasamento, tal como na Bacia de Santos.

Chang *et al.* (1992) reconheceram três sequências estratigráficas na seção rifte: da base para o topo, Sin-Rifte I (Jurássico), Sin-Rifte II (Neocomiano) e Sin-Rifte III (Barremiano). Em discordância e acima, descreveram a megassequência transicional evaporítica, de idade aptiana, e a megassequência marinha, com idades do Albiano ao Recente (Figura 18).

De acordo com Cainelli & Mohriak (1998), a fase rifte seria representada por um mosaico de falhas sintéticas NS a NE/SW, com sistemas secundários antitéticos formando uma série de meio-grabens com altos internos; sistemas EW ou NW/SE de falhas transferentes acomodariam as diferentes taxas de estiramento entre as bacias e também em seus blocos internos. Para estes autores, a fase pós-rifte teve início ao final do afinamento e da subsidência mecânica, tendo provocado a movimentação de sal que criou dois conjuntos principais de estruturas, correspondentes às áreas de retirada e acúmulo de sal.

Para Cainelli & Mohriak (1998), a evolução do Atlântico Sul é marcada por cinco fases tectonosedimentares. A primeira fase corresponderia aos processos iniciais da separação entre os continentes sul-americano e africano, com soerguimentos localizados e falhas incipientes. A segunda fase seria representada por afinamento litosférico ocasionado por cisalhamento puro da litosfera, coincidindo com a atividade de falhas crustais, extrusão de vulcânicas em extensos platôs e a formação de meio-grabens. Ao final da segunda fase, a deformação teria aumentado de magnitude, marcada por rotação pronunciada de blocos e sedimentação de cunhas clásticas. A terceira fase compreenderia o paroxismo do soerguimento continental, com revitalização da atividade tectônica e erosão que levou à formação da discordância entre a seção rifte e a sequência transicional (*breakup unconformity*). A quarta fase corresponderia à deposição terrígena e carbonática aptiana, com incursões marinhas localizadas e deposição de rochas geradoras de hidrocarbonetos, que culminou com a deposição de evaporitos no topo da sequência. A quinta fase teria início com a

deposição de carbonatos plataformais albianos, progressivamente substituídos por seqüências terrígenas com o aumento do espaço para acomodação e o afluxo de sedimentos pós-rifte.

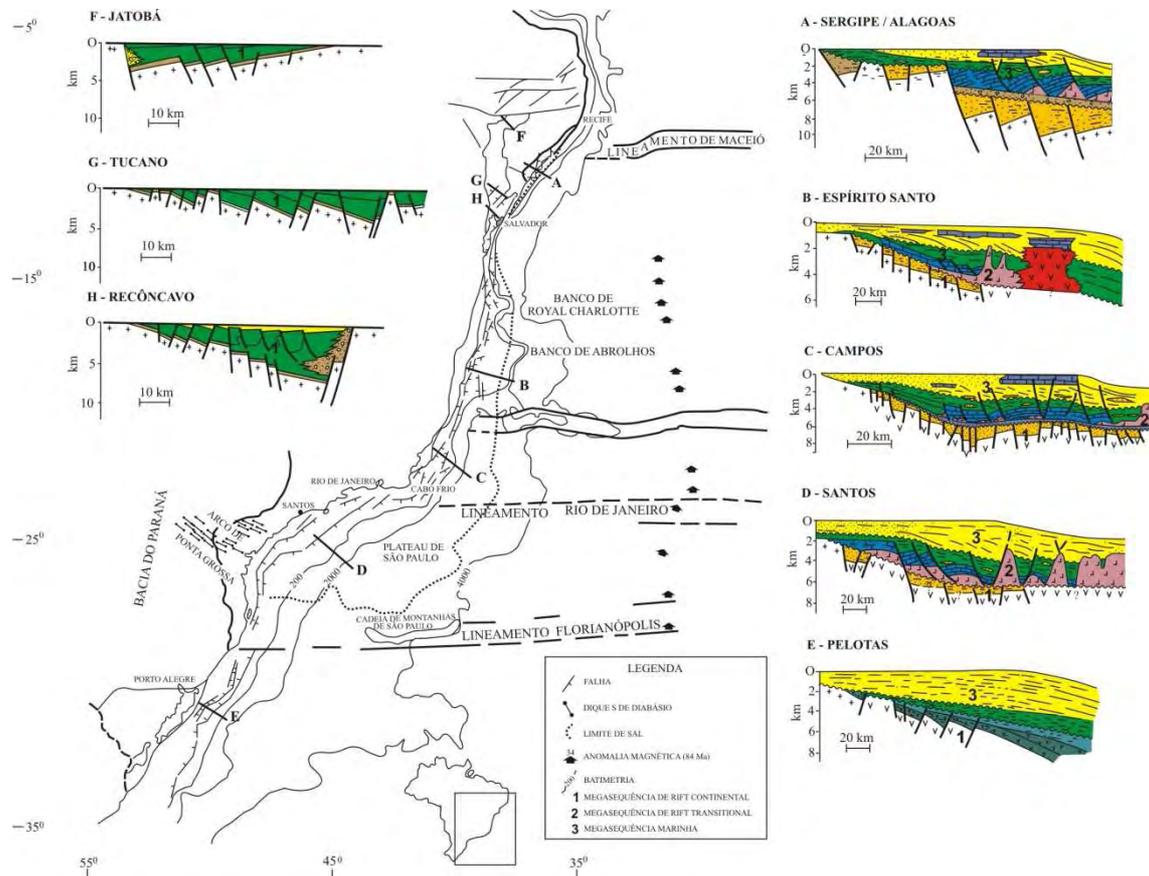


Figura 18: Seções geológicas de bacias meso-cenozóicas ao longo da margem leste brasileira (Chang *et al.* 1992)

Karner & Driscoll (1999), trabalhando nas bacias do oeste africano, estabeleceram a cronologia de ruptura dos continentes africano e sul-americano em três fase distintas: Neocomiano (143-130 Ma), Barremiano (130-125 Ma) e Eo-Aptiano (125-118).

2.2.3 Evaporitos

A grande bacia evaporítica aptiana ao longo da margem brasileira e africana foi primeiramente descrita por Leyden *et al.* (1976) e Mascle & Renard (1976) e Evans (1978). O episódio evaporítico na evolução do Atlântico Sul marca o término da sedimentação rife e a ruptura do supercontinente Gondwana. No entanto, os depósitos

evaporíticos estão ausentes na bacia africana de Moçamedes, sendo que quase toda a massa evaporítica desta porção do Atlântico está localizada na congênera Bacia de Santos. As dimensões máximas da bacia evaporítica são de mais de 1800 km de comprimento por até 700 km de largura, com grande parte sobre o arcabouço estrutural do Platô de São Paulo, na Bacia de Santos (Gamboa & Rabinowitz 1984; Chang *et al.* 1992).

Os evaporitos foram depositados dentro de um golfo com geometria alongada que se estendeu desde a Bacia de Santos até as bacias Sergipe/Alagoas (Asmus & Ponte 1973; Ponte & Asmus 1978; Leyden *et al.* 1976; Ponte *et al.* 1980; Ojeda 1982; Chang *et al.* 1992) durante a fase transicional de evolução das bacias marginais brasileiras.

Segundo Mohriak *et al.* (1995), a bacia evaporítica na Bacia de Santos apresenta cerca de 300 km de largura na região do platô de São Paulo, recobrando os depósitos da fase rifte. O limite oeste é dado pela linha de charneira aptiana e o limite leste está aproximadamente posicionado no limite entre crosta continental e oceânica (Lobo & Ferradaes 1983; Chang & Kowsmann 1987). Gamboa *et al.* (2008), por meio de mapeamento sísmico e correlação de poços da sequência evaporítica em águas ultra-profundas, determinam espessuras da ordem de 2500m nos principais depocentros e de apenas 200 m nas proximidades da costa a oeste.

Episódicas incursões marinhas, advindas do sul da Bacia de Santos adentraram à bacia durante períodos de nível de mar alto, ocasionando o aumento da lâmina d'água nestas recém criadas bacias restritas. Durante períodos de nível de mar baixo, a entrada de água salgada do mar era interrompida por barreiras orográficas à sul da Bacia de Santos (Dorsal de São Paulo), constituídas pelo Alto de Florianópolis e pelo alto vulcânico de Rio Grande (Meisling *et al.* 2001).

Recentemente, trabalhos baseados em modernas aquisições de dados sísmicos 3D e na perfuração de dois poços pela Petrobras, que atravessaram a sequência evaporítica em águas ultra-profundas, permitiram a determinação do arcabouço estratigráfico e estrutural da sequência evaporítica na Bacia de Santos com maior detalhe (Freitas 2006; Gamboa *et al.* 2008).

A deformação do sal começou muito precocemente a partir da camada de halita inferior, criando espaço de acomodação para a subsequência de precipitação de sais estratificados (Gamboa *et al.* 2008). Posteriormente, todo o pacote evaporítico foi

deformado durante a fase de subsidência termal e pela sobrecarga sedimentar diferencial na borda da bacia (Demercian *et al.* 1993; Mohriak *et al.* 1995), especialmente pela deposição das cunhas clásticas progradantes senonianas.

2.2.4 Halocinese na Bacia de Santos

Os primeiros relatos sobre halocinese na porção centro-norte da Bacia de Santos foram descritos como amplos domos de sal e áreas com acúmulo de sedimentos que resultaram na expulsão do sal para porções mais distais da bacia (Petrobras 1983; Cobbold & Szatmari 1991; Duval *et al.* 1992; Demercian *et al.* 1993). Deformações horizontais atribuídas ao deslizamento gravitacional do sal e à sobrecarga sedimentar também foram descritas nesta época, especialmente nas porções mais distais da bacia.

Os estilos estruturais na porção rasa da Bacia de Santos já haviam sido descritos por Petrobras (1983). Contudo, somente a partir dos trabalhos de Cobbold & Szatmari (1991) feições halocinéticas foram reconhecidas nas porções mais profundas, auxiliando na identificação de estilos e domínios estruturais. Estes trabalhos foram complementados por modelagens físicas (Vendeville & Cobbold 1987, 1988; Cobbold *et al.*, 1989; Cobbold & Szatmari, 1991; Vendeville e Jackson 1992a e b) e por técnicas de restauração de seções adaptadas à halocinese (Gibbs 1983, Worrall & Snelson 1989; Schulz-Ela 1992; Rouby *et al.* 1993a e b).

Cobbold & Szatmari (1991), analisando exemplos do Golfo do México e das bacias marginais brasileiras, observam que o deslizamento do sal produziu três compartimentos distintos, sendo: domínio superior com distensão, domínio intermediário de escorregamento rígido e domínio inferior de contração. O limite entre estes domínios é dado por mudanças na inclinação da superfície de descolamento. Em experimentos laboratoriais utilizando silicone e areia seca, Cobbold & Szatmari (1991) observam a mesma compartimentação, corroborando os estudos anteriores nessas bacias.

Em comparação com os experimentos laboratoriais, nas bacias marginais brasileiras, o domínio superior distensional é caracterizado por estruturas como falhas lítricas normais de crescimento associadas a diápiros e almofadas de sal (Cobbold & Szatmari 1991; Demercian *et al.* 1993; Mohriak *et al.* 1995). Neste contexto, o

deslizamento do sal está associado a paleo-declives que desestabilizam os evaporitos, provocando a movimentação bacia adentro. O paleo-declive necessário à movimentação do sal está associado a uma fase de distensão litosférica que levou à abertura do Oceano Atlântico (Chang *et al.* 1988; Cobbold & Szatmari 1991), seguido de subsidência termal (margem passiva) a partir do Albiano.

A análise realizada por Cobbold & Szatmari (1991) baseou-se na geometria retilínea, côncava ou convexa da superfície de descolamento (substrato dos evaporitos). O deslocamento de partículas linear ocorreria em casos onde a costa apresentasse geometria retilínea. Contudo, em casos onde a costa é sinuosa, a exemplo da Bacia de Santos, reentrâncias e saliências poderiam ocasionar escorregamentos radiais convergentes e divergentes, respectivamente.

Em trabalho específico nas bacias de Santos e Campos, Demercian *et al.*, (1993) apresentam uma compartimentação em dois domínios, com base nos estilos estruturais do sal: distensional superior e contracional inferior. O domínio distensional superior é caracterizado por falhas de crescimento sintéticas e antitéticas associadas a diápiros de sal com mais de 5 km de altura e geometria triangular em seção (Cobbold & Szatmari, 1991; Demercian *et al.* 1993; Mohriak *et al.* 1995). Demercian *et al.* (1993) interpretam este domínio como sendo resultado da distensão horizontal ao longo de uma seção de aproximadamente 200 km de largura. O domínio contracional inferior é caracterizado por amplos diápiros de sal ondulados no topo, cobertos por uma delgada sequência sedimentar (Demercian *et al.* 1993). Os autores reconheceram diápiros ultrapassando a sequência sedimentar em áreas com espessa cobertura sedimentar adjacente. Em alguns locais, os diápiros teriam sido empurrados sobre os sedimentos, criando falhas inversas e dobras em *chevron* nas porções mais distais da bacia.

Segundo Mohriak *et al.* (1995), na região circunvizinha ao alto de Cabo Frio, a seção transversal ao mergulho da bacia pode ser dividida em 4 compartimentos tectônicos:

- **Zona proximal** – caracterizada pela distensão, em que pequenas falhas listricas sintéticas cortam somente os sedimentos mais antigos (albianos-santonianos); *rollovers* e diápiros são pequenos e não há grandes separações entre os blocos seccionados;

- **Zona intermediária** – caracterizada por relativa estabilidade e poucas falhas;
- **Zona distal** – caracterizada por grandes falhas sintéticas e antiéticas bordejadas por *rollovers* e diápiros.
- **Zona contraccional** – engloba as porções mais a leste da zona distal, onde ocorrem grandes anticlinais com feições de erosão nas cristas, falhas de empurrão e grandes diápiros de sal (Lobo & Ferradaes 1983; Cobbold & Szatmari 1991; Mohriak 1991; Demercian *et al.* 1993; Cobbold *et al.* 1995).

Com base nas análises de deslizamento gravitacional radial divergente e convergente propostas por Cobbold & Szatmari (1991) e apoiados no mapa regional dos evaporitos, Demercian *et al.* (1993) dividiram a Bacia de Santos em duas províncias longitudinais: região de Cabo Frio e sul da Bacia de Campos, com padrão de fluxo de sal radial e divergente, e porção centro-norte da Bacia de Santos, com padrão radial convergente.

Mohriak *et al.* (1995) descrevem que a região da plataforma de Cabo Frio apresenta dois estilos estruturais distintos:

- grande extensão da sobrecarga diferencial associada à halocinese por meio de falhas lítricas (Figueiredo & Mohriak 1984; Guardado *et al.* 1989; Cobbold & Szatmari 1991) (na região norte da Bacia de Santos e Sul da Bacia de Campos);
- meio-graben associado à halocinese, limitado por falha lítrica mergulhando para o continente, com notável ausência da sequência albiana no bloco baixo, onde foi substituída por sedimentos progradantes do Cretáceo Superior (na região central da Bacia de Santos).

A evolução do desenvolvimento desses estilos estruturais foi muito bem estudado por modelos físicos em caixas de areia por Brice *et al.* (1982), Vendeville *et al.* (1987), Vendeville & Cobbold (1988) e Cobbold *et al.* (1989), os quais foram dimensionados a partir de informações de várias bacias em todo o mundo, onde a halocinese é controlada pela distensão da sobrecarga sedimentar associada a falhas lítricas sintéticas.

A movimentação de blocos estruturais ao longo de falhas lítricas deixa cicatrizes do deslizamento (*fault weld* ou *detachment plane*), onde os blocos são rotacionados em direção ao continente para acomodar a distensão e normalmente são acompanhados de falhas antitéticas de compensação (Vendeville *et al.* 1987; Cobbold *et al.* 1989; Mohriak *et al.* 1995). Em alguns casos, em que a distensão da sobrecarga sedimentar é muito grande, pode ocorrer do bloco baixo da falha ser descolado e transportado por grandes distâncias bacia adentro, juntamente com o deslocamento do sal, resultando em blocos sedimentares isolados, fora do contexto deposicional original (*rafts*). A “tectônica de jangadas” (*rafting tectonics*) foi utilizada por Duval *et al.* (1992) para explicar os blocos alóctones deslocados pela halocinese na Bacia de Kwanza.

Este estilo estrutural é típico da margem passiva do Atlântico Sul, como: bacias de Santos e Campos (Figueiredo & Mohriak 1984; Guardado *et al.* 1989), Gabão (Teisserenc & Villemin 1989), Cabinda (Brice *et al.* 1982) e Kwanza (Duval *et al.* 1992; Hudec & Jackson 2004).

Outro estilo estrutural muito importante na porção centro-norte da Bacia de Santos está relacionado a uma grande falha antitética de crescimento, induzida por espalhamento gravitacional da sobrecarga sedimentar sobre um substrato móvel, denominada Zona de Falhas de Cabo Frio, por Mohriak *et al.* (1995). Refletores sísmicos do Cretáceo Superior aparecem em *downlap* sobre uma superfície plana de descolamento do sal (*salt detachment* ou *salt weld*). Embora o plano da falha esteja distante, o mergulho dos refletores sísmicos indica que o bloco baixo foi rotacionado devido ao deslocamento da falha antitética bacia adentro.

Os refletores sísmicos em *downlap* sobre a base dos evaporitos representam uma grande cunha clástica progradante que se estendeu desde o Santoniano até o Paleoceno, com ápice no Campaniano-Maastrichtiano. Esta progradação deslocou grande volume de sal bacia adentro, sobre uma superfície de descolamento localizada na base dos evaporitos (Mohriak 1991; Mohriak *et al.* 1992; Mohriak *et al.* 1995), responsável pela ausência da sequência albiana, conhecida como Lacuna do Albiano (Mohriak *et al.* 1995 – *Albian gap*).

A presença de diápiros de sal remanescente no bloco baixo da falhas testemunha o mecanismo de intensa progradação sedimentar e halocinese (Mohriak *et al.* 1995). A interação entre a sedimentação e a halocinese controlou toda a deposição do Senoniano na porção centro-norte da Bacia de Santos, acumulando sedimentos em depocentros

criados pela retirada sal que podem atingir espessuras superiores a 2500m. Outra importante característica da Lacuna do Albiano é a grande discordância gerada pela sobreposição de sedimentos do Cretáceo Superior sobre o sal e até mesmo sobre a base do sal, criando uma discordância que pode atingir até 45 Ma (Mohriak *et al.* 1995).

2.2.5 Falhas do embasamento influenciando a halocinese

Mohriak *et al.* (1995) descrevem que uma importante característica da plataforma de Cabo Frio é a presença de falhas do embasamento mergulhando para o continente com pequenos rejeitos, ocorrendo desde a linha de charneira cretácea até a quebra da plataforma (Mohriak 1991; Mohriak *et al.* 1992).

Estudos envolvendo falhas do embasamento na ativação da halocinese foram desenvolvidos por Rizzo *et al.* (1990), enfatizando que estruturas observadas na Bacia de Campos não poderiam ser originadas somente pelo basculamento da bacia para leste e que haveria envolvimento de reativações de falhas do embasamento. Contudo, estas interpretações não se confirmam com frequência nas seções sísmicas. Demercian *et al.*

(1993) apontam que a halocinese nas bacias de Santos e Campos são induzidas por deslizamentos gravitacionais e independem de reativação tectônica de falhas do embasamento.

Na porção central da Bacia de Santos, uma importante falha normal afeta a base dos evaporitos com grandes rejeitos. Segundo Mohriak *et al.* (1992), esta falha foi reativada durante o pós-rifte.

2.2.6 A Zona de Falha de Cabo Frio

A mais importante feição observada no domínio distensional da Bacia de Santos é uma grande falha lítrica de crescimento, com mergulho em direção ao continente, que tangencia a borda de grandes diápiros de sal. No bloco baixo da falha ocorrem aparentes *donwlaps* dos sedimentos do Cretáceo Superior em direção à bacia, sobre uma cicatriz de deslocamento do sal. Demercian *et al.* (1993) foram os primeiros a reconhecer esta feição na bacia; atribuíram a gênese da falha à entrada de sedimentos após a retirada do sal para porções mais distais da bacia, ocasionando um prolongado deslizamento sobre a superfície da falha, que resultou em “jangadas” e ausência de mais de 25 km da

sequência albiana (*Albian gap*, Mohriak *et al.* 1995). A estrutura estende-se ao longo de toda a porção centro-norte da Bacia de Santos (Figura 19), com dimensões de 300 km de comprimento na direção N20-30E e 50 km de largura na porção central (Szatmari *et al.* 1996).

Mohriak *et al.* (1995) realizaram estudos na Plataforma de Cabo Frio abrangendo, além dos aspectos geométricos e descritivos de Demercian *et al.* (1993), uma ampla análise dos processos e mecanismos geradores das diversas estruturas encontradas na área. Segundo estes autores, a Zona de Falhas de Cabo Frio (ZFCF) deve-se a falhamentos de crescimento induzidos por sobrecarga sedimentar, associada à grande falha com mergulho para o continente e ao espalhamento sedimentar por gravidade sobre um substrato móvel evaporítico, que absorveu a deformação por meio de cisalhamento antitético e deslizamento gravitacional para as porções mais distais da bacia.

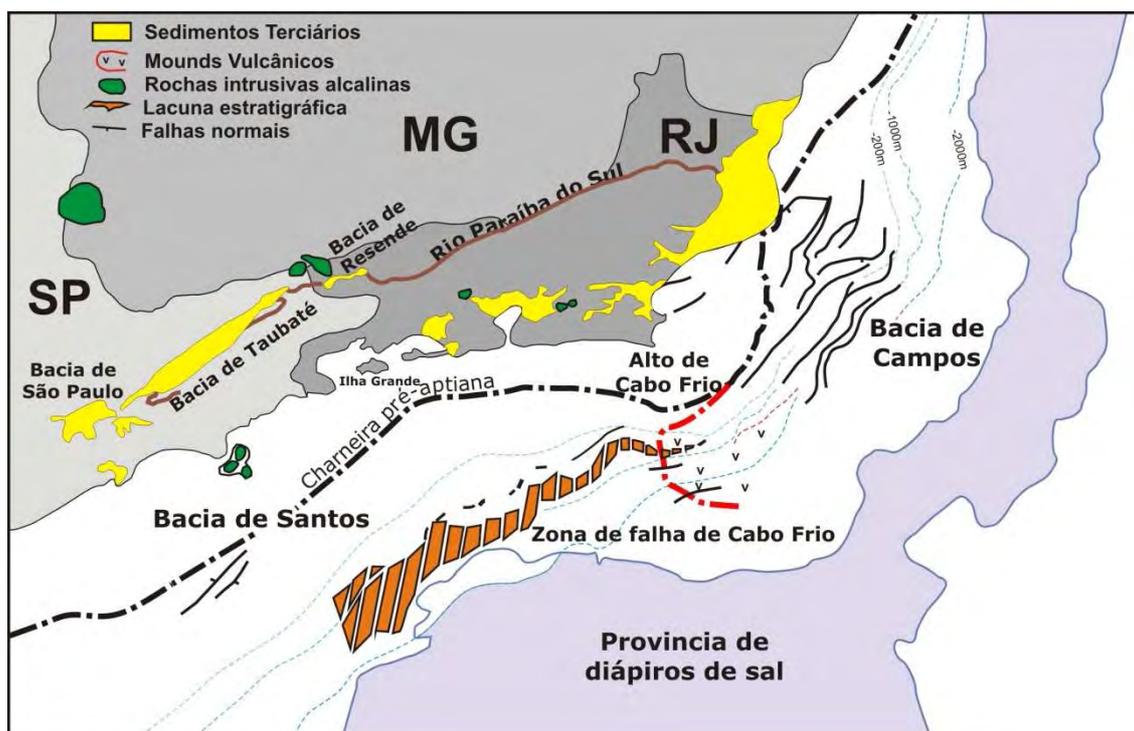


Figura 19: Mapa da Bacia de Santos mostrando as principais feições geológicas (Mohriak *et al.* 1995).

Depressões no fundo mar, sobre o traço principal da falha, indicam que a mesma permanece ativa até o presente, apesar do deslocamento durante o Terciário ter sido pequeno (Demercian *et al.* 1993; Szatmari *et al.* 1996).

2.3 Contexto Geológico da Bacia de Santos: Arcabouço Estratigráfico.

A estratigrafia da Bacia de Santos vem sendo estudada desde a década de 1970 pelo corpo técnico da Petrobras e de empresas de contrato de risco que vêm explorando a bacia em busca de hidrocarbonetos, especialmente na área plataformal, devido às restrições tecnológicas de perfuração.

Segundo Pereira & Feijó (1994), a litoestratigrafia da Bacia de Santos foi inicialmente definida por Ojeda & Cesero (1973), Ojeda & Silva (1974) e Ojeda & Aranha (1980) *apud* Pereira & Feijó (1994).

O início da década de 1980, a Petrobras criou um grupo técnico multidisciplinar com o objetivo de estabelecer um arcabouço geológico-estratigráfico moderno, com vistas às novas informações de poços e de sísmica. Derivado deste grupo, importantes trabalhos voltados à bioestratigrafia e à estratigrafia da Bacia de Santos (Vivers 1986; Pereira *et al.* 1986) discutem a evolução dos ambientes sedimentares do Albiano ao Maastrichtiano, a partir de relações estratigráficas existentes entre as sequências deposicionais.

Pereira *et al.* (1986) identificam os elementos fundamentais para a subdivisão da sucessão sedimentar da Bacia de Santos em sequências deposicionais, embasados no rastreamento de horizontes sísmicos mais marcantes, que no geral estão associadas a grandes discordâncias. Estes elementos foram integrados a dados de outras bacias congêneres à Bacia de Santos, no intuito de testar a consistência das sequências no contexto evolutivo do Atlântico Sul (Pereira 1994).

A partir dos trabalhos de Pereira *et al.* (1986) e Pereira (1994), Pereira & Feijó (1994) formalizam a carta estratigráfica da Bacia de Santos, na qual estão sintetizadas informações lito e cronoestratigráficas, ilustrando a arquitetura estratigráfica das diferentes unidades, bem como informações sobre ambientes sedimentares, sequências deposicionais sobre as fases da evolução tectônica da bacia (Figura 20).

No início deste milênio, com a quebra do monopólio da exploração petrolífera no Brasil e lançando mão de modernas tecnologias, nova fase de intensa aquisição de dados ocorre nas principais bacias brasileiras, especialmente na Bacia de Santos, onde a escassez de dados ainda era problema para o entendimento do arcabouço estrutural-estratigráfico e para a exploração petrolífera. Diversos trabalhos foram realizados sobre a geologia e estratigrafia, dos quais se pode destacar: ANP (2003), Modica & Brush (2004), Chang *et al.* (2008) e Assine *et al.* (2008).

Modica & Brush (2004) caracterizam as principais sequências estratigráficas pós-rifte da bacia, bem como ambientes deposicionais e evolução tectono-estratigráfica. Os autores utilizaram dados de poços disponíveis e uma vasta malha de dados sísmicos de boa qualidade que lhes permitiu fazer um reconhecimento, ao longo de toda a bacia, do empilhamento estratigráfico e dos processos atuantes durante toda a história evolutiva (Figura 20).

Assine *et al.* (2008), a partir das informações geradas durante o projeto Bacia de Santos (ANP 2003), descrevem e caracterizam 15 sequências estratigráficas por meio de análise sísmo-estratigráfica e de dados de poços, utilizando a técnica de reconhecimento de superfícies-chaves que permitissem determinar os principais conjuntos de estratos geneticamente associados e representativos do registro deposicional da bacia. Além disso, importante contribuição foi dada pelo reconhecimento da migração dos depocentros sedimentares de sudoeste para nordeste (ANP 2003; Assine *et al.* 2005 e Assine *et al.* 2008), do Cenomaniano ao Maastrichtiano, que aliada à halocinese propicia condições favoráveis à geração e à acumulação de hidrocarbonetos.

Recentemente, a Petrobrás dedicou um volume inteiro do boletim de Geociências (maio/novembro, 2007) à revisão das cartas estratigráficas de todas as bacias brasileiras, em que se verificam importantes modificações na carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira *et al.*, 2007) em relação àquela de Pereira & Feijó (1994), graças à maior quantidade e à melhor qualidade dos dados adquiridos nos 13 anos que separam a elaboração das cartas (Figura 21), especialmente da sequência rifte, onde só haviam escassas informações nas regiões próximo à linha de charneira cretácea.

Modificações dignas de nota estão relacionadas à criação de grupos para agrupar as formações já existentes, excessão feita para a formação Guaratiba (sequência rifte) que foi elevada à categoria de grupo, congregando 3 novas formações – Barra Velha, Itapema e Piçarras –, além de incorporar a já conhecida Formação Camboriú.

ANP (2003) e Assine *et al.* (2008) salientam a necessidade de utilização de terminologia da separação terminológica litoestratigráfica para separar os depósitos turbidíticos albianos, Cenomanianos-Turonianos, Senonianos e Terciários, a fim de não causarem confusões na comunicação geológica. Moreira *et al.* (2007) acrescentaram dois novos membros à carta estratigráfica para designar os turbiditos Albianos e Cenomanianos (Membro Tombo) e os turbiditos Terciários (Membro Maresias), permanecendo o nome Ilhabela para designar os turbiditos do Turoniano-Senoniano.

Do ponto de vista cronológico, a mais notável modificação refer-se ao intervalo de deposição dos evaporitos da Formação Ariri, que passou de aproximadamente 8 Ma para cerca de 600.000 anos (Gamboa *et al.* 2008).

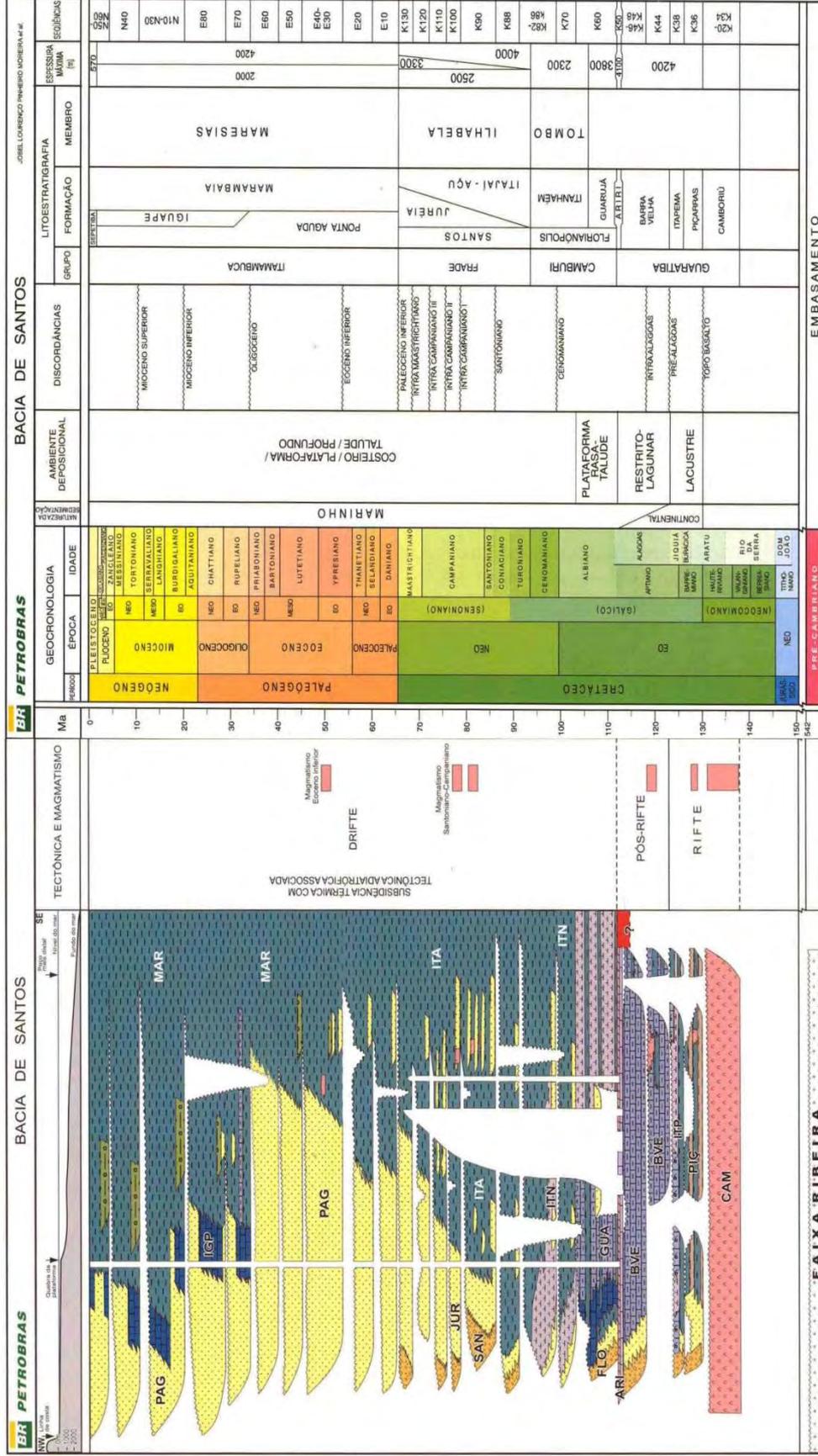


Figura 21: Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al. 2007).

2.3.1 Sucessões estratigráficas da bacia

A análise estratigráfica realizada por Assine *et al.* (2008) resultou no fatiamento da sequência pós-evaporítica da Bacia de Santos em 12 sequências estratigráficas, a partir da identificação e rastreamento de 13 horizontes sísmico-estratigráficos, que em grande parte correspondem a discordâncias estratigráficas possíveis de serem rastreadas ao longo de toda a bacia (Figura 22)

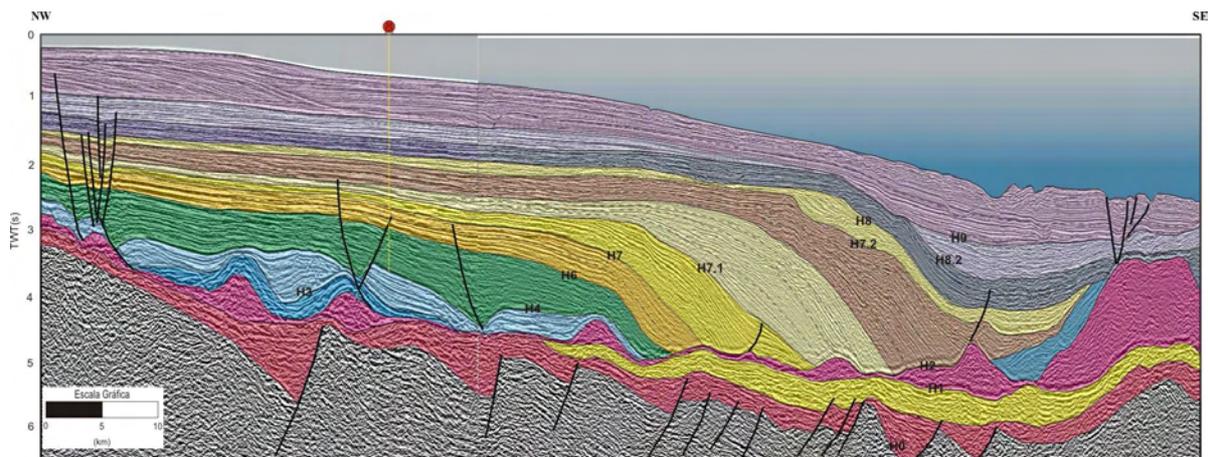


Figura 22: Seção sísmica migrada em tempo, com as principais sequências estratigráficas (Assine *et al.* 2008).

As principais características das sequências estratigráficas demonstrada na figura 22 estão descritas a seguir.

2.3.1 Sequência Aptiano Superior - Albiano Inferior (H1-H2) (Evaporitos)

Sequencia evaporítica depositada no Neoiaptiano equivalente ao andar local Alagoas Superior (K50, Moreira *et al.* 2007). O limite inferior é dado pelo contato com os carbonatos da Formação Barra Velha (K46-48), enquanto o limite superior é dado pela passagem entre evaporitos e os sedimentos silicicláticos/carbonáticos das formações Florianópolis e Guarujá.

O pacote evaporítico da Bacia de Santos pode ser dividido em quatro grandes sequências (Freitas 2006), individualizadas da base para topo em:

- (i) um espesso pacote de halita;
- (ii) um pacote estratificado formado por camadas de anidrita, halita e sais complexos (carnalita, taquidrita e silvita);

(iii) um pacote de halita mais delgado;

(iv) um pacote composto de anidrita, halita e sais complexos de potássio, semelhantes ao pacote (ii), sendo recoberto por uma delgada camada de anidrita no topo.

Estratigraficamente, as sequências evaporíticas são distinguidas por discordâncias na base de cada pacote, as quais estão relacionadas a ciclos de maior aridez. Cada ciclo completo é formado, na ordem de deposição, por anidrita, halita, sais complexos, halita e anidrita. As composições dos sais indicam maior ou menor concentração das salmouras, sendo os sais complexos indicativos de salmouras mais concentradas. Estudos cicloestratigráficos detalhados revelam que mais de uma dezena de pequenos ciclos de evaporação e inundação ocorreram e que as variações de espessura estão associadas a diferentes taxas de deposição dos vários evaporitos (Freitas 2006).

2.3.2 Sequência Albiano Inferior – Albiana Médio (H2-H3)

As unidades compreendidas no intervalo Albiano Inferior e Albiano Médio são as formações Florianópolis e Guarujá.

A Formação Florianópolis é constituída por arenitos finos a grossos vermelhos, com matriz argilosa, folhelhos e siltitos avermelhados, depositados em ambiente de leques aluviais nas proximidades da charneira cretácea da bacia. Estratigraficamente posiciona-se concordantemente sobre os evaporitos da Formação Ariri e sotopõe-se e interdigita-se lateralmente aos carbonatos das formações Guarujá e Itanhaém. O estabelecimento desta unidade no Albiano deve-se à associação com as formações Guarujá e Itanhaém, já que as informações de testemunhos e fósseis são escassas (Demercian 1996; ANP 2003). Outra fonte de informação valiosa para o posicionamento estratigráfico é a correlação desta unidade com unidades similares em outras bacias, como: Formação Tramandaí (Pelotas), Membro Goitacás (Campos), Formação São Mateus (Espírito Santo), Membro Angico (Sergipe).

Pereira (1994), com base em informações de perfis geofísicos, inferiu uma organização retrogradacional que culmina com a instalação da rampa carbonática, interpretada como superfície de máxima inundação no Eo-Albiano. Assim, a Formação

Florianópolis é interpretada como trato de nível baixo e transgressivo indiferenciado (Demercian 1996; Pereira 1994).

A Formação Guarujá é constituída por calcarenitos oolíticos bioclásticos que gradam lateralmente para calcilitos creme-acinzentados a cinza-acastanhados e margas cinzentas. O modelo deposicional proposto por Carvalho (1989) apresenta uma distribuição em faixas ambientais paralelas à Charneira de Santos. Da mais distal para a mais proximal, são encontrados sedimentos de periplataforma, bancos oncolíticos, faixa peloidal, barras oolíticas, laguna rasa e estreita e planície de maré. Os calcilitos de periplataforma são os sedimentos mais distais e de águas mais profundas do sistema.

A superfície de máxima inundação do Albiano Inferior é diácrona para o centro da bacia e reflete o aprofundamento da bacia e a diminuição da energia do ambiente desde a base da sequência.

2.3.3 Sequência Albiano Média a Albiano Superior (H3-H4)

Esta sequência é representada pela Formação Itanhaém. Formação Itanhaém foi proposta por Pereira & Feijó (1994) para designar o pacote pelítico que ocorre entre os clásticos da Formação Itajaí-Açu e os carbonatos da Formação Guarujá, anteriormente chamada Guarujá Superior por Ojeda & Aranha (1980) *apud* Pereira & Feijó (1994); Pereira (1994). Litologicamente esta unidade é constituída de folhelhos cinza-escuros, siltitos e margas cinza-claro, calcilitos creme-acastanhados e arenitos subordinados.

As evidências paleontológicas e datações de foraminíferos e palinórfos posicionam esta sequência na porção média e superior do Albiano (biozona Beta) e demonstram que a bacia passou por um período de aprofundamento.

Nas porções proximais os depósitos terrígenos (Formação Florianópolis) por sobre a discordância do Albiano Médio são recobertos novamente por carbonatos oolíticos, que são paulatinamente recobertos por calcilitos peloidais e calcilitos com bioclásticos planctônicos (Carvalho 1989; Moraes *et al.* 1989). Este conjunto é interpretado como trato de sistema transgressivo. A fisiografia nesta época já mostrava maior desnível, contudo não o suficiente para geração de turbiditos.

Chang *et al.* (1992) descreve um nível glauconítico (nível G, Pereira 1994) no topo da sequência do Neo-Albiano, a qual retrata o final do trato de sistemas transgressivo. O nível glauconítico é o marco final de três ciclos no Albiano Superior: assoreamento ascendente, estabilidade e aprofundamento da bacia (Carvalho 1989).

Condições ambientais de aprofundamento e a maior turbidez da água causaram a extinção da plataforma carbonática. Nas porções mais a oeste, alguns microorganismos conseguiram sobreviver formando bancos bioclásticos e, nas porções mais a leste, somente depositou-se lama carbonática com terrígenos (margas).

2.3.4 Sequência Cenomaniano / Turoniano Inferior (H4-H5)

A sequência Cenomaniano-Turoniano Inferior corresponde à porção inferior da Formação Itajaí-açu, que é composta litologicamente por folhelhos, siltes e margas depositadas em ambiente nerítico médio a batial superior. Esta unidade representa a culminância da fase transgressiva cretácea, sendo cronocorrelata às margas do topo da Formação Macaé (Bota) da Bacia de Campos (Mohriak *et al.* 1995).

A discordância na base da sequência coincide com importante queda global do nível do mar ocorrida no Eo-Cenomaniano (H4), quando, segundo Pereira (1994), depositaram-se arenitos turbiditos de trato de mar baixo.

Segundo Assine *et al.* (2008), o empilhamento estratigráfico é transgressivo, com padrão de refletores em *onlap*, indicativo de subida do nível do mar. Tal transgressão proporcionou condições anóxicas no Eo-Turoniano, durante o pico máximo da inundação. Folhelhos ricos em matéria orgânica (TOC 3%) são observados em sísmica e poços e, segundo Vivers (1986), podem ser correlacionados com o registro do segundo evento anóxico global (OEA2) de Arthur e Schlanger (1979), evento esse bem estudado no Brasil por Herbin *et al.* (1987) e Arai (1988).

Acima da superfície cenomaniana ocorrem camadas de arenitos de espessura entre 3-10m, com persistência regional. Estes arenitos são interpretados como sendo de trato de mar baixo nos poços proximais e nos poços distais, estes últimos em zona bacinal. Esta deposição deve ter ocorrido devido à subsidência diferencial termo-tectônica somada à halocinese (Pereira 1994).

O topo da sequência deposicional apresenta truncamentos erosivos generalizados, tanto na região plataformal como na bacinal, além de mudanças acentuadas nos sistemas e regimes deposicionais.

2.3.5 Sequência Turoniano Superior - Santoniano Inferior (H5-H6)

A sequência Turoniano Superior-Santoniano Inferior é composta pelos folhelhos e arenitos das formações Itajaí-Açú superior, Santos e Juréia. A paleobatimetria indica um assoreamento, com ambientes passando de nerítico profundo bacinal, na sequência H4-H5, para ambientes que variam de nerítico médio a raso, na parte inferior, e parálico, na parte superior da sequência H5-H6.

A fisiografia é bem marcada por zona plataformal e bacinal, apesar do talude ser incipiente (1 a 2 graus). A base do talude coincide com espessa cunha basal de turbiditos arenosos do Membro Ilhabela. Sismicamente, estes depósitos são representados por *downlaps* sobre a discordância H5, onde na base das clinofomas existem corpos turbidíticos que representam depósitos de leques submarinos. Segundo Assine *et al.* (2008), esses turbiditos foram depositados durante a queda do nível do mar, levando a crer que estes turbiditos foram depositados no início do trato de mar baixo (Vail *et al.* 1991), ou durante o trato de queda, conforme os modelos de Hunt & Tucker (1992) e Plint & Nummedal (2000).

Pereira *et al.* (1986a) interpretam ambientes dominados por leques aluviais, rios anastomosados e meandantes, até depósitos costeiros e marinhos.

Nesta época há evidências de vulcanismo básico de idade entre 87 e 90 Ma (Pereira *et al.* 1986a).

2.3.6 Sequência Santoniano Superior - Campaniano Inferior (H6-H7)

A sequência Santoniano Superior - Campaniano Inferior é caracterizada por depósitos deltaicos das formações Santos/Juréia, sobrepostos aos sítios deposicionais antes ocupado pelos turbiditos do Membro Ilhabela. O limite inferior (H6) é caracterizado por uma superfície erosional, onde o contato discordante com a sequência

sobreposta é evidenciado pelo truncamento dos refletores sísmicos. Diante deste cenário, Assine *et al.* (2008) interpretam que a seção marinha sotoposta foi exposta e parcialmente erodida devido ao rebaixamento do nível do mar, retrabalhando e transportando os sedimentos mergulho abaixo, ocasionando progradações deltaicas de trato de mar baixo sobre depósitos turbidíticos de águas profundas.

A porção superior da sequência é limitada na base por uma superfície transgressiva regional, que recobre os deltas de mar baixo e toda a plataforma em *onlap* costeiro, inclusive os sedimentos turonianos/coniacianos da Formação Itajaí-Açu nas porções mais proximais. Sismo-estratigraficamente, a parte superior da sequência é marcada por refletores divergentes para as porções mais distais, em forma de progradações de sistemas aluviais e costeiros com contínuo *onlap* costeiro, constituindo um trato de sistemas de mar alto. A rápida progradação de sistemas siliciclásticos aluviais/costeiros registra mudança marcante no padrão de preenchimento sedimentar da Bacia de Santos a partir do Santoniano, quando terrígenos grossos avançam bacía adentro construindo o edifício estratigráfico Santos/Juréia.

2.3.7 Sequência Campaniano Superior (H7-H7.1)

Esta sequência compreende os sedimentos da porção intermediária das formações Santos (proximal), Juréia (intermediária) e Itajaí-Açu (distal). A sequência se estende por todo o Campaniano, calibrado pelas biozonas P-465, N-280 e F-150 (Beurlen 1992; Vivers 1986). O ambiente de deposição é caracterizado por nerítico raso a médio nas porções mais distais, passando para continental nas porções mais proximais. Na porção mais a norte da bacía, registra-se ambiente nerítico profundo a batial (Pereira *et al.* 1986a).

A sequência é marcada, na base, por evento transgressivo representado por sedimentos finos, recobertos por uma superfície de máxima inundação, caracterizada pela presença de carbonatos e siltitos radioativos. Esta sequência transgressiva é responsável pelo refletor sísmico mais proeminente da seção, o qual é comumente mapeado como a discordância da base do Campaniano (H7).

As maiores espessuras da sequência Campaniano Superior estão localizadas na calha central da bacia, onde ocorrem grandes cunhas clásticas progradacionais no bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio (Mohriak *et al.* 1995).

2.3.8 Sequência Maastrichtiano (H7.1-H7.2)

A sequência Maastrichtiano Inferior corresponde ao topo das formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu.

O limite Cretáceo Superior ainda não é bem definido pela bioestratigrafia, sendo que o limite superior desta sequência pode estar posicionado no Cretáceo Superior/Paleoceno ou intra-Maastrichtiano Superior, sendo este último mais provável segundo Vivers (1986) e Vivers & Azevedo (1988).

No decorrer do processo de elevação do nível do mar, esta sequência se depositou em condições de água mais profunda do que a sequência Campaniano Superior, atingindo ambiente nerítico profundo em poços mais distais à costa (Beurlen *et al.* 1992; Vivers 1986).

O padrão de empilhamento estratigráfico apresenta a mesma lógica da sequência Santoniano - Campaniano, com progradações de sistemas costeiros durante a subida do nível relativo do mar. Sismicamente, a sequência apresenta refletores sísmicos divergentes para a porção distal na bacia e suas maiores espessuras estão localizadas no bloco baixo da Zona de Falhas de Cabo Frio.

Pereira (1994) sugere um trato transgressivo para a metade da sequência inferior, seguido por trato de mar alto sobre a superfície de máxima inundação do Maastrichtiano. Turbiditos podem ocorrer na parte basal das cunhas progradacionais, sobre a discordância H7.1, na retaguarda dos domos de sal associados à Falha de Cabo Frio, aspecto já ressaltado por Pereira & Macedo (1990).

O limite superior desta sequência é marcado por fortes refletores sísmicos, porém com truncamentos erosivos, denotando uma modificação do padrão sedimentar no início do Terciário.

2.3.9 Sequência Paleoceno (H7.2-H8)

A partir do Paleoceno, as unidades estratigráficas que constituem as sequências pertencem às formações Iguape (proximal) e Marambaia (distal), permanecendo com esta nomenclatura até os depósitos arenosos da Formação Sepetiba, no Quaternário.

O limite Cretáceo/Terciário é uma descontinuidade importante na Bacia de Santos, apesar de difícil identificação pela falta de consenso sobre a bioestratigrafia. A partir de dados de poços é possível identificar uma quebra negativa nos registros do perfil sônico na porção proximal, indicativo de diferença de compactação. Já nas porções distais, a relação Cretáceo/Terciário é concordante.

Segundo Assine *et al.* (2008), a discordância H7.2 coincide com importante evento de queda global do nível do mar. Diante deste cenário, as seções sísmicas mostram depósitos de leques de assoalho e de talude, compondo tratos de sistemas de queda e de mar baixo. Na porção central da bacia esta seção é pouco espessa, possivelmente devido à atividade halocinética ao criar grandes barreiras ao fluxo de sedimentos para as porções mais profundas. Desta forma, os depósitos do Paleoceno são frutos da erosão das porções proximais e deposição nos baixos causados pela fuga do sal, especialmente no bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio.

A seção superior da sequência é composta por sistemas de trato transgressivo, onde se observam refletores sísmicos em *onlap* sobre o talude recém-gerado. Os sedimentos do Paleoceno recobrem os depósitos do Cretáceo Superior até onde este não foi exposto à erosão subaérea, indicando que a seção paleocênica está confinada nas porções mais distais da bacia.

2.3.10 Sequência Eoceno - Oligoceno Inferior (H8-H8.2)

O limite inferior da Sequência Eoceno - Oligoceno Inferior é marcado por importante discordância associada a evento de queda do nível do mar. Contudo, a ausência da sequência paleocênica nas porções proximais dificulta o rastreamento de limite, que muitas vezes é confundido com o topo do Cretáceo (H7.2).

Seções sísmicas mostram clinofomas progradantes no Eoceno, compondo vários ciclos regressivos e transgressivos de menor amplitude, os quais foram estudados

por Moreira *et al.* (2001) com mais detalhe. Estas clinofomas foram perfuradas e mostram ciclos de granocrescência ascendente em perfis, onde foi definida a superfície H8.1 e interpretada como um ciclo transgressivo que recobre as clinofomas do Eoceno Médio-Superior.

A seção superior desta sequência mostra empilhamento transgressivo generalizado, com implantação de plataforma mista siliciclástica-carbonática (Assine *et al.* 2008). Durante este período há o recobrimento de ampla área proximal, inclusive sobre as rochas do pré-cambriano, e resquícios da superfície aplainada e relevos residuais.

2.3.11 Sequência Oligoceno Superior – Mioceno Inferior (H8.2-H9)

O limite inferior desta sequência é marcado por uma superfície de inundação máxima, muito pronunciada em seções sísmicas, a qual trunca os estratos do Oligoceno Inferior e pode ser rastreada por toda a bacia, desde as porções mais profundas até as porções mais proximais, onde a continuidade do refletor vai se esmaecendo devido à passagem de depósitos de calcilitos (bom contraste de impedância acústica) para depósitos arenosos (baixo contraste de impedância acústica). Este refletor é correlacionado ao Marco Azul da Bacia de Campos por apresentar características sísmica e de idade similares às relatadas por Gamboa *et al.* (1986).

A subida relativa do nível do mar é evidenciada por refletores sísmicos com padrão em *onlap* sobre a plataforma, onde no Eo-Mioceno é possível observar progradações de trato de mar alto em algumas seções sísmicas, especialmente na porção sul da bacia. Apesar das oscilações do nível do mar neste período, é possível observar que a linha de costa permaneceu relativamente estável, coincidindo aproximadamente com a quebra da plataforma atual.

2.3.12 Sequência Mioceno Superior - Recente (H-9-H10)

A arquitetura estratigráfica da sequência é caracterizada pela existência de várias discontinuidades e conjuntos de clinofomas progradacionais, delineando vários ciclos estratigráficos de 4ª ordem. O empilhamento estratigráfico é ora agradacional, ora

progradacional, com grandes clinofórmias com terminações basais em *downlap* sobre H9, com espessamento acentuado na parte sul da Bacia de Santos.

O preenchimento é complexo em bacia com fisiografia de plataforma e talude, havendo recorrência de plataformas silicicláticas (Formação Marambaia) e carbonáticas (Formação Iguape), resultado de flutuações climáticas e do nível do mar, decorrentes de ciclos globais de glaciação. As plataformas carbonáticas da Formação Iguape são bem desenvolvidas na parte sul da bacia, tendo sido originadas principalmente nos períodos de clima mais quente e de nível do mar em elevação, quando o aporte terrígeno foi reduzido (Assine *et al.* 2008).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Sumário

O desenvolvimento da pesquisa realizada neste trabalho foi dividido nas seguintes etapas:

- revisão bibliográfica, que se estendeu até o final do trabalho;
- obtenção dos dados junto à ANP (sísmica e poços);
- controle de qualidade das informações, bem como a organização do banco de dados nos programas Geosoft© e Geoframe©;
- carregamento dos dados de sísmica e poços no IESX© e amarração dos perfis geofísicos de poços com os dados sísmicos;
- identificação e caracterização das principais sequências estratigráficas nos perfis geofísicos a partir da correlação de poços em seções geológicas transversais e longitudinais ao mergulho regional da bacia;
- carregamento e verificação das informações de topos das sequências estratigráficas, obtidas a partir da interpretação dos perfis geofísicos;
- identificação dos refletores sísmicos representantes dos limites das principais sequências e mapeamento dos mesmos ao longo de toda área de estudada, bem como dos principais elementos estruturais, como dobras e falhas;

- construção de mapas de isópacas das sequências estratigráficas, com vistas a identificar seus principais depocentros;
- confecção de várias seções sísmicas com interpretação de detalhe para verificar o relacionamento das sedimentação com as estruturas halocinéticas da área;
- restaurações palinspáticas de seções geológicas obtidas com a interpretação sísmo-estratigráfica de detalhe de três seções sísmicas, com a finalidade de demonstrar a evolução halocinética- sedimentar;
- construção de modelos físicos análogos em caixas de areia/silicone, com vistas a reproduzir as feições geológicas identificadas, bem como observar o desenvolvimento e a evolução das estruturas causadas pelo deslizamento gravitacional do silicone sob condições de sobrecarga diferencial provocada pela progradação sedimentar.

3.2 Interpretação e mapeamento estratigráfico-estrutural da área estudada

Esta tese de doutorado buscou dirimir dúvidas sobre a origem e o desenvolvimento de estruturas halocinéticas na porção centro-norte da Bacia de Santos, surgidas durante o projeto “Interpretação e Mapeamento dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos”, realizado pelo LEBAC/UNESP, encomendado pela ANP.

O projeto contou com um banco de dados de 70.000 km de linhas sísmicas ao longo de toda a bacia e 145 poços, dos quais 103 estão dentro da área da Bacia de Santos. As informações estratigráficas e estruturais utilizadas nesta tese, bem como os dados para interpretação sísmica e de poços, derivam desse projeto e estão contidas no relatório ANP (2003).

A área ora estudada foi contemplada com 39 poços pioneiros (Figura 23) e malha de aproximadamente 25.000 km lineares de sísmica, contabilizando 356 seções sísmicas.

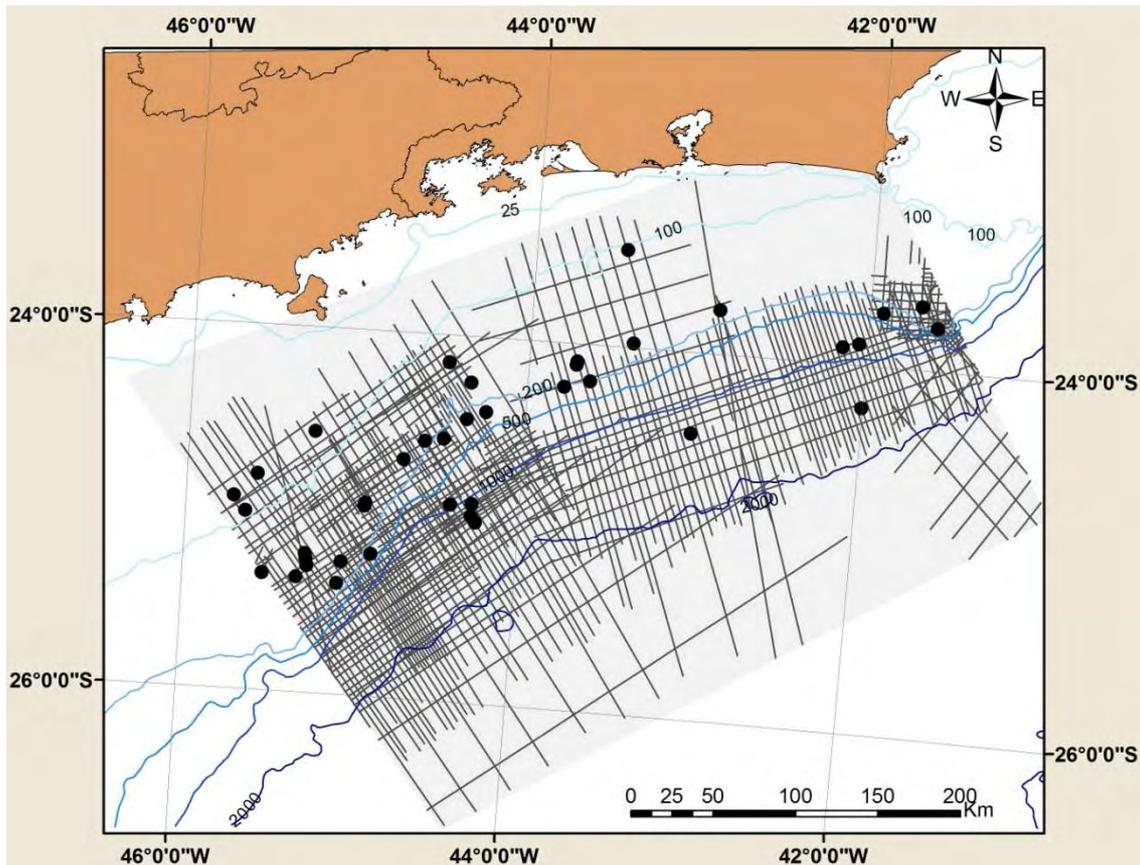


Figura 23: Mapa de localização dos dados utilizados para a geração dos mapas de contorno estrutural das principais sequências estratigráficas (ANP, 2003). Linhas pretas – seções sísmicas migradas em tempo. Pontos pretos – poços pioneiros contendo perfis geofísicos, litológicos e paleontológicos. Polígono cinza – delimitação da área estudada. Linhas azuis são cotas batimétricas.

O trabalho de identificação das unidades estratigráficas fundamentou-se em conceitos da estratigrafia de sequências, permitindo reconhecer e fatiar conjuntos de estratos geneticamente associados, que representam o registro sedimentar da sucessão de eventos deposicionais da bacia.

A análise estratigráfica deste trabalho adotou o mesmo método de Pereira *et al.* (1986), a qual baseou-se em métodos sismo-estratigráficos e de correlação estratigráfica entre poços. O autor propôs a subdivisão da sequência estratigráfica da Bacia de Santos com base no rastreamento de horizontes sísmicos que representassem discordâncias regionais, referidos como horizontes H0-H10. Considerando que os horizontes são discordâncias regionais, Pereira *et al.* (1986) interpretou as sequências estratigráficas entre os horizontes como sequências deposicionais (Tabela 2).

Tabela 2: Discordâncias estabelecidas por Pereira *et al.* (1986).

H9-H10	Meso-Mioceno/Recente
H8-H9	Eo-Eoceno/Meso-Mioceno
H7-H8	Campaniano/Eo-Eoceno
H6-H7	Santoniano/Eo-Campaniano
H5-H6	Neo-Turoniano/Eo-Santoniano
H4-H5	Cenomaniano/Meso-Turoniano
H3-H4	Neo-Albiano/Cenomaniano
H2-H3	Eo-Meso-Albiano
H1-H2	Sequencia do Golfo (Alagoas?)
H0-H1	Sequencia do Lago (Alagoas/Buracica?)

Fonte: Pereira *et al.*, 1986.

Inicialmente, foi feito o reconhecimento dos horizontes identificados por Pereira *et al.* (1986), utilizando padrões de terminações estratais como *downlaps* (DL), *onlaps* (OL) e *toplaps* (TL), que mostram critérios muito úteis na identificação dos horizontes. Concomitantemente à identificação dos horizontes sísmicos, foram feitas as correlações de perfis geofísicos de poços, no intuito de que a interpretação estratigráfica não se restringisse ao contato entre unidades litoestratigráficas.

A interpretação da seção geológica de poços baseou-se nas informações contidas nos perfis compostos, onde as semelhanças nos perfis geofísico e litológico permitiram a correlação de diversas sequências estratigráficas, que puderam ser posicionadas no tempo geológico pelas informações paleontológicas contidas nos relatórios de conclusão dos poços.

O perfil sônico mostrou-se importante na análise dos poços por apresentar bruscas variações no tempo de trânsito da onda, coincidindo muitas vezes com as superfícies-chaves. Estas variações no perfil sônico aparecem nas seções sísmicas como fortes refletores, os quais estão associados às marcantes terminações estratais. O perfil de raios-gama também se mostrou útil na identificação das sequências estratigráficas, porém foram utilizados com cautela, devido à resposta da ferramenta ser condicionada por mudanças laterais de fácies sedimentares, reflexo da justaposição lateral de ambientes deposicionais tanto na direção *strike* quanto na direção *dip*. Dessa forma, a variação no padrão dos perfis de raios-gama pode variar de poço para poço, uma vez que os contatos litológicos são diácronos.

O procedimento de identificação das sequências estratigráficas ocorreu concomitantemente nos perfis sísmicos e nas seções geológicas de poços, proporcionando a interação entre métodos distintos na elaboração de um arcabouço estratigráfico e a possibilidade da verificação da consistência da interpretação geológica por meio de duas ferramentas distintas.

Os horizontes estratigráficos descritos na tabela 3 foram identificados em outros poços fora das seções geológicas, bem como nas seções sísmicas adjacentes àquelas interpretadas para análise estratigráfica, com vistas a estabelecer um arcabouço estratigráfico para toda a área estudada. De posse das informações estratigráficas, procedeu-se à interpretação do restante das seções sísmicas existentes na área, com o objetivo de construir mapas de contorno estrutural de cada superfície mapeada, e de isópacas para cada intervalo estratigráfico identificado. Os mapas foram gerados utilizando métodos de interpolação por krigagem linear.

Tabela 3: Horizontes considerados na análise estratigráfica

H	IDADE	CARACTERÍSTICAS
H10	Recente	Fundo do mar
H9	Meso-Mioceno	Desconformidade na base de grandes clinofomas progradantes
H8.2	Meso-Oligoceno	Desconformidade na base de grandes clinofomas progradantes. No talude sobrepõe refletor contínuo, considerado horizonte cronocorrelato ao Marco Azul da Bacia de Campos (Oligoceno Inferior).
H8.1	Neo-Eoceno	Superfície transgressiva sobre clinofomas deltaicas do Eoceno
H8	Eo-Eoceno	Desconformidade em escala de bacia, atingindo o talude
H7.2	Eo-Paleoceno	Discordância sobre o Cretáceo
H7.1	Eo-Maastrichtiano	Desconformidade com deslocamento do <i>onlap</i> costeiro
H7	Eo-Campaniano	Desconformidade com deslocamento do <i>onlap</i> costeiro considerada de expressão bacinal por Pereira <i>et al.</i> , (1986)
H6	Eo-Santoniano	Desconformidade com deslocamento do <i>onlap</i> costeiro
H5	Meso-Turoniano	Desconformidade de borda, com estratos sobrejacentes em <i>downlap</i> nas partes distais (H4.1 de PEREIRA, 1990)
H4	Eo-Cenomaniano	Topo da Formação Itanhaém
H3	Meso-Albiano	Topo da Formação Guarujá
H2	Eo-Albiano	Topo dos evaporitos (Formação Ariri)
H1	Meso-Aptiano	Base da sequência evaporítica (Formação Ariri), coincidente com o topo da sequência rife (Formação Guaratiba)
H0	Eo-Buracica	Base da Formação Guaratiba

Fonte: ANP, 2003

3.3 Restauração de seções geológicas

A restauração de seções aplicada a terrenos distensionais foi primeiramente implementada por Gibbs (1983), que adaptou as técnicas utilizadas em terrenos compressionais, então já bem desenvolvidas (Bally *et al.* 1966 e Dahlstrom 1969 e 1970). A adaptação para terrenos distensionais levou à análise criteriosa de falhas normais, planares e não-planares (lítricas), e à implantação do conceito de deformação sin-deposicional, que não preserva a espessura da camada.

A restauração de seção em ambientes distensionais não obedece às premissas aplicadas a ambientes compressionais, onde a premissa básica é a conservação de comprimento de camadas, ou de área e espessura das camadas constante. Isso por que em ambientes distensionais os processos deformacionais são sin-sedimentares, invalidando a condição de espessura constante da camada. Outros aspectos importantes a se considerar são: fluxo plástico de sedimentos, compactação sin-deformacional e processos diagenéticos que devem ser considerados à vista da lei de conservação de área da seção (Schultz-Ela 1992).

O mais importante e rígido critério de restauração de seções geológicas é a conservação da área da seção durante a deformação, considerando que a deformação tenha ocorrido na direção da seção (deformação planar).

Embora esse critério seja válido para várias litologias ao longo de seções, onde a direção do transporte do material é paralela à seção e desde que não atravesse grandes falhas transcorrentes, para bacias onde haja evaporitos esse critério é comumente violado (Rowan, 1993). Isso por que o complexo movimento do sal em resposta à sobrecarga sedimentar resulta em fluxo de sal e deformação que devem ser tratados em 3D (Seni & Jackson 1983 a e b; Jackson & Talbot 1986; Worrall & Snelson 1989; Wu *et al.* 1990).

A compactação dos sedimentos deve ser considerada na restauração de seções em ambientes distensionais, objetivando utilizar espessuras e geometria originais. Segundo Gibbs (1983), a compactação influencia a deformação finita em bacias distensionais e a geometria de falhas lítricas e *rollovers* (Xiao & Suppe 1989).

Com base nos conceitos e premissas básicas de restauração de seções geológicas, Elliot (1983) classificou-as em 4 grupos conforme o grau de confiança:

- seção não-balanceada;
- seção não-restaurável;
- seção restaurável e admissível;
- seção balanceada viável.

A restauração de seções tem como objetivo principal calcular e remover os efeitos de todos os processos que tenham influenciado e controlado a evolução da bacia, durante um determinado intervalo de tempo (Rowan 1993). O autor enumera os processos que podem afetar o desenvolvimento de uma bacia em:

- (1) sedimentação;
- (2) compactação;
- (3) eustasia;
- (4) deformação relacionada às falhas;
- (5) movimentos do sal;
- (6) isostasia;
- (7) subsidência termal.

Os dados necessários à restauração de seções são obtidos a partir da interpretação sísmica e de dados de poços, caso disponíveis na área. No caso da interpretação sísmica, são necessários os horizontes estratigráficos, como, por exemplo, topo e base do sal, e falhas. Dos poços, as principais informações necessárias são as características e propriedades litológicas que constituem as unidades estratigráficas da seção, indispensáveis para o cálculo de descompactação. Caso a interpretação não seja efetuada em seções convertidas em profundidade, o perfil sônico pode fornecer importantes informações sobre o campo de velocidades das unidades estratigráficas para procedimento de conversão tempo *versus* profundidade. O conhecimento das idades dos horizontes estratigráficos interpretados e do rifteamento, são importantes para o cálculo da subsidência termal.

Para esta tese foram restauradas 3 seções sísmicas interpretadas em tempo; posteriormente, as interpretações foram convertidas para profundidade, utilizando o software Geosec © - Paradigm, em que todo o procedimento de restauração foi conduzido. Dados de poços foram utilizados na caracterização das propriedades físicas e litológicas de cada intervalo estratigráfico, bem como na estimativa de velocidade para o procedimento de conversão *versus* profundidade.

3.3.1 Conversão tempo *versus* profundidade

A conversão tempo *versus* profundidade das seções restauradas foi realizada por meio de perfis de *checkshot* dos poços existentes nas vizinhanças das seções. O perfil de *checkshot* contém informações sobre o tempo de trânsito de ondas emitidas na superfície até atingirem os geofones instalados em várias profundidades ao longo do poço. O resultado deste ensaio é uma curva tempo *versus* profundidade, de onde se pode obter as velocidades intervalares para cada sequência estratigráfica interpretada (Figura 24).

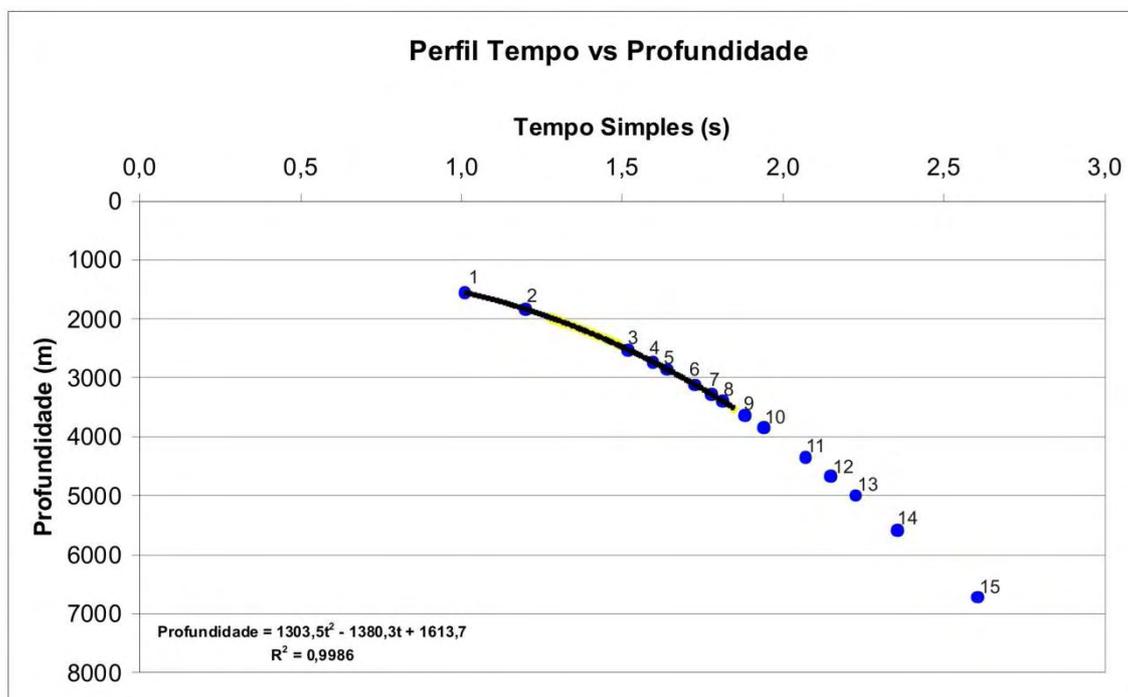


Figura 24: Perfil de tempo *versus* profundidade (*checkshot*) obtido para a amarração de dados de poços com as seções sísmica (tempo). Círculos amarelos são os dados de campo do perfil tempo *versus* profundidade. Círculos azuis são os horizontes. Linha preta é o ajuste da equação representativa do *checkshot*.

Normalmente, o perfil *checkshot* não é corrido ao longo de todo o poço, principalmente nas porções mais profundas. Desta forma, utilizou-se o artifício de ajuste de equações por regressão para determinar as profundidades dos horizontes mais profundos, como por exemplo, o topo do Albiano e topo dos evaporitos. A tabela 4 apresenta os dados obtidos com este procedimento.

De posse das informações de posicionamento dos horizontes interpretados obtidos da sísmica (tempo de trânsito duplo-twt), foi possível obter as velocidades intervalares para cada sequência estratigráfica interpretada (Tabela 4). Estas informações foram inseridas no programa GEOSEC[®], que dispõe de algoritmos para o cálculo da conversão tempo para profundidade dos horizontes interpretados.

Para cada seção restaurada foram identificados os poços com presença de perfis *checkshot* mais próximos para proceder à avaliação das velocidades intervalares médias a serem utilizadas na conversão tempo *versus* profundidade.

Tabela 4: Dados de velocidades intervalares obtidos a partir do perfil de *checkshot*.

Índice	Horizontes	TWT (ms)	OWT (s)	Profund (m)	Veloc inter (m/s)
0	Nível do Mar	0	0,00	0	-
1	Fundo do Mar	2017	1,01	1515	1502
2	Mioceno Médio	2397	1,20	1831	1668
3	Marco Azul	3034	1,52	2520	2159
4	Eoceno Superior	3189	1,59	2727	2676
5	Eoceno Médio	3276	1,64	2850	2833
6	Eoceno Inferior	3448	1,72	3109	3002
7	Paleoceno	3552	1,78	3273	3182
8	Maastrichtiano	3621	1,81	3387	3294
9	Campaniano	3759	1,88	3623	3429
10	Santoniano	3879	1,94	3840	3598
11	Cenomaniano	4138	2,07	4338	3845
12	Albiano Superior	4293	2,15	4657	4115
13	Albiano Médio	4448	2,22	4991	4317
14	Topo do Sal	4707	2,35	5585	4586
15	Base do Sal	5207	2,60	6710	4500

Fonte: Do autor, 2009.

3.3.2 Procedimento de restauração

Com base nas informações obtidas, o primeiro passo foi estabelecer uma superfície base como referência da restauração. Esta superfície é utilizada para distinguir os efeitos da subsidência regional daquelas devidas à descompactação e à

deformação. Em bacias com presença de evaporitos, a superfície de referência deve estar abaixo da camada dúctil. Rowan (1993) recomenda que esta superfície deva situar-se no mínimo 5000 m abaixo da base da camada dúctil, onde os sedimentos já estão compactados, de tal forma que os incrementos são menores do que 2%. Da mesma forma que a superfície horizontal, uma linha vertical (*Pin line*) situada nos extremos da seção ou sobre horsts é necessária para determinar um ponto de referência para a retrodeformação de todos os outros blocos.

Após os ajustes iniciais, a retirada da camada superior e a descompactação das camadas inferiores dão início aos trabalhos de restauração dos efeitos deformacionais. A quantidade de dilatação das camadas inferiores em função da descompactação é função das propriedades físicas das rochas constituintes de cada sequência estratigráfica. Diversas curvas de compactação em função da profundidade estão disponíveis na literatura, porém a mais utilizada é a de Athy (1930), cuja relação de porosidade (ϕ) com a profundidade (z) é dada pela seguinte equação:

$$\phi_z = \phi_0 \cdot \exp^{-c \cdot z}$$

Onde, ϕ_0 é a porosidade na superfície e c é a constante de decaimento da porosidade.

É importante ressaltar que a descompactação deve ser aplicada para o pacote rochoso acima da superfície de referência do modelo.

A crosta terrestre sofre ajustes isostáticos em resposta a qualquer carga aplicada. Nas restaurações de seções, as cargas podem ser alteradas por uma complexa combinação de sedimentação, erosão, mudanças de profundidade da lâmina d'água, falhamentos e diapirismo (Fernandes 2001; ANP 2003). Todavia, quando a movimentação de massas ocorre sobre a camada de sal, os ajustes isostáticos são negligenciáveis, e as compensações isostáticas serão sempre de caráter regional, devido à rigidez flexural da litosfera (Rowan 1993). Em casos de margem passiva, onde ocorre à distribuição da carga em amplas áreas, o modelo de Airy pode ser utilizado para calcular a compensação isostática.

Outro parâmetro importante considerado na restauração de seções é a subsidência térmica, que pode ser determinada utilizando o modelo de McKenzie (1978). A partir dos horizontes interpretados e da idade do rifteamento, pode-se calcular o incremento de subsidência termal para cada intervalo de tempo determinado pelos horizontes. Neste caso, a superfície de referência poderá subir na mesma medida que a subsidência termal, naquele intervalo de tempo.

Com os ajustes de descompactação e compensação isostática realizados, a seção apresenta somente as deformações inerentes a falhas, dobras e halocinese. Para a remoção destes efeitos, é necessária a determinação da superfície deposicional que orientará a retrodeformação durante o processo de restauração. Inicialmente, pode-se estabelecer uma superfície plana, quando não se tem nenhuma informação sobre as condições deposicionais da sequência que está sendo restaurada. O ideal é que se tenha informações sobre a paleobatimetria, feições sismoestratigráficas, fácies deposicionais, *etc*, para que se possa definir uma paleo-superfície deposicional, a fim de estabelecer uma condição de contorno à restauração, coerente com as condições geológicas da época em análise. Somente após estes passos iniciais é possível proceder às transformações geométricas dos blocos de falhas que representam a deformação na natureza, bem como aos ajustes necessários para a justaposição entre os blocos e com a paleo-superfície deposicional (Figura 25).

A restauração do horizonte em análise é dada como finalizada quando os blocos de falhas e as irregularidades ocasionadas pela halocinese tenham sido removidas e o horizonte deformado tenha assumido a geometria da paleo-superfície deposicional. O mesmo procedimento deve ser realizado para os horizontes seguintes, até que a seção esteja completamente restaurada.

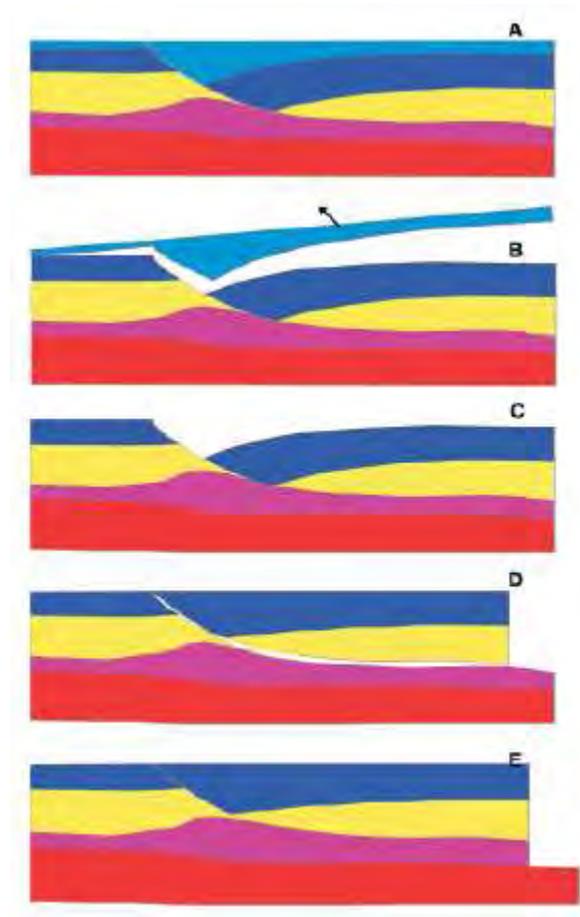


Figura 25: Esquema mostrando os passos básicos durante a restauração de uma seção geológica hipotética. (A) seção original; (B) retirada da camada 1 (azul claro); (C) descompactação das camadas subjacentes; (D) desdobramentos das camadas 2 (azul escuro) e 3 (amarelo), translação e rotação; (E) ajuste da camada de sal e ajuste de *gaps* na região da falha (Fernandes 2001).

3.4 Experimentos físicos análogos em escala de laboratório

Os experimentos físicos foram realizados nas dependências do Instituto Francês do Petróleo (IFP- Rueil Malmaison- França), no laboratório de Geodinâmica do Departamento de Geologia-Geoquímica-Geofísica.

O laboratório conta com diversos aparatos específicos à realização de experimentos em escala reduzida, como:

- caixas devidamente projetadas para ensaios distensionais e compressionais;
- dispositivos eletrônicos acoplados às caixas por intermédio de motores e eixos giratórios com rosca-sem-fim que controlam o avanço da deformação;

- materiais análogos, como areias quartzosas, silicone, pedra-pomes, vidro e coríndon moídos;
- tomógrafo de raios-X.

3.4.1 Caixa do experimento

O recipiente onde foram realizados os experimentos físico-dinâmicos é construído na forma de uma caixa retangular com dimensões de 72 cm de comprimento por 39 cm de largura (Figura 26). As paredes longitudinais são compostas de madeira com revestimento de polietileno para evitar adesão dos materiais, especialmente do silicone. As paredes transversais são compostas de acrílico para permitir a visualização lateral do experimento. Apesar de proporcionar boa visibilidade direta da geração de estruturas sobre a camada de silicone, não devem ser consideradas válidas para o experimento, uma vez que a construção destas estruturas é controlada pela interação entre a parede de acrílico e os materiais análogos.

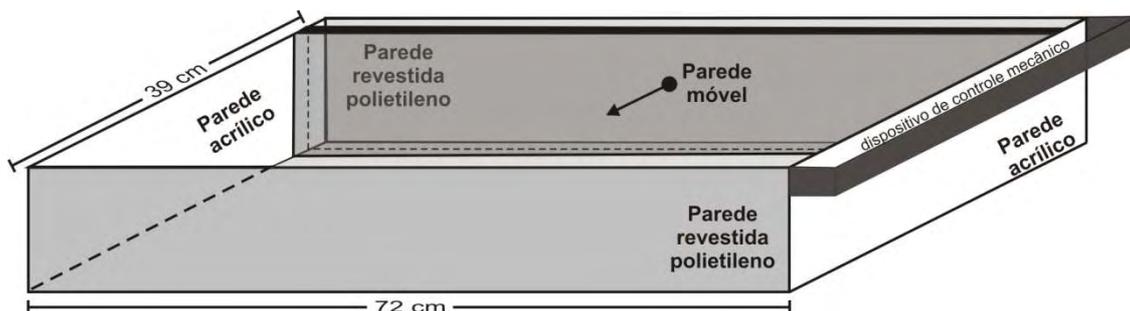


Figura 26: modelo esquemático do recipiente utilizado nos experimentos físico-dinâmicos.

3.4.2 Materiais análogos

Os materiais utilizados nos experimentos foram: coríndon; areia de fontainebleu tingidas de diversas cores, pedra-púmice e silicone.

Para representar os sedimentos foi utilizada uma areia quartzosa pura (areia de Fontainebleau), com granulometria média de 0.5mm, densidade entre de 1.400-1600 Kg/m³ e ângulo de atrito interno entre 30-33°, porém sem significativa coesão entre os grãos (Vendeville *et al.* 1987; Vendeville e Jackson 1992a; Callot *et al.* 2007). A areia consiste num excelente material análogo para rochas rúpteis da crosta continental

superior (Krantz 1991), pois obedece aos critérios de ruptura de Mohr-Coulumb (Hubbert 1937; Byerlee 1978; Mauduit *et al.* 1997).

As areias foram tingidas de diversas cores para facilitar a visualização no transcorrer do ensaio, o que não ocorre no tomógrafo, onde as cores não fazem qualquer diferença. Em contrapartida, a pedra-púmice, por apresentar grande quantidade de vesículas preenchidas por ar, constitui num excelente marcador na tomografia, pois o forte contraste entre pedra-púmice e as areias permite delimitar as seqüências deposicionais com grande clareza.

A areia constituída de coríndon apresenta maior densidade do que as areias de quartzo e, por isso, foi utilizada para representar os carbonatos e estabelecer o contraste de densidade existente entre os carbonatos albianos e os arenitos e folhelhos.

Os evaporitos são considerados fluidos com propriedades newtonianas, com viscosidade entre 10^{16} e 10^{18} Pa.s⁻¹ e densidade média de 2000 kg/m³. Para representar o sal, foi utilizado silicone transparente (SGM36, Rhone Poulenc, France), com viscosidade newtoniana $\mu = 2.5 \times 10^4$ Pa.s, taxa de deformação de 3×10^{-3} s⁻¹ e densidade de $\rho = 1.000$ Kg/m³. É importante ressaltar que alterações na viscosidade do sal devidas às modificações nas taxas de deformação, temperatura e acréscimo de água não foram consideradas neste trabalho, nem os efeitos de fluidos pressurizados e compactação.

O contraste de densidade entre o silicone e a areia no experimento ($\Delta\rho_e = 1.4$) é levemente maior do que a diferença de densidade esperada na natureza ($\Delta\rho_n = 1.05-1.18$, segundo Weijermars *et al.* 1993). Contudo, é importante salientar que esta diferença somente é aceitável devido ao contraste de densidade entre os sedimentos e o sal não ser o principal fator responsável na criação de diápiros (Weijermars *et al.* 1993; Vendeville & Jackson 1992a; Brun & Fort 2004).

O entendimento dos resultados obtidos com os experimentos necessita a compreensão da interatividade da camada dúctil com a rúptil e o embasamento. As camadas rúpteis apresentam resistência dependente diretamente do esforço vertical, o qual é proporcional ao peso da coluna sedimentar. A acoplagem entre os materiais depende da resistência do silicone (S) (Mauduit *et al.* 1997), a qual varia em função da viscosidade (newtoniana) e da tensão cisalhante sob condições de temperatura constante. A resistência do silicone S pode ser descrita como quociente da velocidade de deslocamento (V), ao longo da interface entre o silicone e a camada de areia, pelo

produto de sua espessura (t) e viscosidade (μ). Assim, sob velocidade constante de deslocamento, decréscimo na espessura da camada de silicone aumenta a resistência na interface entre os materiais ($S=V/t\mu$).

Segundo Mauduit & Brun (1998), em experimentos físico-dinâmicos que simulam deslizamento gravitacional sob inclinação constante da base de camadas deslizantes, a velocidade de deslocamento diminui mais lentamente do que a espessura do silicone, resultando num constante aumento na resistência da camada de silicone.

Em analogia aos experimentos, pode-se interpretar que as camadas residuais de sal, observadas em seções sísmicas, são resultado do afinamento constante da camada de sal devido ao deslizamento gravitacional que, em determinado estágio, atinge alta resistência ao deslocamento e não mais se movimenta, estagnando o processo.

3.4.3 Parametrização do Experimento (*scaling*)

Mauduit & Brun (1998) definiram os modelos físicos como a replica em escala reduzida de exemplos naturais, tendo as propriedades mecânicas e reológicas simplificadas.

Para modelos em escala laboratorial que representem a natureza, uma similaridade dinâmica é requerida em termos de distribuição de esforços, reologia e densidade (Hubbert 1937; Ramberg 1981; Davy & Cobbold 1991, Fort *et al.* 2004). Segundo Brun (1999) e Fort *et al.* (2004), os princípios de similaridade são respeitados em experimentos envolvendo areia e silicone, pois a razão de esforços aplicado no modelo e na natureza (σ^*) é aproximadamente igual à razão de comprimentos entre o modelo e a dimensão real (L^*). Esta condição é bem explicada por Davy & Cobbold (1991) e Brun (1999) e está relacionada com a razão de densidade (ρ^*) e aceleração da gravidade (g^*) atuantes nos experimentos e na natureza.

Os experimentos realizados nesta tese foram conduzidos unicamente sobre condições de gravidade normal, assim a razão de gravidade entre o modelo experimental e a natureza $g^*=1$.

As densidades dos materiais utilizados nos experimentos variam entre 1100 e 1400 kg/m³ ($\Delta\rho\approx 300$ kg/m³) e as rochas na natureza variam entre 2300 a 2800 Kg/m³

($\Delta\rho \approx 500 \text{ kg/m}^3$), demonstrando para estes materiais uma mesma ordem de magnitude, implicando numa razão de densidade próxima a 1 ($\rho^* \approx 1$).

Para o caso dos experimentos realizados neste trabalho, a razão entre a escala real e a do experimento é da ordem de 10^{-5} cm (1 cm no experimento corresponde à 1,0 km na natureza)

3.4.4 Procedimentos realizados no Instituto Francês do Petróleo – IFP

No laboratório de Geodinâmica do IFP foram realizados 5 experimentos voltados à simulação de cenários observados na área estudada.

Inicialmente foi realizado um experimento, para estabelecer alguns parâmetros que seriam necessários para os outros experimentos como: espessura da camada de silicone, espessura das camadas de areia, comprimento da plataforma, taxa de avanço progradacional e posicionamento das falhas que afetam a base do sal.

3.4.5 Falha da base do silicone

No experimento inicial, a falha do embasamento foi moldada com areia fina, criando-se um ressalto de aproximadamente 0,6 cm de altura (vertical) na porção mais profunda, diminuindo de altura à medida que se prolonga para o centro do experimento até o completo desaparecimento da falha na borda do recipiente. Desta forma, foi criado um depocentro do sal no bloco baixo da falha, como aproximadamente 0,8cm de espessura de silicone, contrastando com o restante do experimento que apresentava 0,4 cm (Figura 27).

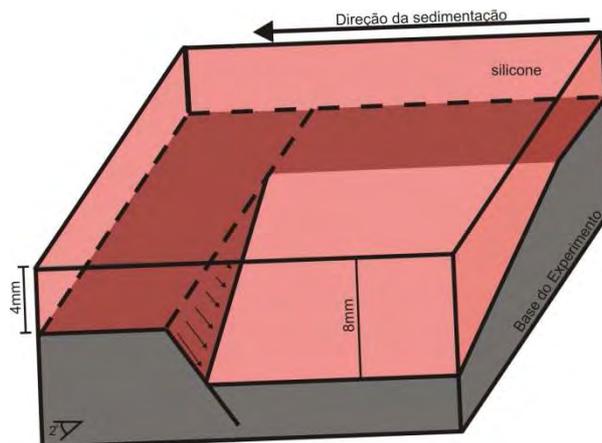


Figura 27: Detalhe da base do recipiente onde foi construída a falha da base do silicone. Em cinza, a base do experimento constituída de areia fina. Em vermelho, o silicone preenchendo o bloco baixo da falha e o restante do recipiente.

O contraste entre a base do experimento constituída de areia, o silicone e as camadas de areia sobrepostas foi pequena, dificultando a visualização e identificação dos materiais no tomógrafo de raios-X. Assim, optou-se, para os experimentos seguintes, utilizar um material composto de espuma dura de aproximadamente 1 cm de espessura, envolvida por duas cartolinas quadriculadas (centímetros). A espuma, por conter poros preenchidos por ar, apresenta excelente contraste diante do tomógrafo de raios-X, permitindo melhor visualização e identificação dos materiais utilizados, bem como das estruturas geradas durante o processo.

3.4.6 Espessura de silicone

A definição de uma espessura do silicone que seja representativa dos evaporitos é dificultada pela variação da espessura do sal, devido à grande movimentação do sal ao longo de aproximadamente 112 Ma. A partir das estimativas de espessuras originais na borda da bacia (aproximadamente 200m) e em águas profundas (2000 m), feitas por Freitas (2006) e Gamboa *et al.* (2008), verifica-se que há cerca de uma ordem de magnitude de diferença ao longo do perfil transversal da bacia, o que torna difícil sua reprodução em modelos físicos, onde se utiliza silicone. Assim, optou-se por uma camada uniforme de silicone para o experimento, com acréscimo de silicone somente no bloco baixo da falha da base, resultando num depocentro de silicone. A espessura de silicone foi diferente para cada experimento e pode ser conferida na descrição dos mesmos (Anexo I).

A opção em utilizar uma camada de silicone uniforme para todo o experimento simplificou a construção do modelo, porém não condiz com a realidade da bacia. Esta simplificação resultou em algumas modificações no arranjo estrutural que já eram esperadas, pois quando analisada a equação de resistência do silicone ($S=V/t$), observa-se que o aumento da espessura de silicone na parte proximal do experimento, sob velocidade constante, resulta na diminuição da resistência do silicone ao deslocamento, propiciando a geração de diferentes estruturas, bem como o estado evolutivo das mesmas em relação às observadas na bacia. Este fato é ainda mais ressaltado na região do bloco baixo da falha da base, onde a espessura de silicone é ainda maior.

As estruturas geradas sobre uma camada uniforme de silicone, nas fases iniciais de sedimentação, vão depender do volume do aporte sedimentar e da taxa de avanço progradacional. Normalmente, as estruturas apresentam caráter evoluído devido ao grande suprimento de silicone, o que não é notado na porção mais proximal da área estudada. Nestas regiões, observam-se falhas lítricas normais com pequenos rejeitos e, em poucos casos, apresentam “jangadas” (*rafts*), evidenciando que o suprimento de sal era pequeno.

O aporte sedimentar volumoso sobre uma delgada camada de sal provoca o desencadeamento de falhas normais lítricas sintética e antitética, seguindo o critério de Mohr-Coulomb e, principalmente, o fluxo de sal intra-camada (Lei de Poiseuille), transferindo massa das regiões de maior pressão para as regiões de menor pressão, ocasionando dobras de pequena amplitude e alta frequência. Este fato pode ser observado no experimento 2899, onde uma espessa camada de areia foi depositada rapidamente sobre uma delgada camada de silicone. À medida que as falhas lítricas se desenvolviam na porção proximal do experimento, pequenos diápiros de silicone ascendiam na porção distal, demonstrando que a quantidade de esforço distensional na porção proximal é quase a mesma na porção distal, porém compressivo.

3.4.7 Sedimentação

Espessuras obtidas a partir de dados sísmicos e de poços permitiram dimensionar as espessuras mais adequadas aos experimentos, com base nas premissas de compatibilidade entre a realidade e experimentos em escala de laboratório.

Para as estimativas de espessuras foram utilizadas interpretações sísmicas, na forma de horizontes com determinadas idades, que posteriormente foram convertidas em profundidade por meio da calibração com dados de velocidade obtidos em alguns poços.

A conversão tempo *versus* profundidade foi atribuída aos mapas de contorno estrutural das principais superfícies, das quais se obteve três perfis de contorno estrutural a fim de estimar e parametrizar as principais espessuras a serem utilizadas nos experimentos (Figura 28).

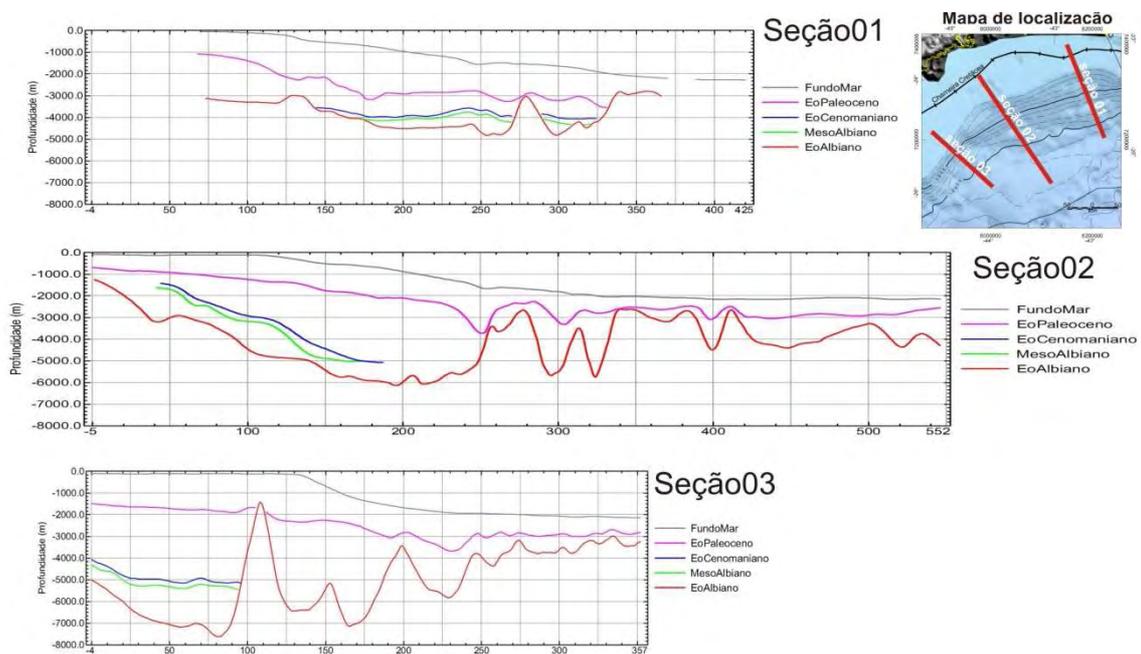


Figura 28: Seções geológicas simplificadas das principais unidades estratigráficas da bacia. As espessuras entre as superfícies foram utilizadas como base para a estimativa da espessura dos sedimentos depositados.

Após as camadas de coríndon, camadas de areia da ordem de 0,3 a 0,5 cm se sucederam até atingir uma espessura de 5-6 cm, equivalente a uma espessura real de aproximadamente 5 a 6 km, condizente com a espessura observada nos perfis.

De maneira geral, o procedimento padrão para os experimentos foi:

- preenchimento do recipiente com silicone, iniciando pelo bloco baixo da falha e posteriormente cobrindo o restante do recipiente com uma camada uniforme;
- deposição de camadas de coríndon para representar os carbonatos;

- deposição de areias intercaladas com pedra-púmice para marcar o limite entre as principais sequências.

A descrição detalhada dos experimentos pode ser verificada no Anexo I e a síntese dos resultados no capítulo 4.

4 RESULTADOS

4.1 Embasamento evaporítico – Base do Sal

O embasamento evaporítico é representado por uma superfície erosional na porção proximal da bacia, onde a sequência evaporítica (Andar Alagoas superior) assenta-se diretamente sobre os depósitos lacustres da sequência rifte correspondente ao andar Jiquiá (Figura 22). Todavia, na porção mais distal da bacia, a superfície representa a sobreposição da sequência evaporítica sobre os depósitos do Andar Alagoas inferior (SAG), evidenciado pelo arranjo sub-paralelo das reflexões sísmicas das sequências e corroborada por datações paleontológicas, indicando a presença de uma superfície deposicional concordante (Figura 22).

O diacronismo ocorrido durante a geração da superfície da base do sal propiciou o surgimento de características estruturais distintas ao longo da mesma, pois na porção proximal, a existência de falhas desenvolvidas durante a fase rifte e irregularidades estão mais presentes do que na porção mais distal, onde a sequência SAG é pouco afetada por falhas normais, embora exista a ocorrência de falhas do rifte que são ativas até mesmo durante a deposição dos evaporitos. É válido ressaltar que as estruturas pretéritas podem influenciar o fluxo descendente de sal e controlar a formação de estruturas halocinéticas.

A construção do mapa da base dos evaporitos e das principais estruturas foi de uma importância para o conhecimento do arcabouço estrutural e da implicação da

geometria da superfície e das estruturas na evolução da halocinese da área estudada (Figura 29).

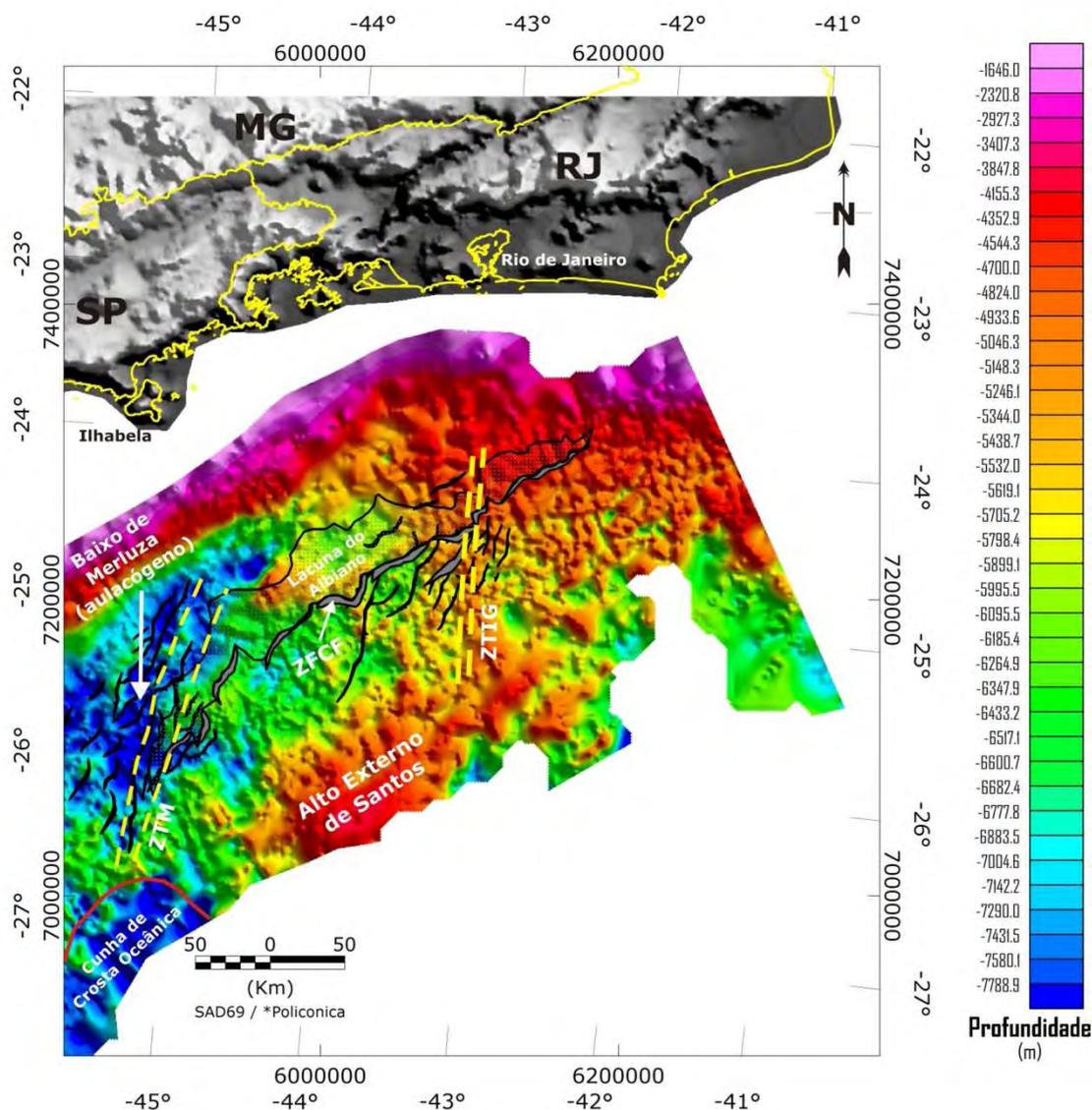


Figura 29: Mapa de contorno estrutural da base dos evaporitos (H1). Traços em preto representam as falhas interpretadas na sequência rift. Polígonos preenchidos de cinza representam a Zona de Falhas de Cabo Frio (ZFCF). Zona de Transferência de Merluza (ZTM). Zona de Transferência de Ilha Grande (ZTIG).

No contexto regional, a superfície da base do sal apresenta-se fortemente segmentada pela Zona de Transferência de Merluza (ZTM), cuja divide a bacia em duas províncias: Sudoeste e Nordeste (Macedo 1990) (Figura 29). No bloco baixo da ZTM estão localizadas as maiores profundidades da base dos evaporitos, atingindo mais de 10 km em determinados locais.

No extremo leste do mapa da base dos evaporitos ocorre uma região topograficamente mais elevada, denominada por Carminatti *et al.* (2008) de Alto Externo de Santos. Esta feição representa uma extensa área de crosta continental que foi mantida relativamente alta desde a implantação do rifte em comparação com áreas adjacentes do Baixo de Merluza e da cunha de espalhamento, onde o estiramento crustal e a subdisência foram mais acentuadas.

Segundo Carminatti *et al.* (2008), os dados de magnetometria e gravimetria indicam a existência de uma cunha de crosta oceânica entre o Alto de Florianópolis e a Cadeia Vulcânica de São Paulo. Esta interpretação também é corroborada pelo trabalho de De Paula & Vidotti (2001).

No mapa da base dos evaporitos (Figura 29) observa-se para norte a continuação da cunha de crosta oceânica na forma de grabens com falhas normais de grande rejeito mergulhando para sudoeste (Baixo de Merluza), interpretadas por Scotchman *et al.* (2006) e Carminatti *et al.* (2008) como um aulacógeno, que associado à cunha de crosta oceânica podem representar resquícios de uma fase de ruptura dos continentes que não se desenvolveu.

A subdisência mais acentuada ocorreu nas regiões de maior afinamento crustal, contrastando com o Alto Externo de Santos, onde a crosta continental foi menos estirada. Portanto, é possível que esta região fosse um baixo estrutural desde o início da ruptura dos continentes e pode ter se comportado como um depocentro para a deposição evaporítica.

4.2 Compartimentação e Caracterização Estrutural da Área Estudada

Assumindo que um pacote evaporítico recobriu quase toda a bacia e que seu deslizamento gravitacional controlou a estruturação e a geometria da mega-sequência drifte, é factível utilizar o arcabouço estrutural dos evaporitos para delimitar os domínios e os compartimentos com características homólogas, e entender a cinemática do sal e os produtos da halocinese.

Com base na interpretação das seções sísmicas, foram construídos os mapas de contorno estrutural do topo e da base da sequência evaporítica, os quais permitiram a

geração dos mapas de isópacas, sobre os quais foi calcada toda a compartimentação da área.

Na direção longitudinal do mergulho regional da bacia, a área estudada foi dividida em dois domínios: distensional e compressional, conforme as características das estruturas halocinéticas. Já na direção transversal, a divisão se baseou nos estilos cinemáticos do padrão de cisalhamento das grandes falhas que controlaram, regionalmente, o deslizamento gravitacional do sal, sendo denominadas de subáreas Leste e Oeste (Figura 30).

O estilo estrutural predominante na Subárea Oeste é o de deslizamento antitético sobre o flanco oeste da primeira muralha de sal, resultando no basculamento das terminações progradantes contra a base do sal e na expulsão quase completa da sequência evaporítica para as porções mais distais da bacia (Figura 31 – linha L2).

Em contrapartida, na Subárea Leste, o estilo estrutural principal está associado ao cisalhamento sintético, onde uma importante falha lítrica com mergulho para a bacia apresenta deslocamento acompanhando o sentido de fluxo do sal, resultando num importante *rollover* que desloca a sequência albiana por cerca de 10 km bacia adentro (Figura 31 – linha L1). É importante ressaltar que a Zona de Falha de Cabo Frio (ZFCF) apresenta propagação para a Subárea Leste, com evidente traço da falha truncando a sequência cretácea, porém com menores rejeitos.

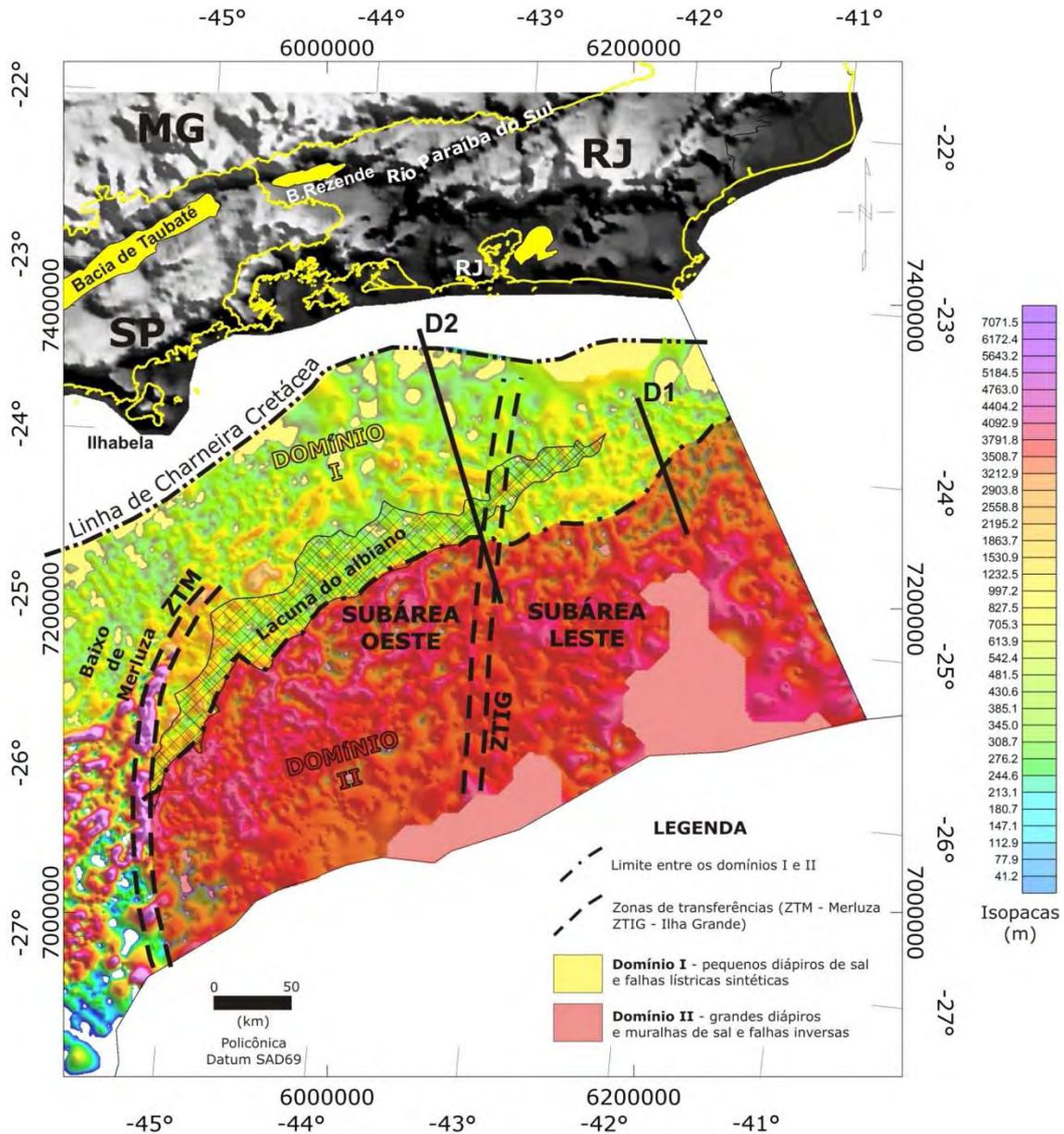


Figura 30: Mapa de isópacos dos evaporitos com a divisão da área em domínios e subáreas. Zona de transferência de Ilha Grande (ZTIG); Zona de Transferência de Merluza (ZTM). D1 e D2 representa a localização das seções interpretadas da figura 31.

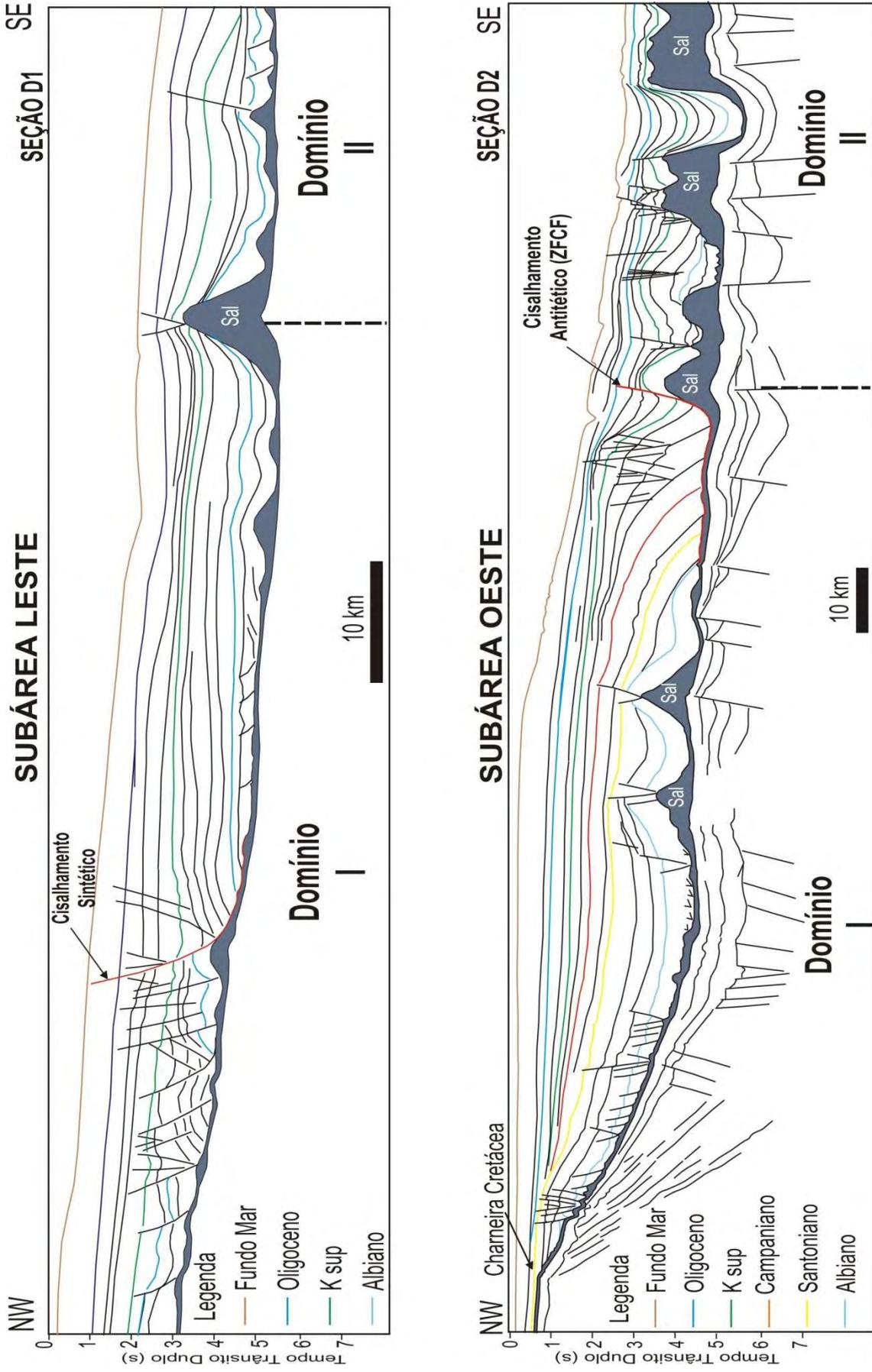


Figura 31: Seções geológicas representativas das subáreas Sul (L2) e Norte (L1), com o posicionamento dos domínios distensional e compressional. Notar a inversão do sentido de cisalhamento entre as áreas, sendo que na Subárea Oeste o cisalhamento principal é antitético, enquanto que na Subárea Leste é preferencialmente sintético.

O limite oeste da área estudada é dado pela linha de charneira cretácea, a partir da qual, em direção a oeste, não ocorrem mais depósitos cretáceos. É chamada de linha de charneira por se tratar de uma linha que contorna o eixo da grande homoclinal que é a Bacia de Santos, levando-se em consideração que a bacia esteja posicionada na borda flexural do grande sistema de riftes do Atlântico Sul.

A passagem da Subárea Oeste para a Leste é marcada pelo esmaecimento da cunha clástica até sua ausência completa no extremo norte e pela gradativa passagem do controle antitético, na Subárea Oeste, para sintético, na Subárea Leste. Isso implica na instalação de uma zona de acomodação da distensão para compensar os diferentes esforços gerados em ambas as subáreas. A zona de acomodação da distensão coincide com a Zona de Transferência de Ilha Grande (ZTIG, Demercian *et al.* 1993) e marca a passagem de uma zona mais distendida, a sul, para uma zona menos distendida, a norte.

Outra evidência da existência da zona de acomodação é observada no domínio compressional da Subárea Oeste, onde os lineamentos dos ápices dos diápiros de sal apresentam-se tangenciando a ZTIG, enquanto que na Subárea Leste os lineamentos apresentam-se truncados pela ZTIG, indicando a existência de uma região com mudanças na velocidade de escorregamento do sal. Esta área é marcada pela ocorrência de uma grande falha lítrica (*rollover*) de direção N10E/SE, que se desenvolveu para acomodar o fluxo de sal convergente na Subárea Oeste e divergente na Subárea Leste. Nas proximidades das falhas lítricas de direção regional de distensão da bacia (N30-40E), a direção do plano de falha do *rollover* deflete para a direção regional de distensão, passando gradativamente a integrar as falhas de direção N30-40E.

Outra importante característica da área estudada é a grande variação de espessura do sal, onde as maiores espessuras estão posicionadas na Subárea Oeste e, as menores na Subárea Leste. Estruturas como falhas contra-regionais, como por exemplo, a ZFCF, desenvolvem-se somente sobre espessas camadas de sal que permitem grandes deslocamentos sob atuação de maciça sobrecarga sedimentar. O adelgaçamento da espessura apresenta limites críticos na ZTIG, onde se desenvolveu o *rollover* na zona de acomodação da distensão. Na Subárea Leste, o incipiente desenvolvimento das estruturas na porção proximal evidencia uma delgada espessura do sal que passa a aumentar à medida que se avança para as porções mais distais, onde se tornou possível o desenvolvimento de uma grande falha sintética que funciona como uma superfície de deslocamento durante o Albiano (Figura 31– L1).

4.2.1 O Domínio I – pequenos diápiros e falhas lítricas sintética

O Domínio I é caracterizado, essencialmente, pela diminuta espessura da camada de sal e pela ocorrência de estruturas diagnósticas dos processos distensivos, como falhas lítricas normais com crescimento de seção sedimentar no bloco baixo e diápiros de sal com características reativas.

Espacialmente, o domínio distensional apresenta uma configuração alongada na direção N30-40E, com geometria côncava voltada para a bacia na porção central da área estudada, mudando repentinamente para E-W em frente à cidade do Rio de Janeiro, onde assume geometria convexa voltada para a bacia (Figura 31). É limitado a oeste pela linha de charneira cretácea, onde é caracterizado essencialmente pela ausência de grandes estruturas salíferas e por delgada espessura evaporítica residual (média de 200 m), resquício da fuga do sal para porções mais distais da bacia.

A presença de halita na porção proximal do Domínio I, observada em alguns poços que atingiram a sequência evaporítica (ANP, 2003; Freitas 2006; Gamboa *et al.* 2008), evidência que esta sequência foi removida e transportada para as porções mais distais da bacia, resultando em falhas sintéticas e antitéticas e blocos rotacionados, com crescimento de seção sedimentar, especialmente na sequência albiana (sequência pré/sin-cinemática) (Figura 31).

A porção distal do Domínio I é caracterizada por diápiros e almofadas de sal, resquícios da evolução halocinética-sedimentar. Em mapa, as estruturas halocinéticas são caracterizadas por diápiros alongados com dimensões que variam de 10-20 km de comprimento por 4-6 km de largura. Em alguns casos estes diápiros podem atingir mais de 2000m de espessura, especialmente na Subárea Oeste, onde estão assentados sobre os blocos altos de grandes falhas normais que afetam a base dos evaporitos.

Regionalmente, duas direções principais de diápiros são observadas no Domínio Distensional: N20-30E na região sul e N60-70W na região mais à norte. A geometria alongada destes diápiros está geneticamente ligada às estruturas herdadas da fase rifte, as quais condicionaram a criação destes diápiros por meio de anteparos (ressaltos) à direção principal do fluxo gravitacional do sal.

A mais proeminente feição existente no Domínio I é a Lacuna do Albiano (*Albian gap*). A Lacuna do Albiano está distribuída por toda a área estudada (Figura

31), porém com maior expressão na Subárea Oeste, onde a feição pode atingir cerca de 60 km de largura, apresentando geometria côncava voltada para a bacia e alongada na direção N45-50E por mais 360 km de comprimento.

O limite leste do Domínio I é dado pela ZFCF que é definida como sendo a face oeste da primeira grande muralha de sal à frente da lacuna do Albiano. O traçado da falha em planta é balizado por lineamentos de diápiros de sal descontínuos e sinuosos por mais de 360 km de extensão, apresentando superfície aproximadamente côncava voltada para a bacia, acompanhando o limite oeste da Lacuna do Albiano.

4.2.2 Domínio II – Grande diápiros e muralhas de sal e falhas inversas

O limite oeste do Domínio II coincide com a ZFCF na região centro-sul da área estudada; porém, na região norte, este limite deflete para NE, seguindo um alinhamento formado por diápiros de sal com geometria convexa voltada à bacia. O limite leste deste domínio coincide com a borda leste da sequência evaporítica, já nas proximidades do limite crosta continental e oceânica.

A porção proximal do Domínio II é caracterizada por grandes diápiros e muralhas de sal que podem atingir mais de 7000 m de espessura, apresentando estágio avançado de deformação, podendo ser comparado ao compartimento de evaporitos altamente deformado de Gamboa *et al.* (2008).

Geometricamente, os diápiros do Domínio II apresentam-se na forma de sinos e mesas tabulares, podendo atingir mais de 20 km de largura e, à medida que se avança para parte distal, estes diápiros assumem forma assimétrica com vergência para leste, podendo em alguns locais evoluir para falhas de empurrão e dobras recumbentes (Figura 32).

Na porção norte da Subárea Oeste, onde a ZFCF apresenta avançado estágio de evolução, o Domínio II é caracterizado por mini-bacias com alto grau de desenvolvimento. Este desenvolvimento ocorreu devido à pouca passagem de sedimentos para leste da ZFCF, favorecendo o crescimento de diápiros e muralhas de sal pelo processo de crescimento para baixo (*downbuilding*). O intervalo de desenvolvimento das mini-bacias estende-se desde o Albiano até o Oligoceno Inferior.

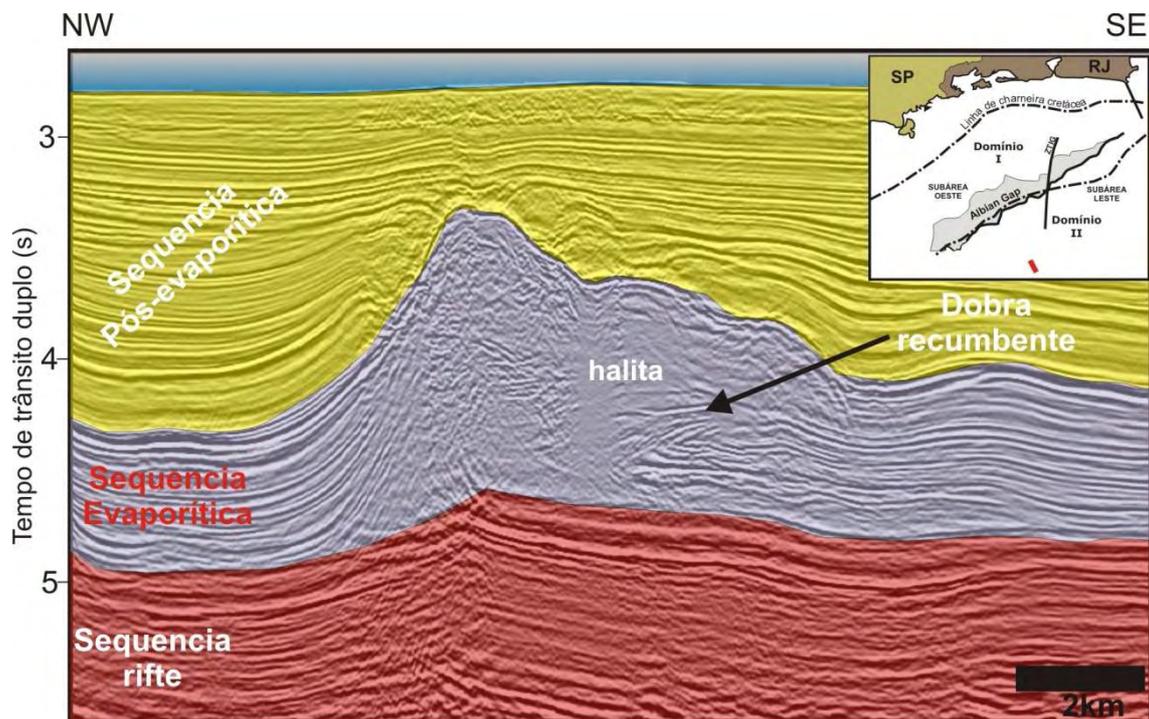


Figura 32: Seção sísmica migrada em tempo, mostrando dobras recumbentes nas camadas internas do sal pelo escape da camada de halita basal em direção à superfície deposicional.

Na porção da Subárea Oeste, a sedimentação paleocênica-eocênica não ficou confinada ao bloco baixo da ZFCF e se depositou bem mais à frente da plataforma senoniana, ocasionando rejuvenescimento da movimentação do sal que resultou na inversão de mini-bacias senonianas e na amplificação de dobras preexistentes.

A porção distal do Domínio II apresenta uma espessa camada de sal (da ordem de 2000 m), com aspecto contínuo, mas internamente deformada pela movimentação da camada inferior de halita. Esta região pode ser comparada à área de evaporitos com características de deposição original descrita por Gamboa *et al.* (2008).

4.2.3 Configuração semicircular dos diápiros no Domínio II

A distribuição espacial dos diápiros e muralhas de sal do Domínio II, nas adjacências da ZFCF, revelaram duas mega-estruturas com geometria semicircular se

propagando a partir do limite oeste do domínio em direção à porção distal da bacia (Figura 33).

A feição geométrica semicircular foi diagnosticada a partir do mapa de isópacas dos evaporitos, com o auxílio da interpretação sísmica e traçado dos ápices dos diápiros em mapa. Estas estruturas são denominadas, neste trabalho, de Estrutura Semicircular Sul (ESCS) e Estrutura Semicircular Norte (ESCN).

A ESCS está localizada na porção central do Domínio II, apresentando dimensões de 80 km de raio. Já a ESCN está localizada no extremo nordeste da área, apresentando cerca de 45 km de raio e 90 km de diâmetro.

A grande diferença geométrica entre estas estruturas semicirculares está no limite oeste, onde a ESCS está limitada pela maior expressão da ZFCF, com uma geometria côncava em direção à bacia, e a ESCN está limitada por um alinhamento de diápiros com configuração convexa para a bacia. Outra importante distinção entre as estruturas está nas dimensões dos diápiros de sal, sendo que na porção sul as espessuras (da ordem de 3500 m) são maiores do que na região norte (da ordem de 1500 m).

As estruturas semi-circulares estão separadas pela ZTIG, que abruptamente trunca os diápiros da ESCN no ramo sul. Já os diápiros da porção norte da ESCS apresentam-se tangenciando a zona de transferência, marcada pela deflexão das cumeeiras dos diápiros de N30-40E, na porção central da estrutura, para N5-10E, junto ao alinhamento estrutural (Figura 33).

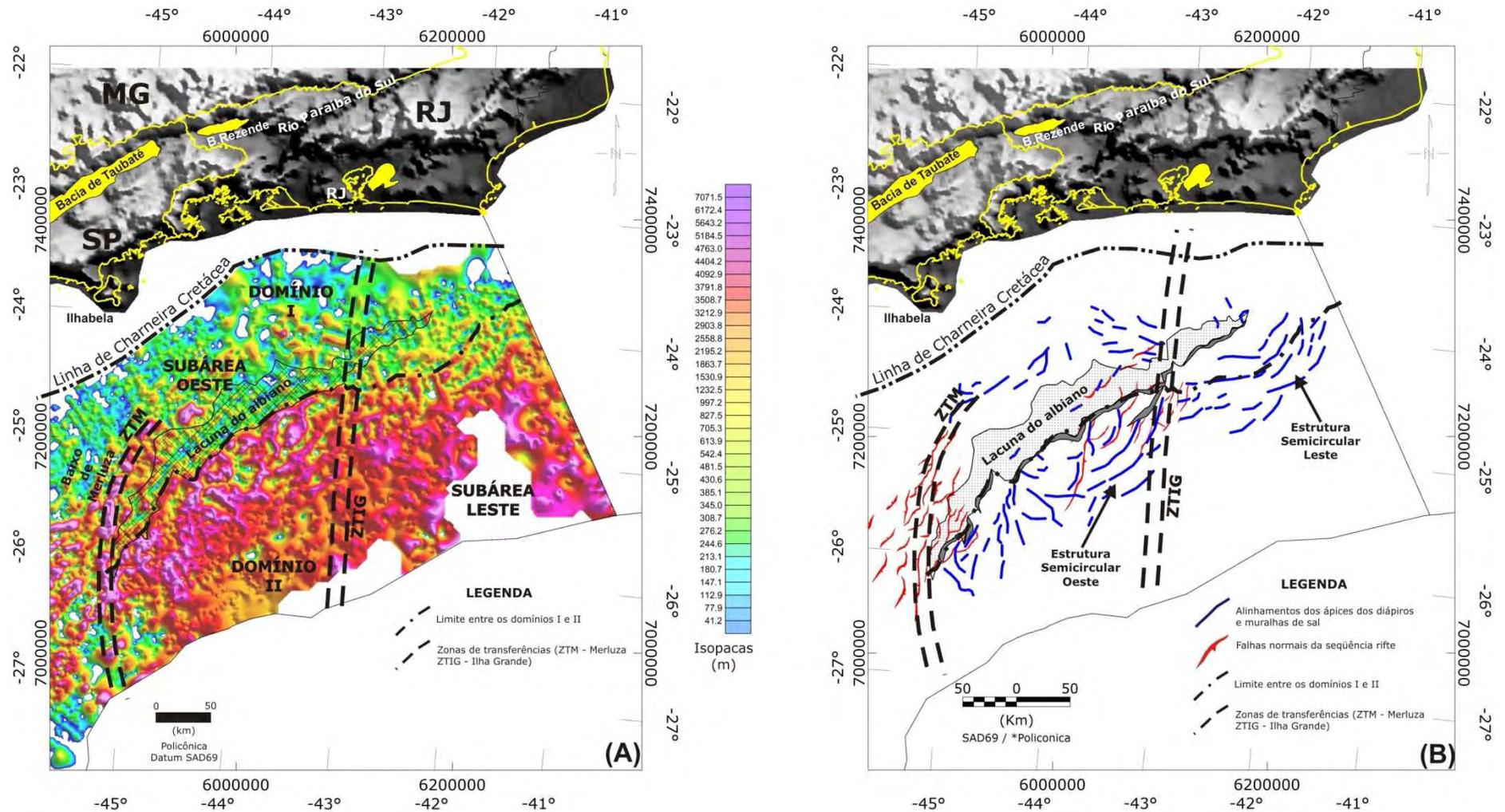


Figura 33: (A) Mapa de isópacas de evaporitos. (B) Mapa de elementos estruturais da área estudada. Observar as estruturas semicirculares formadas pelos diápiros de muralhas no domínio II.

4.2.4 Subárea Oeste

A Subárea Oeste é caracterizada pela presença de falhas normais com direção N30-40E mergulhando para SW, herdadas da fase rifte, que afetam a base dos evaporitos com grandes rejeitos (superiores 500m) (Figura 34). Todavia, a mais marcante característica da subárea é a grande cunha clástica progradante das formações Santos/Juréia (Figura 35). Estas apresentam as terminações mais distais da progradação assentadas diretamente sobre a base dos evaporitos (*Albian gap*), ocasionando uma grande discordância angular que aumenta em idade conforme avança para porções mais distais da bacia.

A Subárea Oeste apresenta duas regiões distintas do ponto de vista da halocinese. No extremo norte da subárea ocorre maior desenvolvimento da ZFCF, onde a maior parte da sedimentação fica aprisionada no bloco baixo da zona de falha. Esta característica proporciona o desenvolvimento de mini-bacias no domínio compressional, em decorrência da baixa taxa de sedimentação. Todavia, na porção sul da subárea, a ZFCF não se apresenta tão desenvolvida em virtude da retenção da sedimentação no bloco baixo das falhas que afetam a base dos evaporitos. Esta característica proporciona o desenvolvimento de diapirismo reativo e estruturas em “casco de tartaruga” que difere, estruturalmente, da região adjacente a norte.

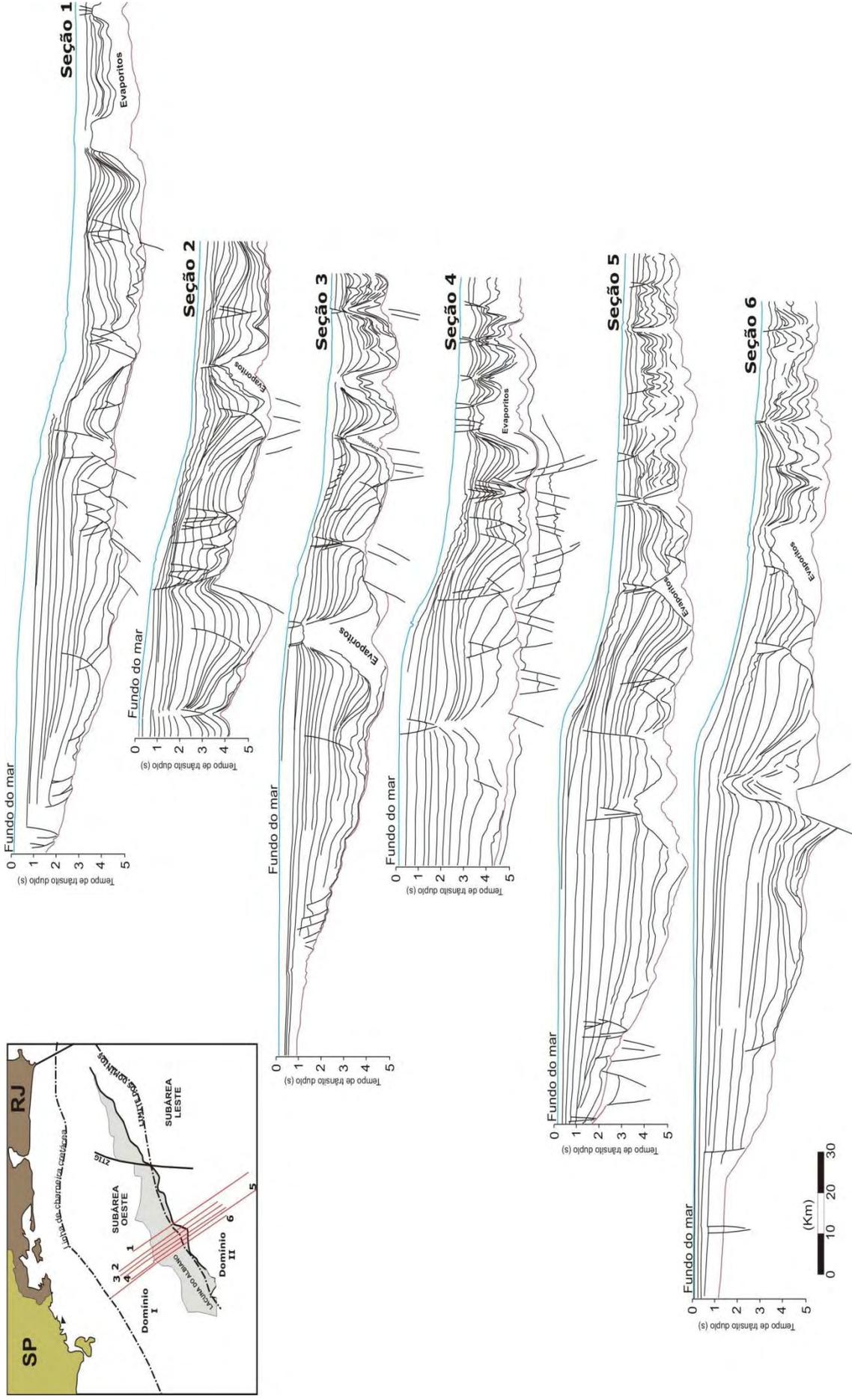


Figura 34: Sequência de seções geológicas interpretadas a partir de seções sísmicas migradas em tempo, mostrando o arcabouço geológico-estrutural da porção sul da Subárea Oeste, onde estão presentes falhas da fase rifté que afetam a base dos evaporitos.

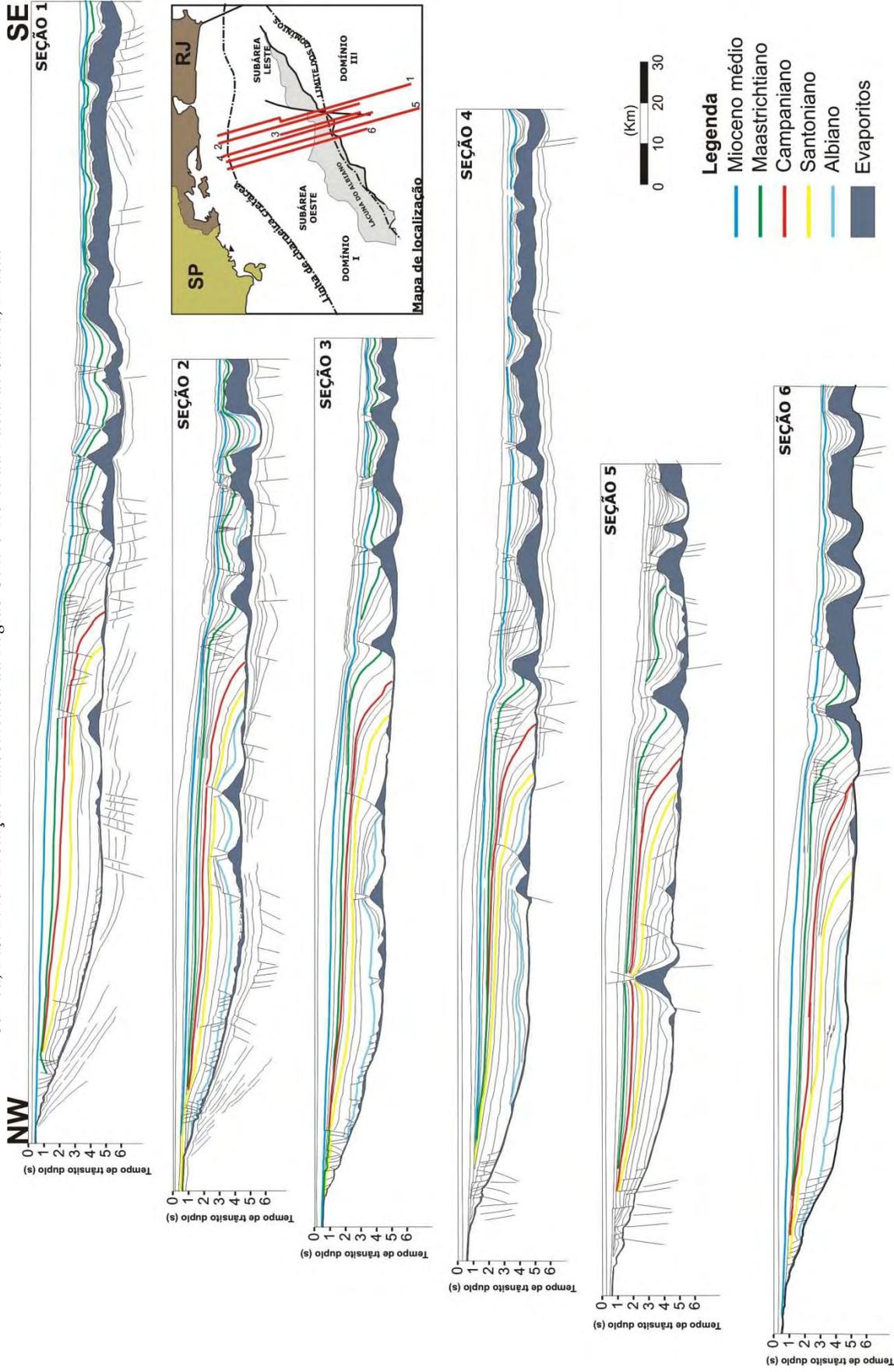


Figura 35: Sequência de seções geológicas interpretadas a partir de seções sísmica migradas em tempo, mostrando o arcabouço geológico-estrutural da porção central da Subárea Oeste, onde não ocorrem falhas da fase rifté que afetam a base dos evaporitos.

4.2.4.1 Domínio distensional da Subárea Oeste

No domínio distensional da Subárea Oeste, próximo à linha de charneira, ocorrem falhamentos associados ao ápice de diápiros, porém sem grandes rejeitos, indicando que a deformação deve ter ocorrido por meio de atividade diapírica na presença de delgada camada de sal. À medida que se avança para leste, surgem falhamentos lístricos com espaçamento médio de 2,0 km, mostrando rotação de blocos, essencialmente da sequência albiana, sobre uma também delgada camada de sal (Figura 36).

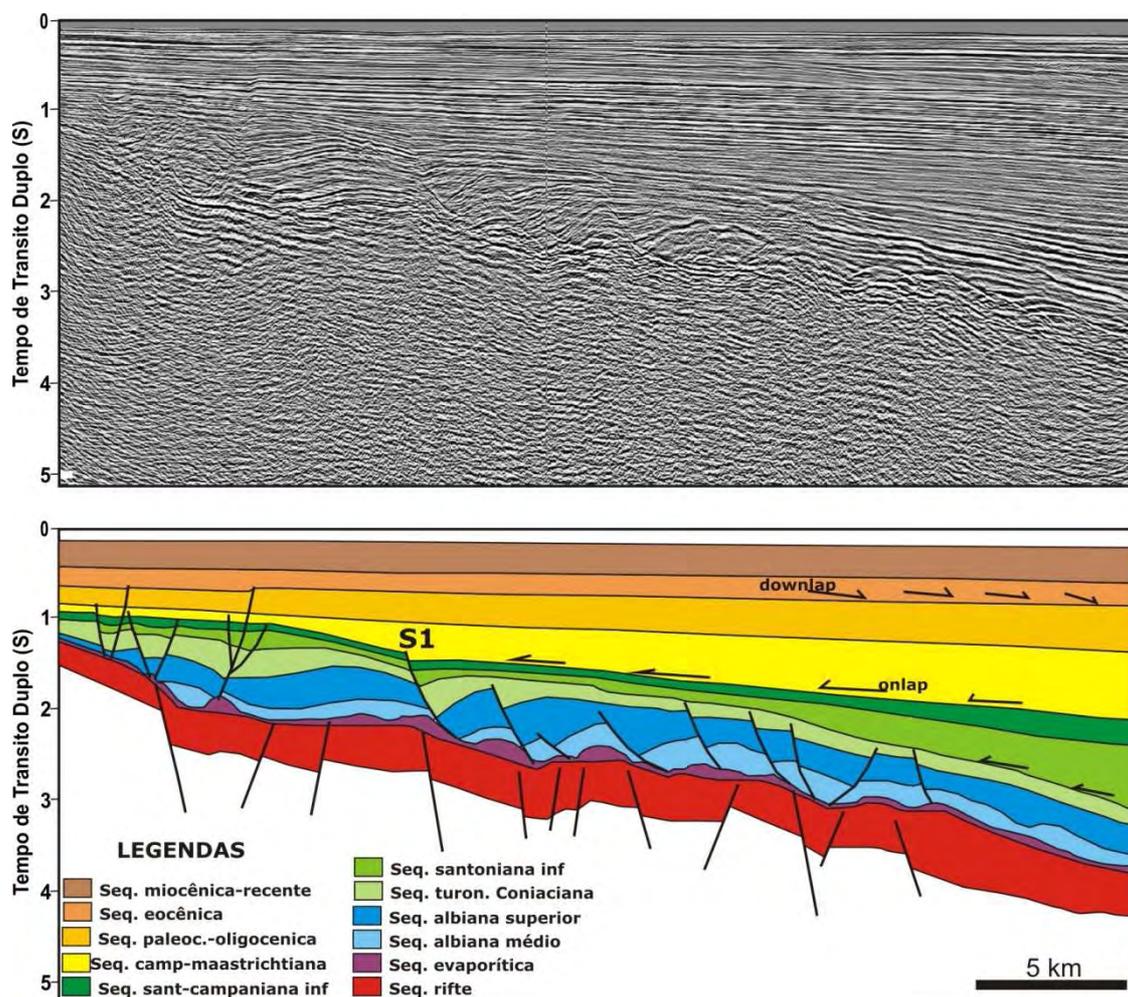


Figura 36: Seção tipo do domínio distensional proximal na Subárea Oeste. No topo, seção sísmica não interpretada, abaixo, a interpretação dos principais horizontes e da configuração estrutural imposta pela halocinese.

Na porção proximal, da figura 36, há indício de diapirismo reativo, pois observa-se a deflexão dos refletores da sequência albiana contra o flanco de um

pequeno diápiro. Falhas iniciaram o processo de rotação de blocos, porém com pouco desenvolvimento devido à delgada espessura de sal.

A oeste da falha S1 existe um bloco, onde a atividade de falhas é praticamente inexistente, pelo menos nas seções sísmicas. Geometricamente, o bloco apresenta configuração de um anticlinal, com largura da ordem de 6 km e eixo na direção N30E, tendo a borda leste limitada pela maior falha lítrica do sistema (Falha sintética S1). O anticlinal é assimétrica devido ao flanco oeste apresentar menor inclinação que o flanco leste. O apogeu do dobramento deve ter ocorrido no final do Albiano, em cujo no registro geológico se observa maior expressão da inflexão do anticlinal.

O anticlinal de transição apresenta dois mecanismos que atuam conjuntamente para a geração da estrutura: (i) o desenvolvimento do diápiro reativo no flanco oeste, que resultou no abatimento da sequência em direção à base do sal e (ii) o desenvolvimento da falha lítrica que proporcionou somente a rotação do bloco baixo da falha, deixando estático e/ou com pouca rotação o bloco alto, gerando uma compressão local que deu origem à anticlinal nesta região.

A deposição da sequência albiana associada ao deslizamento gravitacional do sal, deu origem a diápiros reativos, na porção proximal, que sob condições de maior inclinação da base do sal propiciou o desenvolvimento de falhas lítricas com cisalhamento sintético, acompanhando o sentido do fluxo do sal, favorecendo o espalhamento gravitacional. O maior indicativo de diapirismo reativo nesta porção é o afinamento da sequência albiana média (azul claro na Figura 36) contra a camada de sal, enquanto a sequência albiana superior (azul escuro Figura 36) ocorre crescimento de seção contra os planos de falhas.

Os diápiros de sal observados nas seções sísmicas no domínio distensional apresentam geometria simétrica, com forma de sino. Isso indica que a deformação iniciou-se em condições de baixa inclinação da base do sal, induzida pela distensão regional e espalhamento gravitacional da sobrecarga sedimentar.

Nos blocos baixos das falhas lítricas observa-se crescimento de seção sob intenso mecanismo de rotação sobre os planos de falha, indicando um aporte sedimentar contínuo sobre esta região. Este mecanismo culminou na expulsão parcial do sal, pois grande quantidade de pequenos diápiros de sal é observada nas seções sísmicas nesta

região, o que é previsível em casos onde o mecanismo preponderante são falhas lítricas com cisalhamento sintético (*salt rollers*) (Figura 36).

No contexto regional da porção proximal do domínio distensional observa-se uma grande falha lítrica (S1) que se desenvolveu provavelmente por mudanças na inclinação da base e/ou espessura do sal, resultando num *rollover* pouco desenvolvido, com o bloco baixo segmentado por falhas normais que acompanham o mesmo sentido de deslizamento da S1. Esta observação indica que a primeira fase deformacional halocinética ocorreu por meio de falhas lítricas sintéticas, sob ação da distensão regional e espalhamento gravitacional do pacote sedimentar (Figura 36).

A porção distal do domínio distensional na Subárea Oeste é caracterizada pela ausência de conjuntos de falhas lítricas e pela marcante presença de diápiros de sal com diversas geometrias, onde é comum a presença de falhas de ápice e crescimento de seção sedimentar nos flancos dos diápiros (Figura 37), indicando que a deformação ocorreu concomitante à deposição dos sedimentos sob um regime de deformação plástica.

A Figura 37 apresenta uma restauração geométrica da evolução estrutural do sal até o Santoniano. O conjunto de seções mostra uma camada de evaporitos espessa nesta região, da ordem de 800-1000 m, sobre a qual foram depositados carbonatos com características de ambientes profundos, como margas e calcilutitos (Albiano Médio). A distensão ocasionada na porção proximal do domínio distensional, durante o Albiano Médio, resultou em dobras de pequena amplitude e alta frequência na porção distal, evidentes na delgada camada da sequência albiana depositada nesta região (Figura 37, Albiano Médio).

A maior espessura sedimentar se concentrou no ramo oeste do homoclinal, exercendo sobrecarga diferencial pontual e suficiente para expulsar o sal com extrema eficiência. Outro fator importante neste processo é o tempo geológico, que permitiu um sensível balanço entre a deposição sedimentar e o deslizamento gravitacional de sal. Por outro lado, sobre o eixo da estrutura, pequena quantidade de sedimento se depositou em virtude da grande capacidade de captação de sedimentos da depressão, proporcionando alívio de pressão litostática e condições favoráveis à remoção e à migração de grandes massas de sal para as porções mais distais da bacia (Figura 37, Santoniano).

Na Figura 37, observa-se que a partir do Santoniano, os refletores sísmicos apresentam-se horizontalizados, indicando que nesta região da bacia, a movimentação do sal cessou, passando a se desenvolver nas porções mais distais.

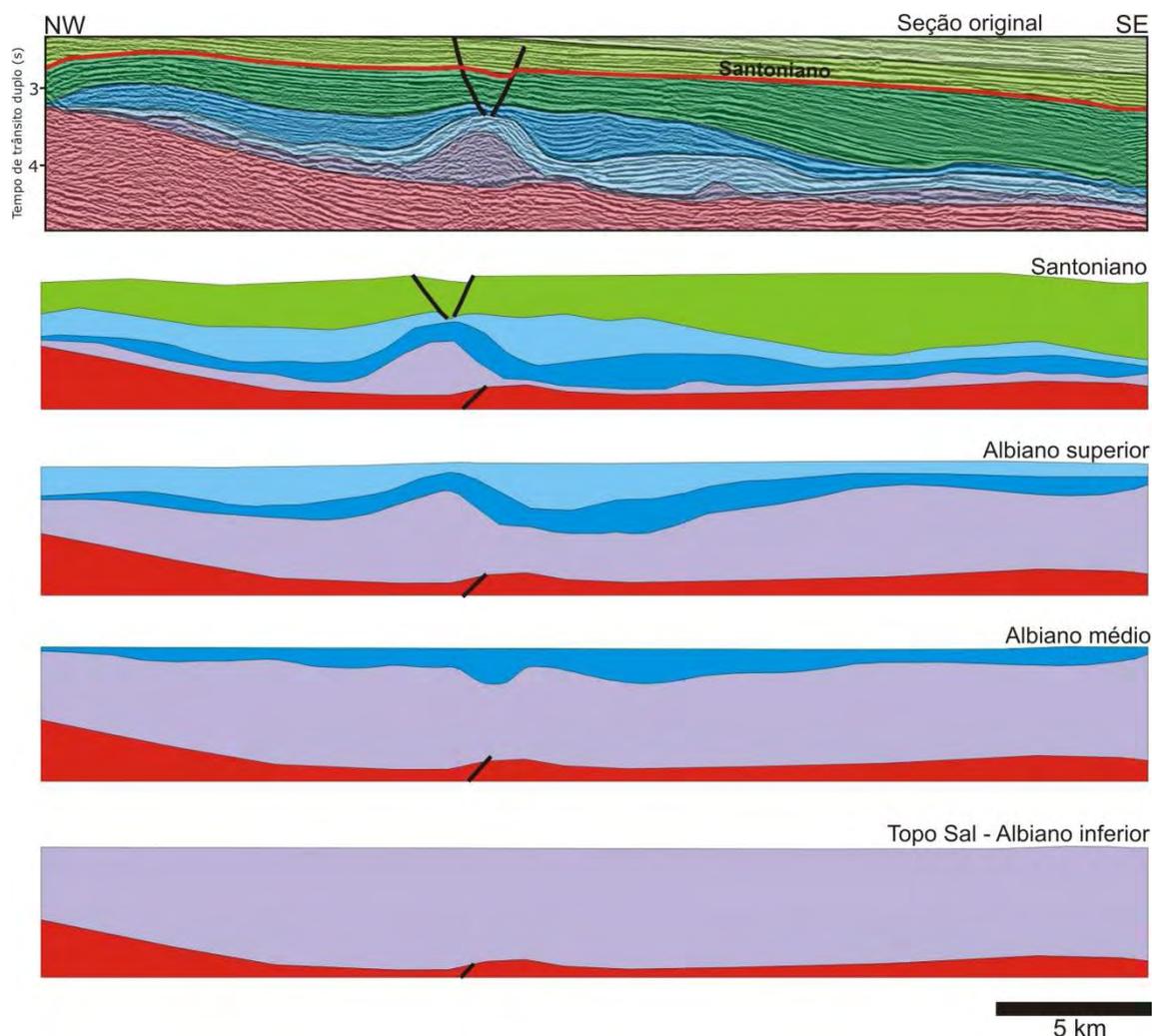


Figura 37: Restauração estrutural geométrica do sal, a partir da seção-tipo do domínio distensional distal da Subárea Oeste.

4.2.4.2 Domínio compressional da Subárea Oeste

Na região norte da subárea, o domínio compressional apresenta um conjunto de muralhas de sal regularmente espaçadas e sistematicamente niveladas a uma mesma altura (Figura 38). As sinéclises ou mini-bacias adjacentes às muralhas apresentam espessa deposição sedimentar, da ordem de 3000m de espessura, com os refletores sísmicos acompanhando a mesma configuração estrutural.

As mini-bacias são preenchidas normalmente por sedimentos finos, com episódicas incursões de turbiditos que carregam areia para os baixos estruturais. Esta característica da porção proximal deste domínio deve-se à grande capacidade do bloco baixo da ZFCF em captar sedimentos. Todavia, apesar do pequeno aporte sedimentar em relação à face oeste da ZFCF, pode-se notar uma assimetria nos depósitos sedimentares nas duas primeiras mini-bacias a oeste (Figura 38). Este fato demonstra que a deposição sedimentar após a ZFCF proporcionou sobrecarga diferencial nos flancos oeste das muralhas, favorecendo maior subsidência desta porção. Em contrapartida, as mini-bacias mais a leste apresentam desenvolvimento simétrico, indicando que o aporte sedimentar foi homogêneo, sem causar grandes variações de sobrecarga (Figura 38).

A configuração geométrica dos refletores sísmicos do Albiano ao Oligoceno apresenta deflexões contra a parede das muralhas, indicando atividade halocinética durante este período. Todavia, a superfície do Oligoceno Inferior apresenta-se aproximadamente horizontalizada, sem grandes irregularidades, indicando que, nesta época, a intensa atividade de crescimento das mini-bacias terminou.

Indícios de pequena espessura de sal na base das mini-bacias podem ser confirmados nas seções sísmicas, porém não apresentam capacidade de movimentação devido à alta resistência ocasionada pela delgada camada. Assim, irregularidades nas sequências sotopostas a superfície do Oligoceno Inferior são atribuídas a eventuais acomodações verticais das muralhas, em decorrência da sobrecarga sedimentar.

Corrêa, F.S. 2009. *Evolução Halocinética da Região Centro-Norte da Bacia de Santos, Brasil.*

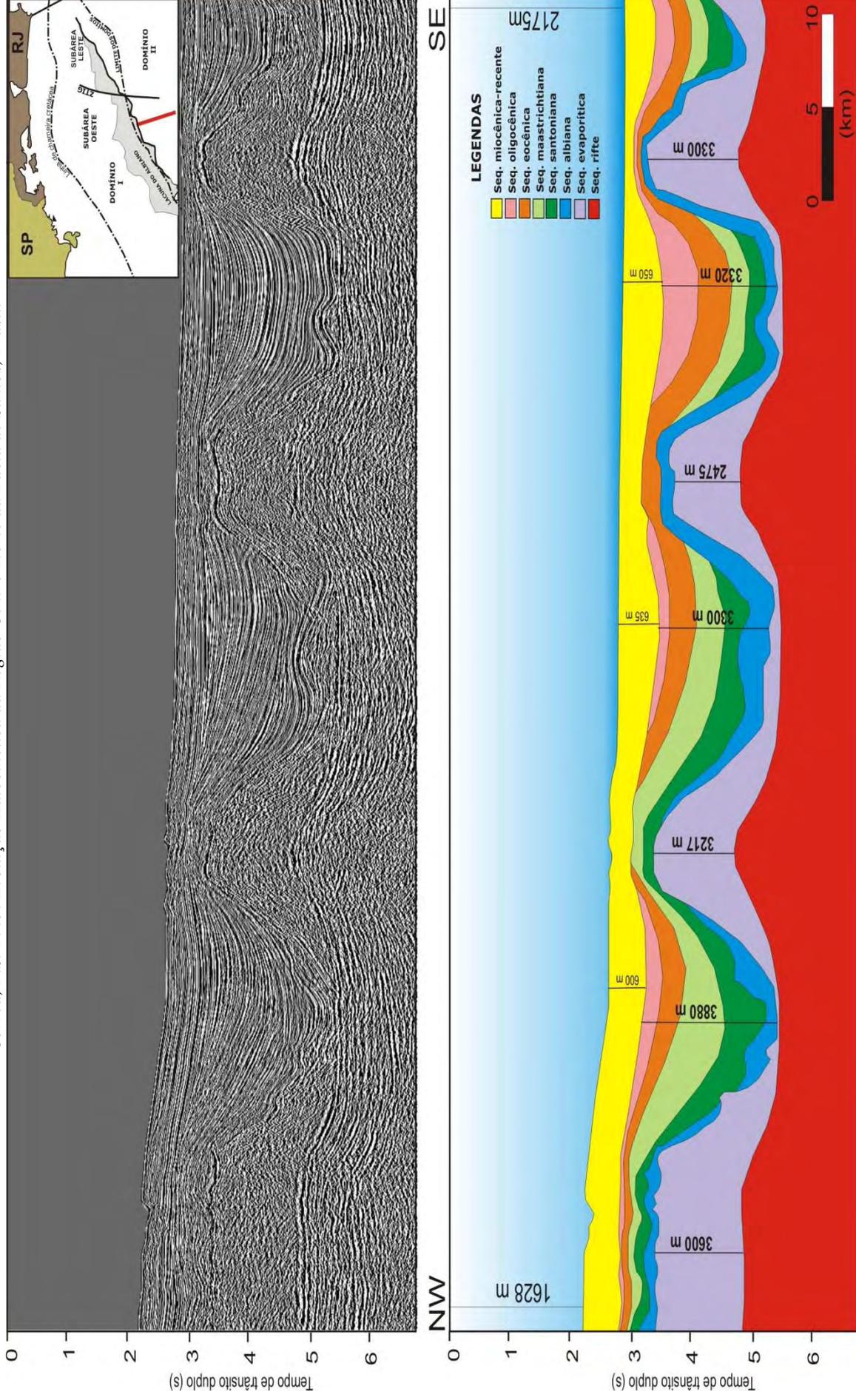


Figura 38: Seção sísmica migrada em tempo (acima) com interpretação geológica (abaixo), mostrando a configuração geométrica das muralhas de sal no domínio II proximal na porção norte da Subárea Oeste.

A figura 39 ilustra a evolução halocinética do domínio compressional na região norte da Subárea Oeste. O ponto de partida seria uma espessa camada de evaporitos depositada durante o Aptiano, a qual poderia ter alcançado cerca de 2000 m de espessura original nos principais depocentros (Gamboa *et al.* 2008).

O desenvolvimento de falhas lítricas e diapirização sob influência da distensão regional no domínio distensional resultou na transferência de massa e esforços para as porções mais distais da bacia, culminando com a geração de dobras de pequena amplitude e alta frequência (Figura 40). A geração de dobras de pequena amplitude pode estar associada à intercalação de diferentes tipos de sal no pacote evaporítico (Davison *et al.* 1996) e/ou pela deposição de delgada camada de sedimentos sobre o pacote evaporítico, onde é possível estabelecer a relação de espessura *versus* o comprimento de onda da dobra.

O avanço da sedimentação para leste resultou na expulsão e acúmulo de sal à frente das progradações, ocasionando uma região mais elevada (inflação de sal) com configuração homoclinal, ou o bloco alto da ZFCF. Esta estrutura, que viria a ser tornar a ZFCF no período Senoniano, constituiu numa grande barreira orográfica, que impedia a passagem de sedimentos para leste da mesma. Contudo, a parcela de sedimentos que ultrapassava era depositada nas irregularidades já criadas durante o Albiano (Figura 39, Santoniano).

O imenso aporte sedimentar ocorrido durante o Senoniano foi suficiente para depositar no bloco alto da ZFCF (Figura 39, Maastrichtiano). Isso é evidenciado pelo grande acúmulo de sedimentos nas mini-bacias, intensificado durante o período Paleoceno-Eoceno (Figura 39, Eoceno). A partir do Oligoceno não se observam grandes modificações no panorama halocinético da região, contudo a finalização do processo vem mesmo a ocorrer durante o Mioceno, período em que os refletores sísmicos apresentam-se horizontalizados, indicando o final da evolução das mini-bacias.

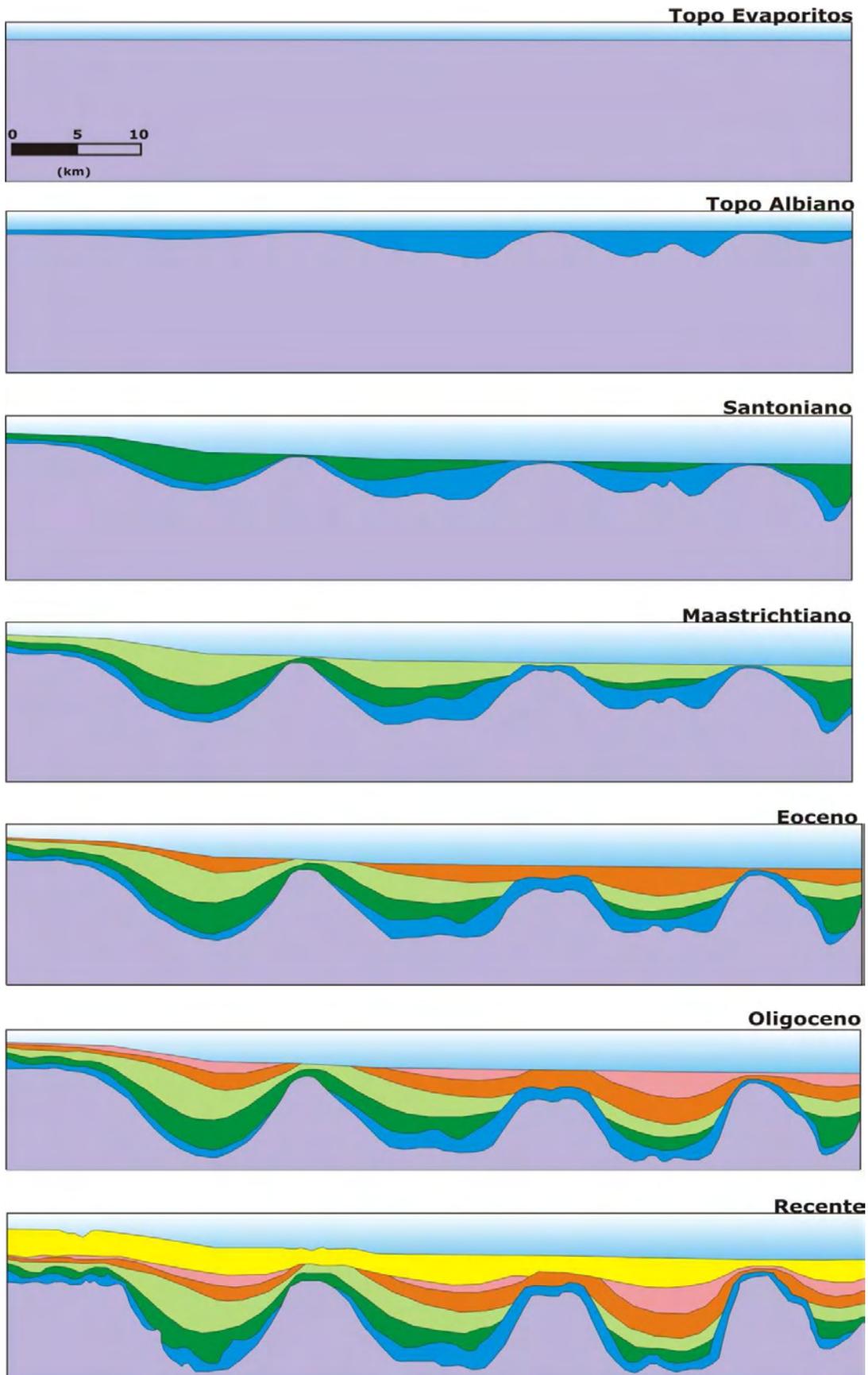


Figura 39: Restauração geométrica do sal no Domínio II proximal na região norte da Subárea Oeste (localização e interpretação na figura 38).

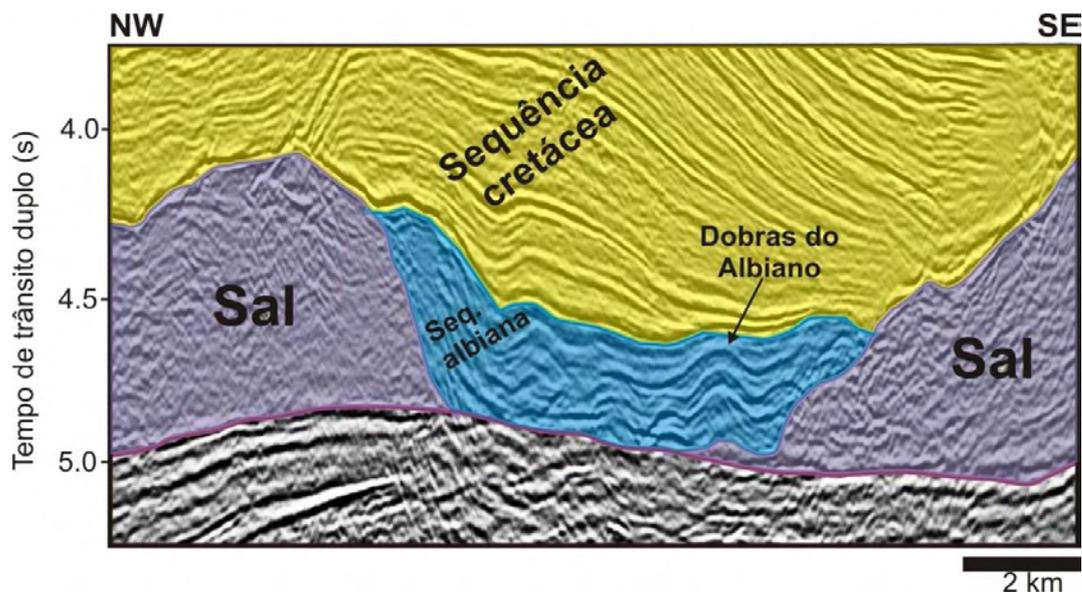


Figura 40: Seção sísmica migrada em tempo no domínio compressional proximal, mostrando dobras de pequena amplitude e alta frequência em sedimentos carbonáticos albianos, ocasionadas pela 1ª fase de deformação halocinética.

A região sul da Subárea Oeste, em contrapartida, apresenta um quadro evolutivo mais desenvolvido que a região norte, para o domínio compressional. Isso se deve à redução da capacidade de captação de sedimentos terciários pelo bloco baixo da ZFCF, o que favoreceu a passagem de grande aporte de sedimentos para leste da barreira ZFCF, com consequente reativação da halocinese (Figura 41).

A reconstrução geométrica da figura 41 mostra que as primeiras movimentações do sal são marcadas por dobras de pequena amplitude que afetam especialmente a sequência albiana (Figura 42).

O acúmulo de sedimentos ocorreu de forma homogênea até o Turoniano, favorecendo o crescimento para baixo das mini-bacias (*downbuilding*) e ascensão dos diápiros e muralhas. Somente a partir do Santoniano, grande aporte sedimentar adentrou este domínio, propiciando o afundamento da mini-bacia até praticamente a sequência albiana atingir a base do sal. No transcorrer do Maastrichtiano, grande quantidade de sal foi deslocada em direção às muralhas, criando altos estruturais relativos que são diagnosticados pela menor espessura das sequências sobre os mesmos. Portanto, o período Senoniano foi marcado por grande aporte sedimentar na região do domínio compressional proximal, favorecendo deslocamentos verticais de massas evaporíticas

em direção às muralhas e resultando na construção de grandes mini-bacias, denominadas aqui mini-bacias senonianas (Figura 42).

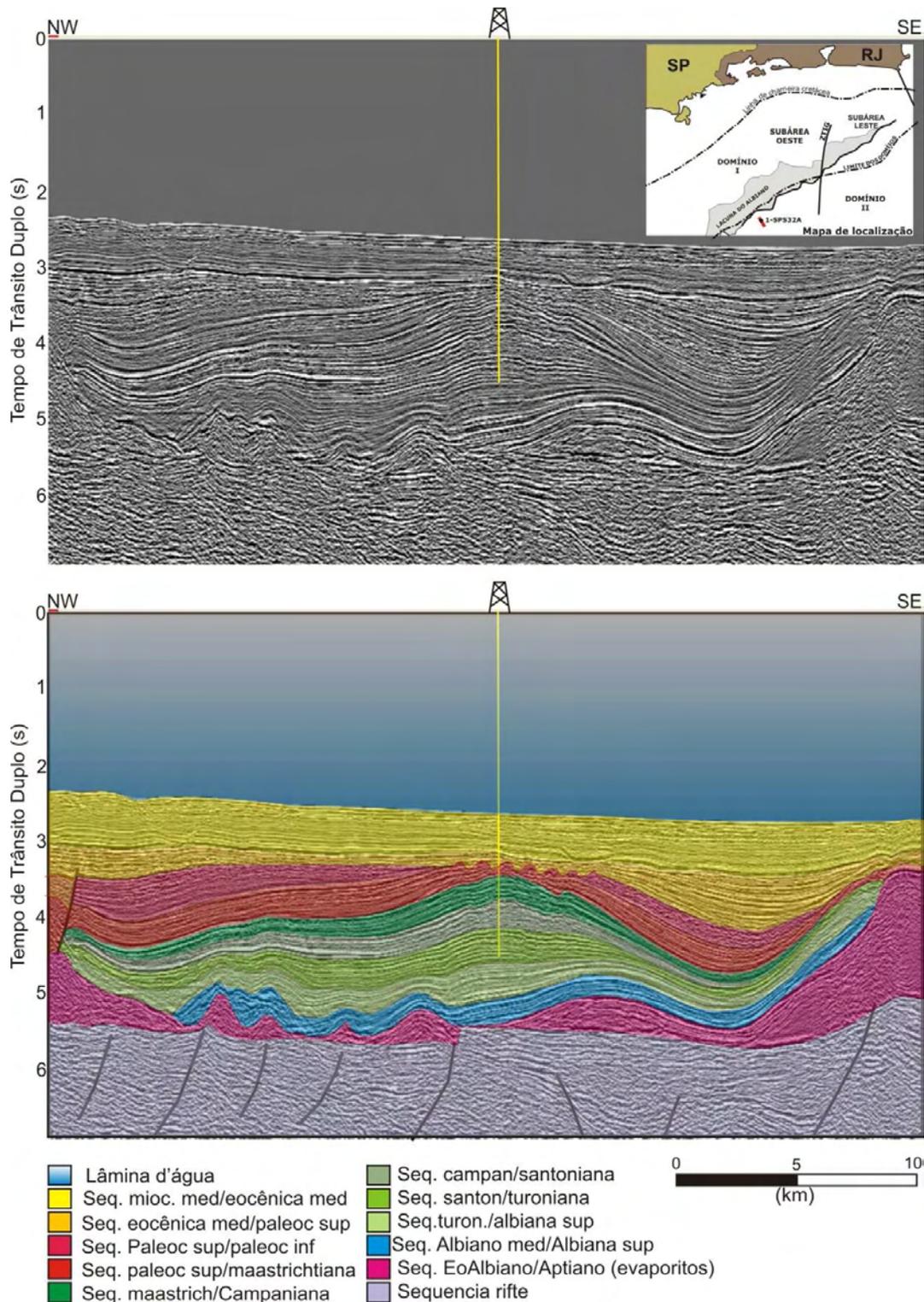


Figura 41: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo), mostrando configuração geométrica do sal no domínio compressional da região sul da Subárea Oeste. Nesta região observa-se a inversão estrutural do depocentro senoniano por meio da entrada de sedimentos terciários, resultando em estruturas do tipo “casco de tartaruga”.

A partir do Paleoceno, com o rejuvenescimento do aporte sedimentar nesta região, houve uma entrada de sedimentos mais para leste, em direção ao centro da mini-bacia, onde havia grande acúmulo de sal, na forma de muralhas, em decorrência da fase anterior. A sobrecarga terciária provocou reativação da halocinese, deflagrando a remoção do sal para leste, por translação, resultando na inversão da mini-bacia senoniana e na geração de novas mini-bacias terciárias.

O domínio compressional distal da Subárea Oeste é caracterizado por espessa camada de evaporitos, da ordem de 2000 m, cuja atividade halocinética se concentra em seu interior, não afetando com grande expressividade a sequência pós-evaporítica. O fato da halita apresentar menor resistência à deformação em relação aos outros sais, permitiu que a camada inferior de halita (Gamboa *et al.* 2008) do domínio compressional absorvesse a maior parte dos esforços, transformasse-os em movimentos verticais na forma de diápiros internos à sequência evaporítica. Por outro lado, a maior resistência dos outros sais à deformação impossibilitou a propagação desta deformação para as sequências mais jovens, o que restringiu quase que totalmente os efeitos da deformação ao pacote evaporítico. Isso explica a configuração regional do pacote evaporítico em apresentar intensa deformação interior sem grande influência na camada pós-evaporítica.

Embora a deformação intra-evaporítica não seja o escopo deste trabalho, a título de ilustração, são apresentados alguns exemplos de deformação do domínio compressional em águas ultra-profundas. Três estruturas são identificadas sistematicamente de oeste para leste nesta região do domínio: diápiros em forma de cogumelos; dobras recumbentes e falhas inversas (cavalgamento) (Figura 43).

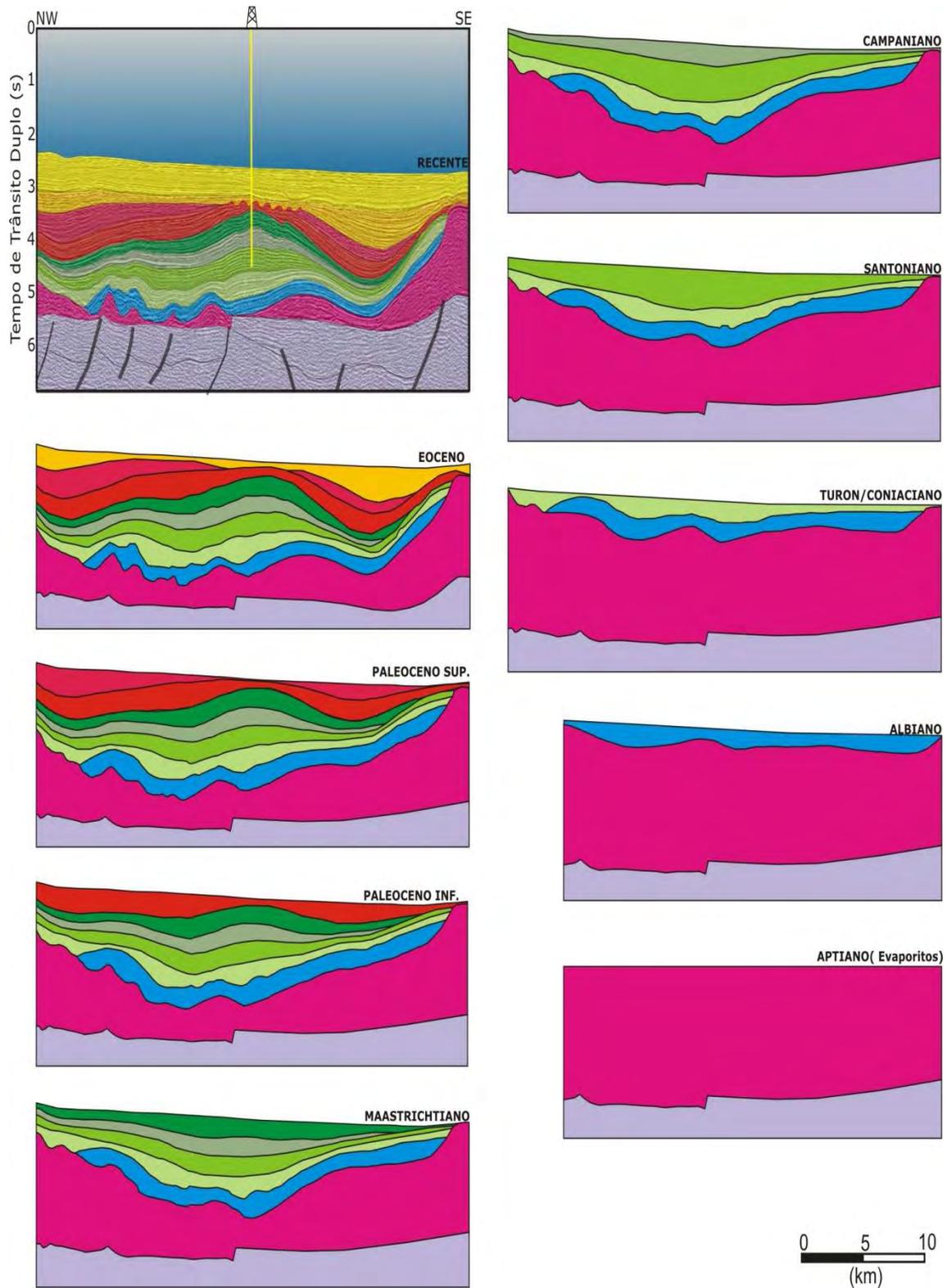


Figura 42: Restauração cinemática do sal a partir da interpretação geológica mostrada na figura 41.

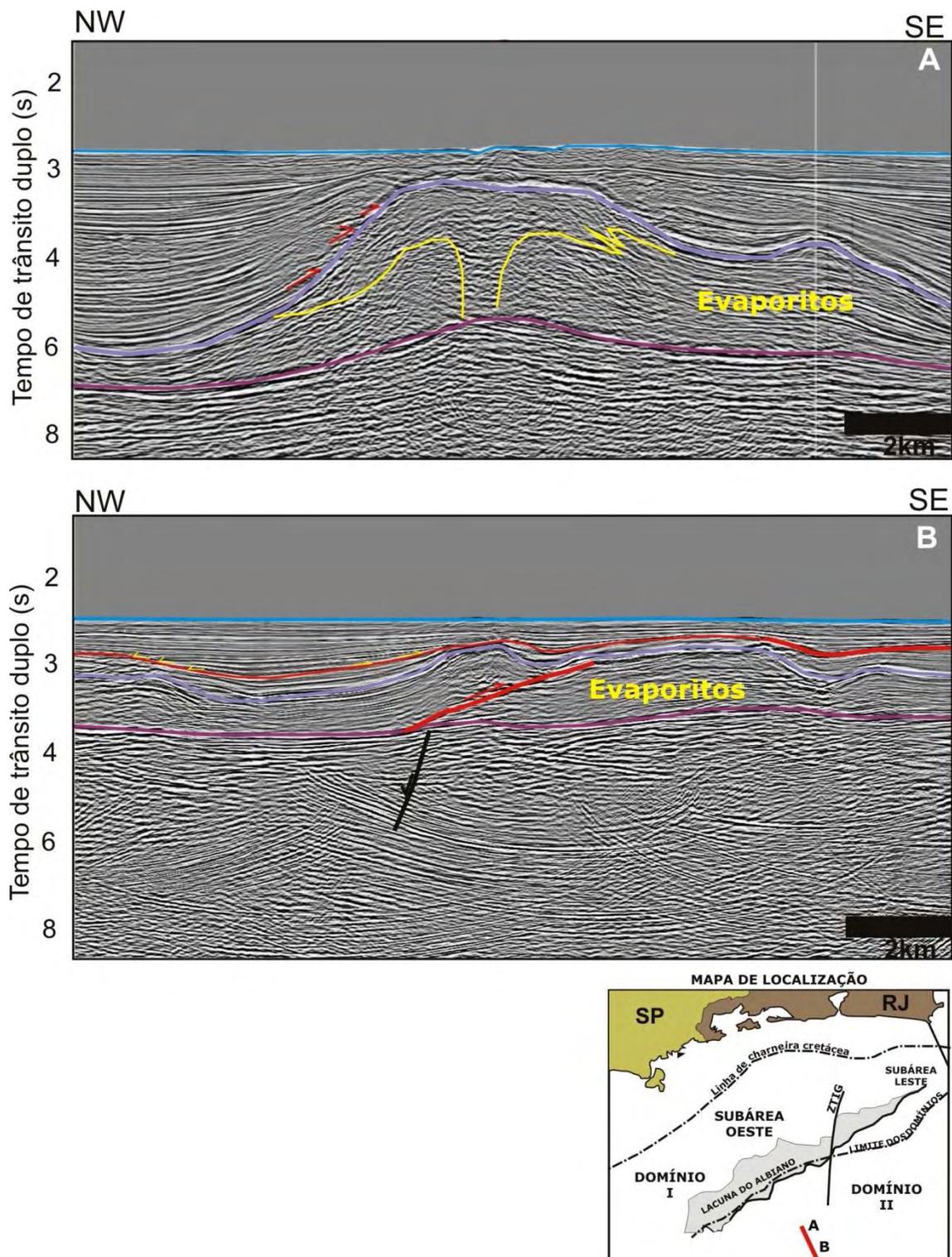


Figura 43: Seções sísmicas migradas em tempo, mostrando exemplos de estruturas compressoriais intra-evaporítica no Domínio Compressional. (A) diápiro com geometria em congumelo. (B) falhas de cavalcamento.

4.2.5 Subárea Leste

A Subárea Leste é marcada por intensa atividade de falhas lístricas sintéticas na porção proximal durante o Albiano, quando ocorreu grande parte da deformação nesta região (Figura 44).

4.2.5.1 Domínio Distensional da Subárea Leste

A porção proximal do Domínio Distensional é marcada pela presença de falhas lístricas sintéticas espaçadas regularmente a aproximadamente 1-2 km. A direção principal das falhas é N25-30E mergulhando para SE, com rejeitos da ordem de 100 m (Figura 44).

A geometria das falhas apresenta um padrão regular ao longo de toda a subárea, iniciando com alto ângulo de mergulho e diminuindo à medida que se aproxima da camada de sal. A principal atividade destas falhas deu-se durante o Albiano-Cenomaniano, em que se observam blocos rotacionados com presença de crescimento de seções albianas e cenomaniana-turonianas nos blocos baixos das falhas. Contudo, as falhas não apresentam grandes deslocamentos e, na maioria dos casos, a sequência pré/sin-cinemática albiana não alcança a base dos evaporitos.

Na porção sul da Subárea Oeste, a presença da propagação da ZFCF é marcante, ainda mais pela existência de aporte sedimentar suficiente à progradação sobre uma espessa camada evaporítica. Todavia, à medida que se avança para norte, a geometria de cunha clástica progradante se esmaece, dando lugar a horizontes aplainados e/ou levemente rotacionados no sentido anti-horário, porém com intensa deformação por falhas sintéticas e antitéticas. A transição da Subárea Oeste para norte é marcada pelo padrão de cunhas clásticas progradantes sobre a base do sal, por meio de cisalhamento antitético da ZFCF na porção sul da Subárea Leste, passando por estruturas tipo “falsos cascos de tartaruga” (seção 6, figura 44), onde há um balanço entre cisalhamento sintético e antitético, até surgir o padrão cisalhamento sintético, característico da porção centro-norte da Subárea Leste.

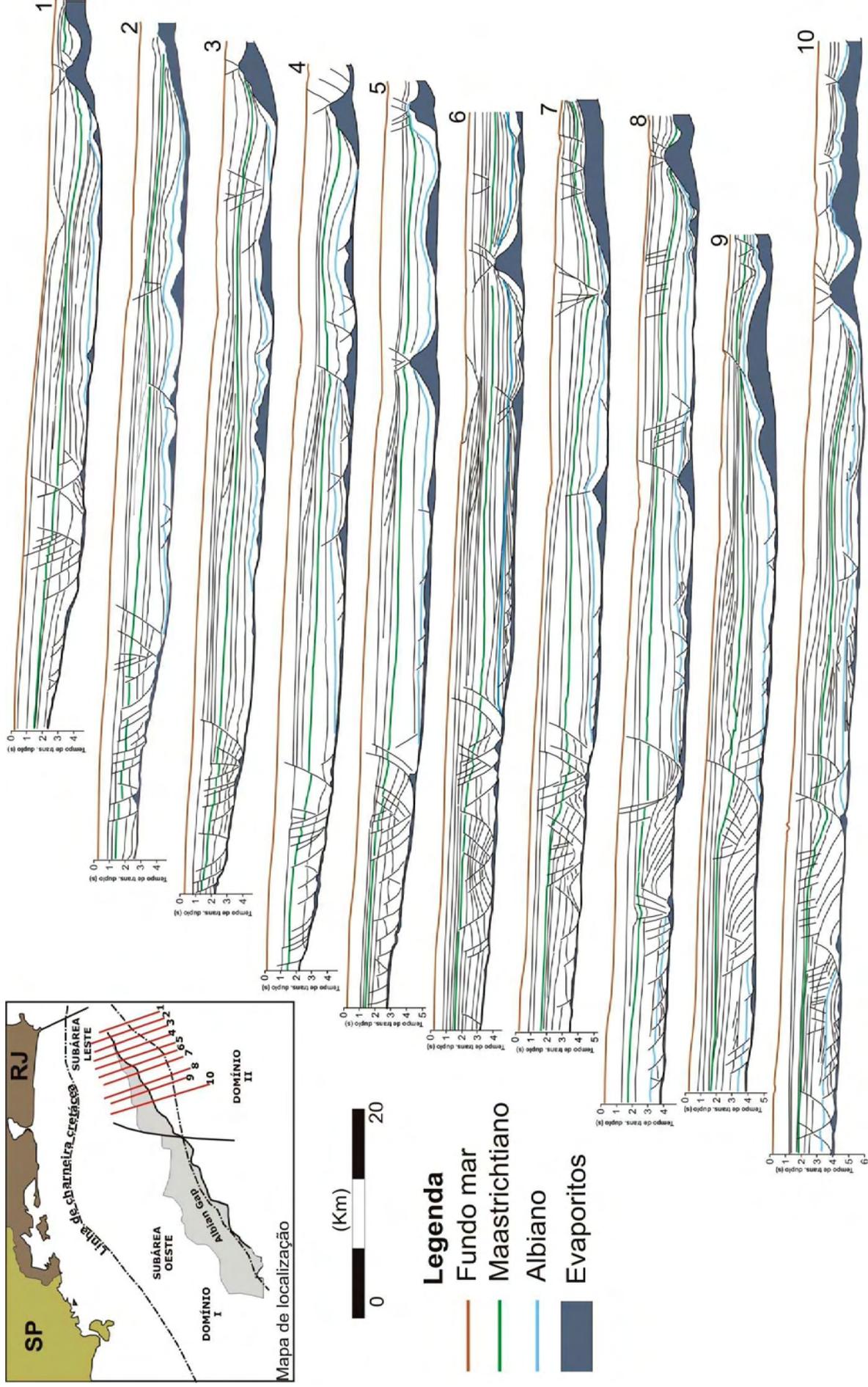


Figura 44: Conjunto de seções interpretadas a partir de seções sísmicas, mostrando a configuração sedimentar e halocinética da Subárea Leste.

A estrutura diagnóstica da zona transicional é a falso “casco de tartaruga” observada na seção 6 da figura 44, a qual indica colapso de diápiro de sal sob condições de alta taxa de distensão e baixa taxa de sedimentação. No contexto regional da área estudada, isso significa que enquanto grande aporte sedimentar ocorria na Subárea Oeste durante o Senoniano (Formações Santos/Juréia), na Subárea Leste a sedimentação era baixa a ponto de permitir que todo o suprimento de sal ocupasse a área gerada pela distensão por meio de diapirismo reativo e ativo até colapsar, formando grabens de ápice, que acomodaram parte da sedimentação senoniana superior. A predominância da distensão sob a sedimentação ainda favoreceu o afastamento dos diápiros gerados pelo colapso (*salt horns*), causando mútua rotação dos flancos do graben em direção à base do sal, resultando na geração de um anticlinal. Segundo Vendeville & Jackson (1992 b) e Mauduit *et al.* (1997), estas estruturas se formam sob condições de extrema de distensão, quando todo o suprimento de sal é removido para o centro do diápiro, que passa a se alargar paulatinamente até atingir o colapso na forma de pseudos “cascos de tartaruga”.

A delgada espessura da sequência evaporítica no domínio distensional pode explicar o porquê do baixo desenvolvimento das falhas lítricas (*salt rollers*), pois sob condições de distensão regional, o espalhamento gravitacional do pacote sedimentar permitiu a ascensão de diápiros reativos que rapidamente ocuparam o espaço originado pela distensão, colocando em contato a sequência albiana com a base do sal ou sobre uma delgada camada de sal que, devido à alta resistência ao fluxo, estagnou o processo de movimentação das falhas.

A porção norte da Subárea Leste é caracterizada pela marcante presença de falhas lítricas com cisalhamento sintético, como grande deslocamento de todo o domínio distensional distal para leste. A seção 2 da figura 4.15 mostra uma grande falha lítrica que se assenta sobre a superfície do sal e desloca todo o pacote cretácico pós-sal por meio de rotação anti-horária. Evidências da cinemática desta falha estão presentes no domínio distensional distal, onde os refletores sísmicos da sequência albo-cenomaniana estão basculados contra a base do sal, indicando que o sal funcionou como uma grande superfície de deslizamento.

Regionalmente, a principal característica da porção distal do domínio compressional é a rotação de toda a sequência cretácea sobre uma grande falha lítrica sintética, evidenciada pelos refletores sísmicos albo-cenomanianos defletidos contra a

base dos evaporitos. Já na porção sul da Subárea Leste, o desenvolvimento da falha sintética é mascarado pela forte presença das cunhas clásticas do Senoniano.

Na porção mais a leste do domínio compressional surgem diápiros de sal variando de 500 a 2000 m de altura, afetando na maioria dos casos os depósitos albecenomanianos. Algumas exceções são observadas na parte norte da Subárea Leste, onde diápiros de sal com mais de 3000 m de altura afetam os sedimentos do Campaniano e Maastrichtiano.

4.3 Arcabouço Estratigráfico: Produtos da Interação entre a Sedimentação e a Tectônica Salífera

Trabalhos focalizados em análise estratigráfica realizados por Assine *et al.* (2005) e Assine *et al.* (2008) revelaram a existência da migração dos depocentros senonianos de sudoeste para nordeste na Bacia de Santos. Na área estudada, os resultados demonstram que ocorreu a migração de sudoeste para nordeste dos depocentros Campaniano e Maastrichtiano, respectivamente, além do avanço do prisma costeiro por mais de 200 km em relação à linha de costa atual, evidenciando grande aporte sedimentar diferencial na área (Figura 45).

Os mapas de isópacas, gerados a partir das interpretações sísmicas, demonstram que durante o intervalo H2-H3 (Albiano) o depocentro se concentrou nas proximidades da charneira da bacia, devido ao incremento acentuado de espaço de acomodação pela subsidência termal e pela subida eustática do nível do mar. Outro fato importante foi a remoção do sal devido à sobrecarga sedimentar, favorecendo maior espaço de acomodação e inflação da camada evaporítica na porção mais distal, resultando em altos relativos que permitiram a deposição de espessa camada da sequência albiana.

A linha de charneira aparece no Eo-Albiano influenciando a arquitetura estratigráfica da sequência H2-H3, como demonstrado pelo acunhamento da sequência contra a própria linha de charneira.

A sequência H3-H4 (Albiano Superior) apresenta empilhamento retrogradacional, com recobrimento em *onlap* sobre a superfície de uma rampa gerada durante o Albiano Médio. Isso acarretou o aumento do espaço de acomodação devido não só à subsidência termal, mas também à subida eustática do nível do mar.

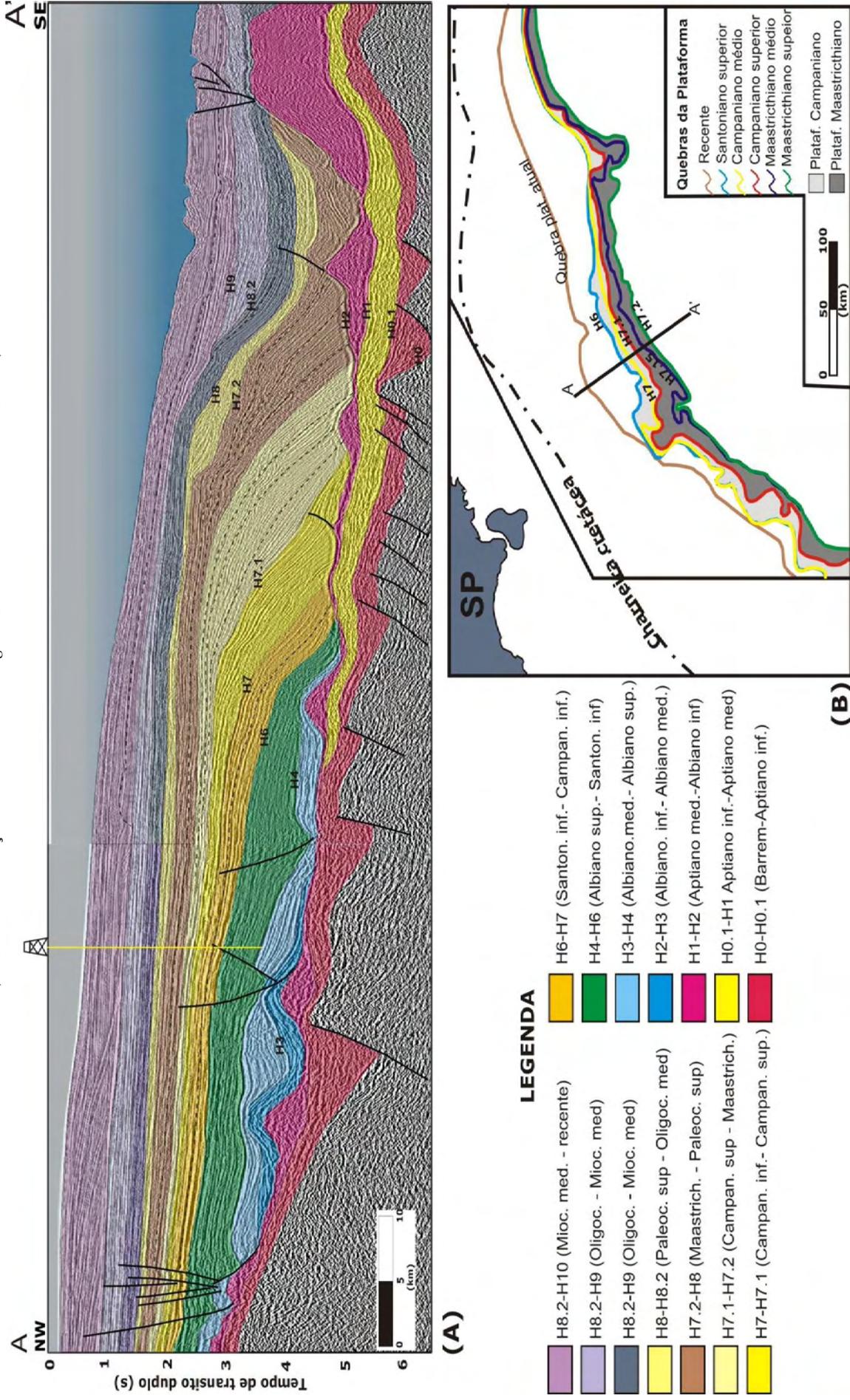


Figura 45: Evolução da progradação Santos/Jureia. (A) Seção sísmica migrada em tempo, mostrando a evolução da plataforma deposicional durante o período Senoniano e o Terciário inferior. (B) Mapa da quebra da plataforma deposicional durante o Senoniano na área estudada.

Os dados analisados durante o projeto “Mapeamento e Interpretação dos Sistemas petrolíferos da Bacia de Santos” (ANP, 2003; Chang *et al.* 2008; Assine *et al.* 2008) sugerem que o principal depocentro Albiano está localizado na porção sul da bacia. Contudo, na área estudada o principal depocentro está localizado no bloco baixo da falha normal que afeta a base do sal (Zona de Transferência de Merluza) e a oeste do bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio (*Albian gap*) (Figura 46).

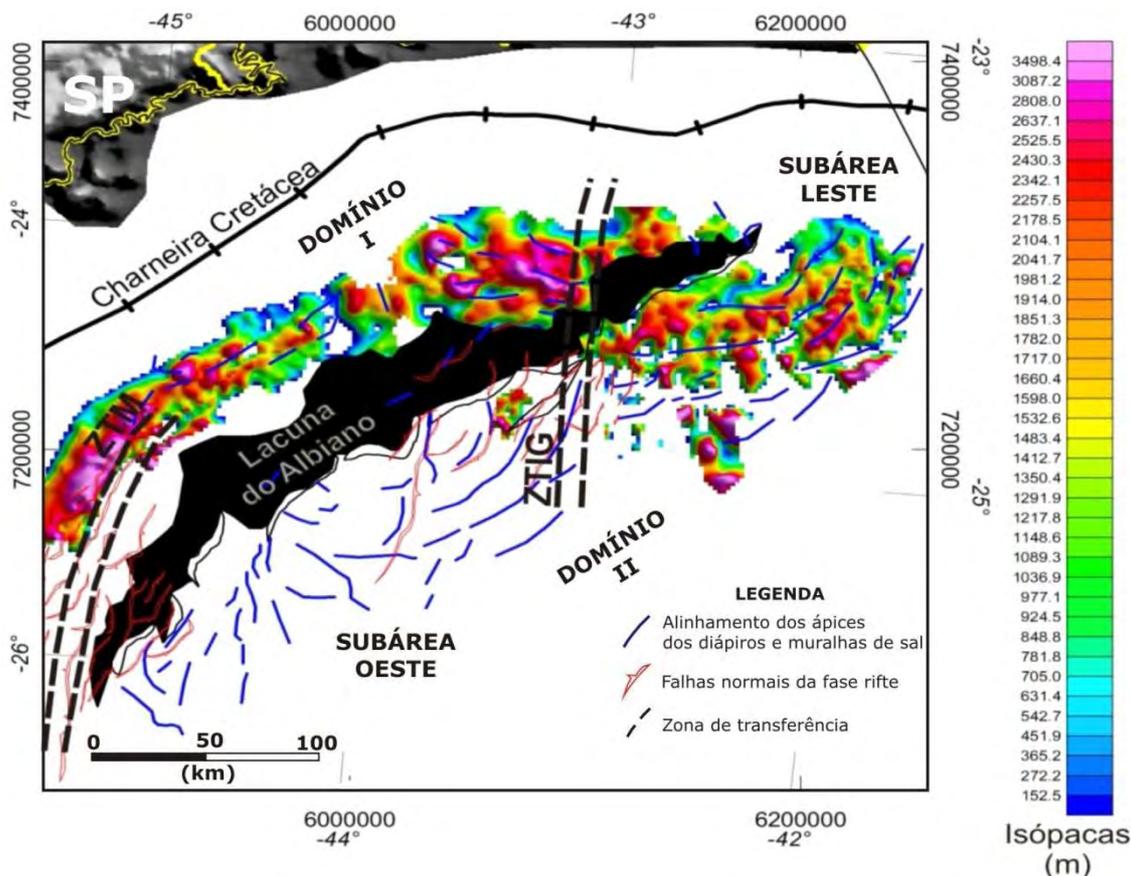


Figura 46: Mapa de isópacas da sequência albian (H3-H2).

A configuração estrutural atual da área estudada revela que o extremo leste da sequência albian foi depositada sobre um alto estrutural causado pela inflação do sal. A oeste, um depocentro sedimentar é evidenciado pelo espessamento da sequência H3-H4 sobre o horizonte H3 (Figura 47). Este fato aponta para uma seção condensada da sequência albian nas porções mais distais da bacia, onde a sedimentação é representada por margas e folhelhos de águas mais profundas.

A partir do Cenomaniano, importante espaço de acomodação foi gerado pela contínua inflexão da base do sal em resposta à subsidência termal, onde foi depositada espessa sequência do Cretáceo Superior. Em contrapartida, a oeste da linha de charneira

cretácea as sequências sedimentares foram submetidas a processos erosionais subaéreos, fornecendo sedimentos para a porção leste da bacia (Figura 47- sequência verde escura).

O aspecto retrogradacional da sequência H4-H5 deslocou o foco deposicional para oeste, nas proximidades da linha de charneira, proporcionando maior sobrecarga sedimentar que expulsou o sal para as porções mais distais. Este processo ocorreu até o Turoniano, quando a transgressão atingiu o máximo. É importante ressaltar que o maior desenvolvimento da sequência cenomaniana-turoniana ocorreu a sul da área estudada, onde foi mapeado o principal depocentro no bloco baixo da falha que afeta a base dos evaporitos (ANP, 2003; Assine *et al.* 2005; Assine *et al.* 2008). Em contrapartida, na área estudada a sequência é muito delgada, podendo ser considerada faminta, denotando baixa taxa de sedimentação.

Uma queda expressiva do nível do mar, logo após a deposição da sequência cenomaniana-turoniana, foi responsável pela erosão da sequência neo-turoniana na borda da bacia, retrabalhando sedimentos que foram transportados por correntes de turbidez e depositados na forma de turbiditos em calhas formadas pela ascensão de diápiros de sal mais a leste (turbiditos Membro Ilhabela) (Figura 48).

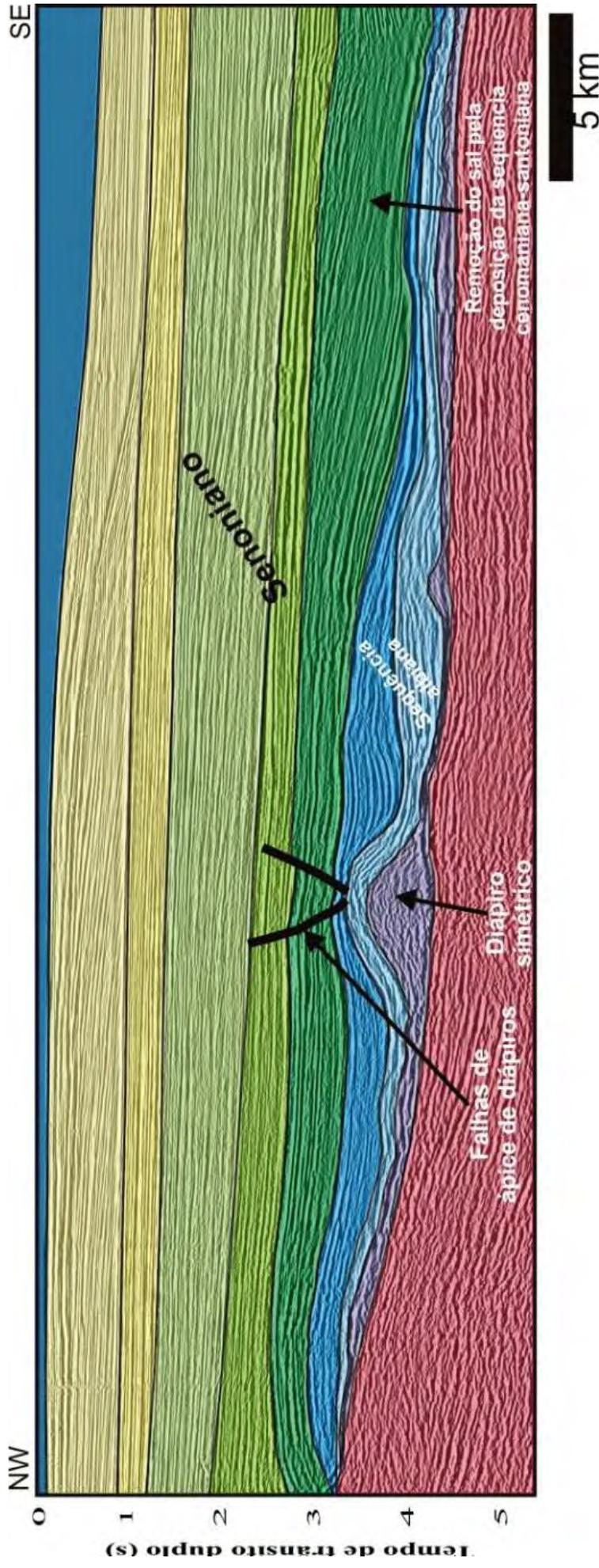


Figura 47: Seção sísmica migrada em tempo interpretada. A interpretação demonstra o depocentro do Albiano na porção central da seção. No extremo leste da seção observa-se o adelgaçamento da seção albiana, indicando que a seção foi depositada sobre um alto estrutural causado pela inflação do sal, durante a remoção do mesmo para a porção distal da bacia.

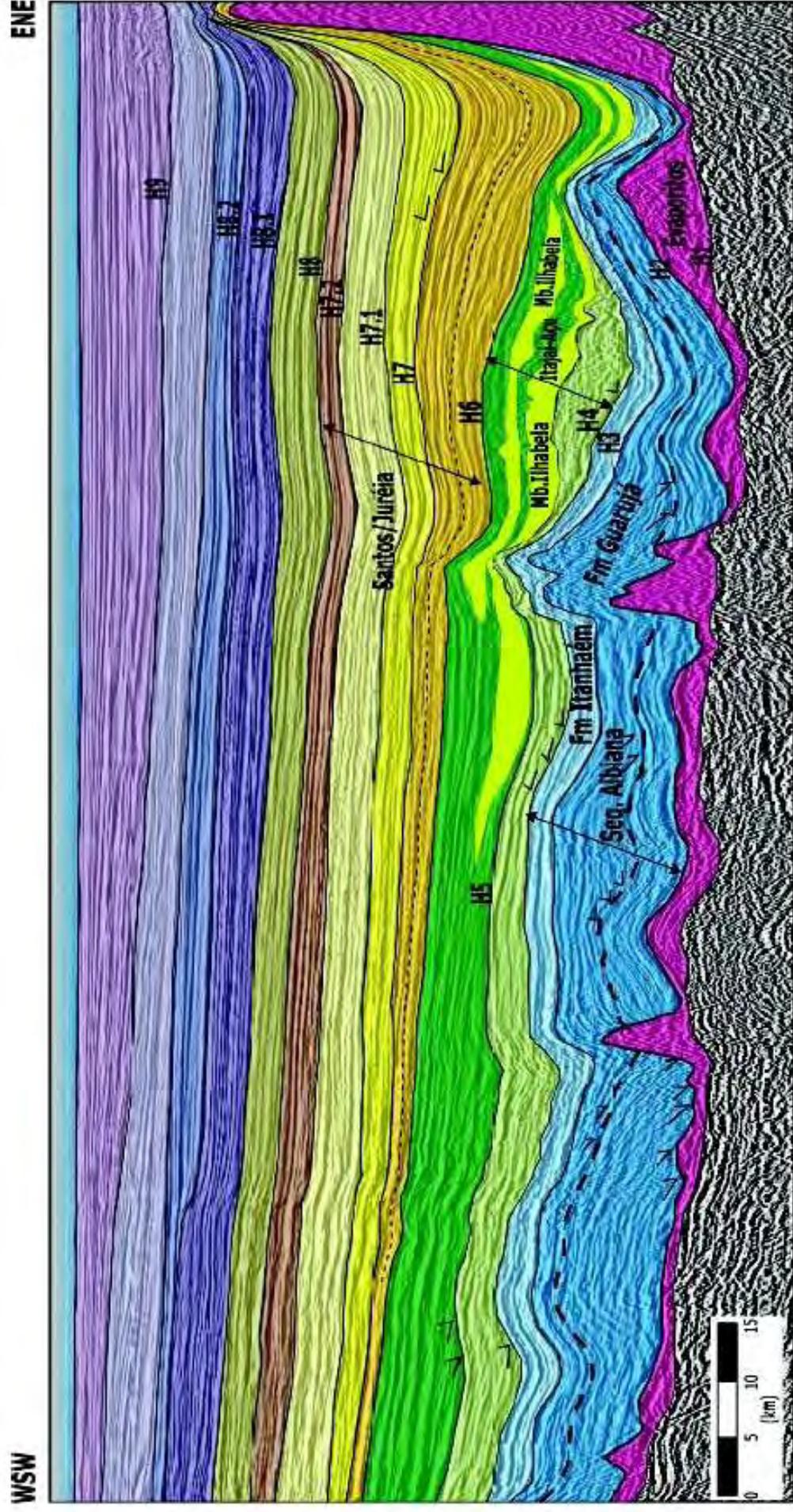


Figura 48: Seção sísmica migrada em tempo, mostrando os arenitos turbidíticos do Membro Ilhabela, formados na parte inferior e na base das clinoformas, em calhas deposicionais a oeste das muralhas de sal.

A partir do Santoniano, grande aporte sedimentar adentrou a bacia, especialmente na área estudada, onde são identificados os principais depocentros do Senoniano. A sequência senoniana é representada pelo intervalo compreendido entre os horizontes H6-H7.2, no qual são notadas importantes disconformidades no Eo-Campaniano e Eo-Maastrichtiano (Figura 45).

Os depocentros do Senoniano foram gerados durante a regressão da linha de costa por meio da progradação de sistemas aluviais bacia adentro. A regressão do prisma costeiro ocorreu sob condições de relativa elevação do nível do mar, diagnosticada pelo adelgaçamento da sequência senoniana em direção à linha de charneira, caracterizada por *onlaps* costeiros (Figura 45). Aliado às condições de nível de mar alto e do processo de subsidência termal, a remoção do sal para as porções mais distais da bacia protagonizou a geração do espaço de acomodação para o imenso depósito sedimentar das formações Santos/Juréia, que atingiu cerca de 3000 m de espessura em alguns locais.

As cunhas clásticas das formações Santos/Juréia estão relacionadas à reativação tectônica da área-fonte durante o Santoniano (soerguimento da Serra do Mar, Almeida & Carneiro 1998; Cobbold *et al.* 2001; Modica & Brush 2004; Assine *et al.* 2008). A reativação é registrada por importantes incrementos de suprimentos de sedimentos na bacia, materializados na forma de fácies conglomeráticas, associada a eventos tectônico-magmáticos, comprovados por espessos corpos vulcânicos, especialmente na porção norte da área estudada.

A área estudada engloba somente o deslocamento dos depocentros do Santoniano-Campaniano e Maastrichtiano (Figura 50), sendo que em sua porção sudoeste observa-se o maior espessamento (espessura da ordem de 1729 m) da sequência santonina-campaniana sobre uma depressão gerada pela integração sedimentação *versus* halocinese, a qual também foi controlada pelas grandes falhas normais que afetam a base dos evaporitos. Todavia, nesta região, a sequência Maastrichtiana é delgada, com espessura da ordem de 600 m.

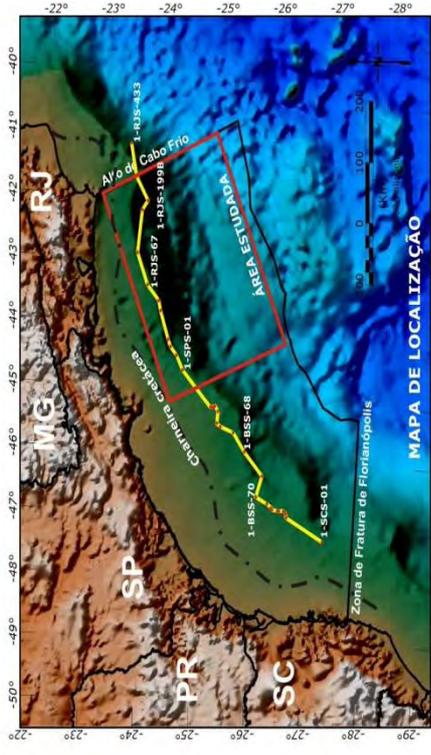
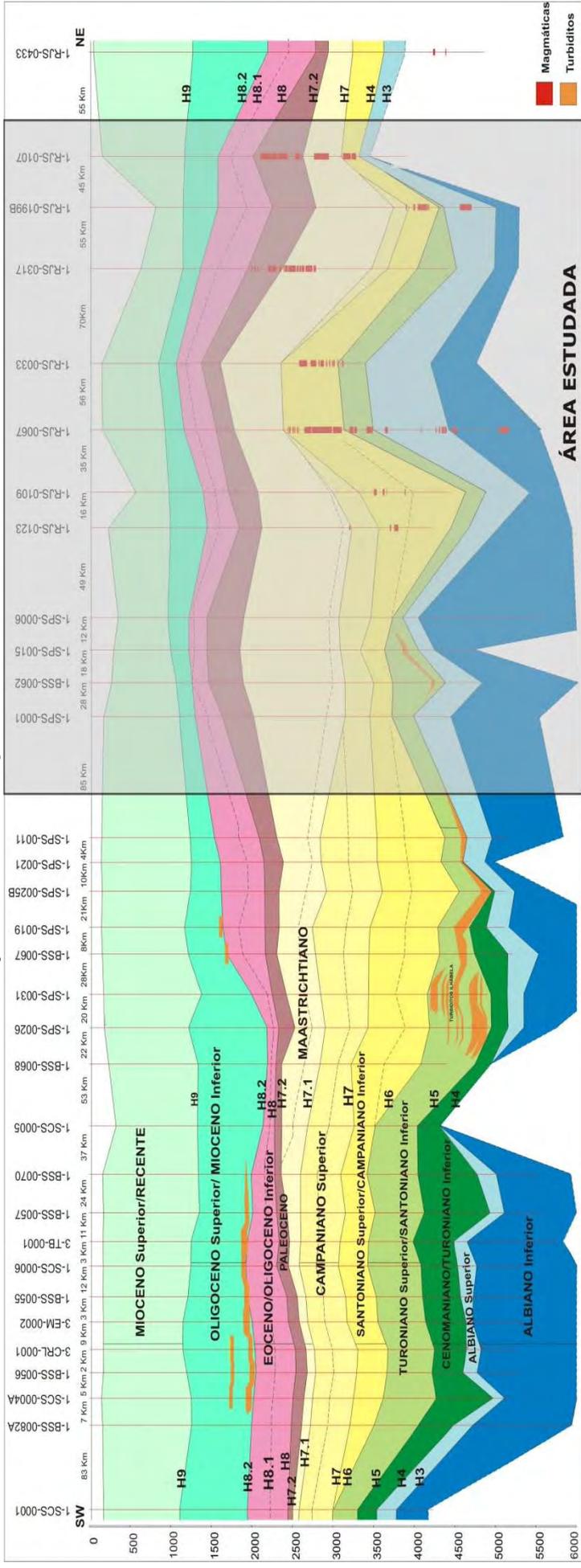


Figura 49: Seção geológica de correlação de poços na direção lateral das espessuras das seqüências (Assine et al. 2008).

Na região nordeste da Subárea Oeste a situação se inverte, pois as maiores espessuras observadas são da sequência maastrichtiana, a qual pode atingir espessuras da ordem de 1300 m. Já a sequência santoniana-campaniana apresenta adelgaçamento na região do maior depocentro do Maastrichtiano, exibindo espessuras da ordem de 600 m (Figura 49).

Comparativamente, observa-se certa similaridade entre as espessuras dos depocentros e as contíguas áreas de adelgaçamento sobre os principais depocentros, indicando um contínuo suprimento sedimentar sobre uma espessa camada de evaporitos, os quais apresentam boa manutenção da continuidade lateral até o limite com a Zona de Transferência de Ilha Grande, onde a espessura é reduzida drasticamente na direção norte. Esta interpretação ressalta a importância da focalização do aporte sedimentar em determinadas áreas ao longo tempo, pois a hipótese do avanço contínuo de todo o prisma costeiro sobre o sal muito provavelmente não ocasionaria diferentes depocentros. Portanto, as evidências apontam para grandes e rápidos influxos de sedimentos localizados durante o Santoniano e o Campaniano, a sudoeste da área estudada, e a nordeste, durante o Maastrichtiano (Figura 50, sísmica *strike*).

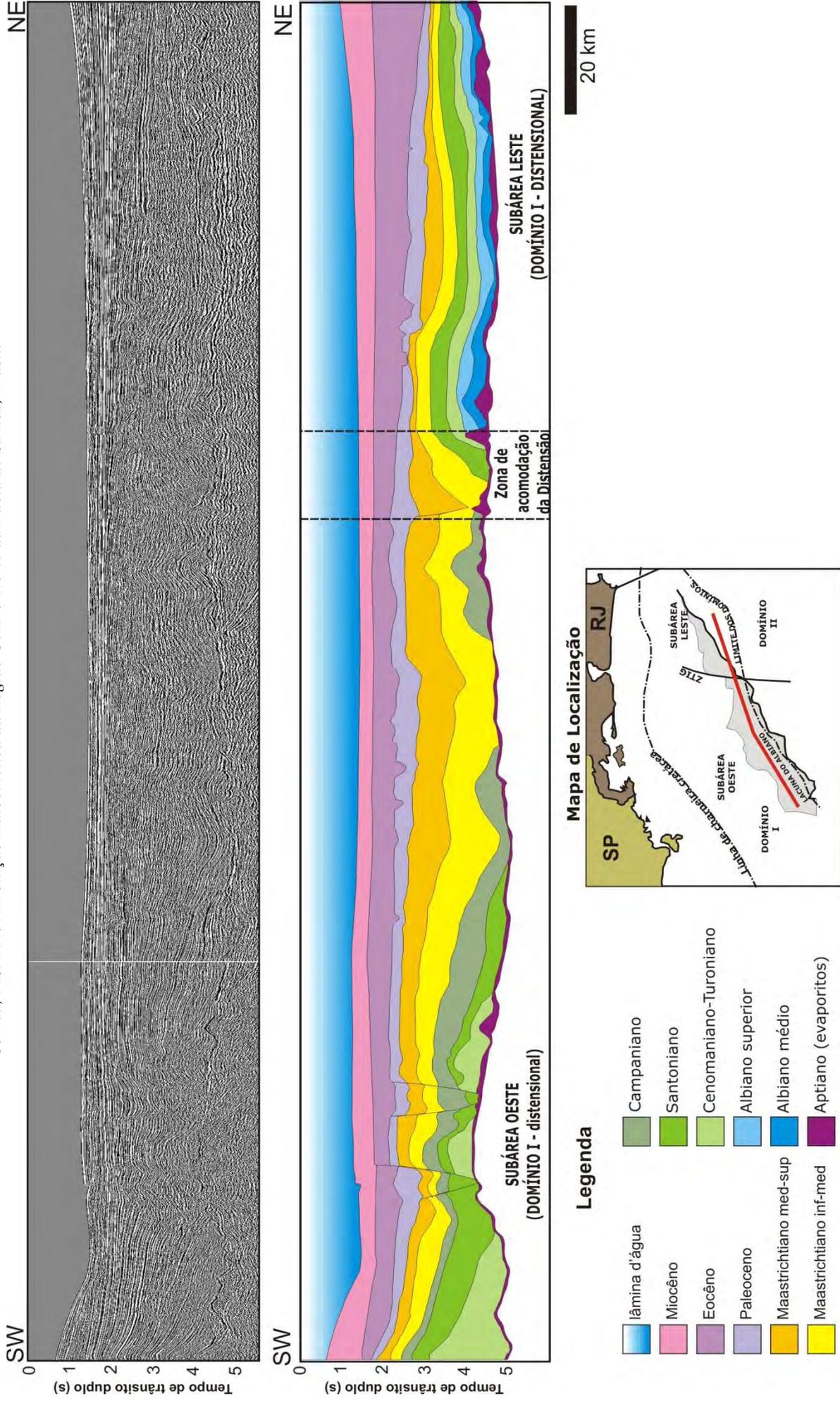


Figura 50: Seção sísmica migrada em tempo e interpretação geológica, mostrando a migração de depocentros.

O mapa de isópocas do Santoniano mostra depocentro com distribuição espacial mais ampla, associado às falhas que afetam a base do evaporitos na porção sul da área estudada. Já na porção centro-norte da área estudada, a sequência santoniana está confinada ao bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio (*Albian gap*) (Figura 51).

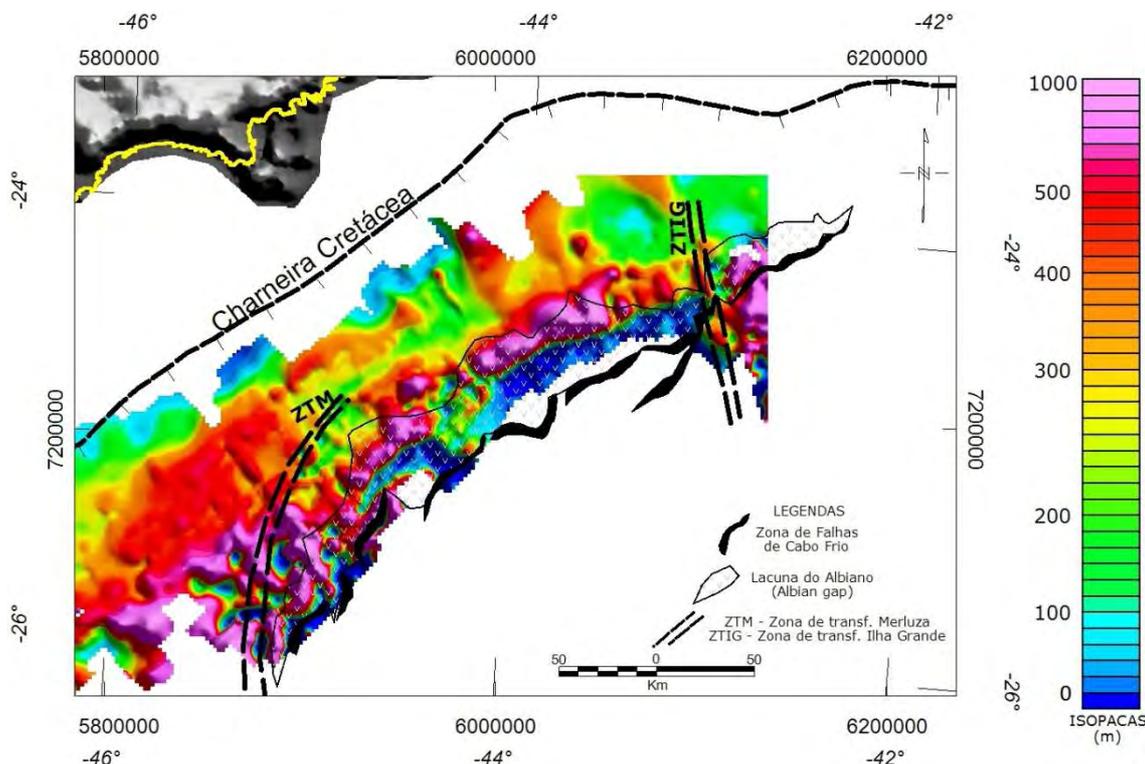


Figura 51: Mapa de isópocas da sequência Santoniana (H6-H7).

No mapa de isópocas da sequência campaniana (H7-H71) observa-se certa persistência no posicionamento do maior depocentro na porção sul da área estudada, semelhante à sequência santoniana. Contudo, o depocentro associado ao bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio é mais expressivo, apresentando boa continuidade lateral e geometria controlada pelo traçado côncavo da ZFCF, apesar de constituir uma estrutura estreita na direção NE-SW (Figura 52). Estas características se tornam latentes durante o Maastrichtiano, quando toda a sedimentação na porção centro-sul da área estudada concentra-se sobre a lacuna do Albiano.

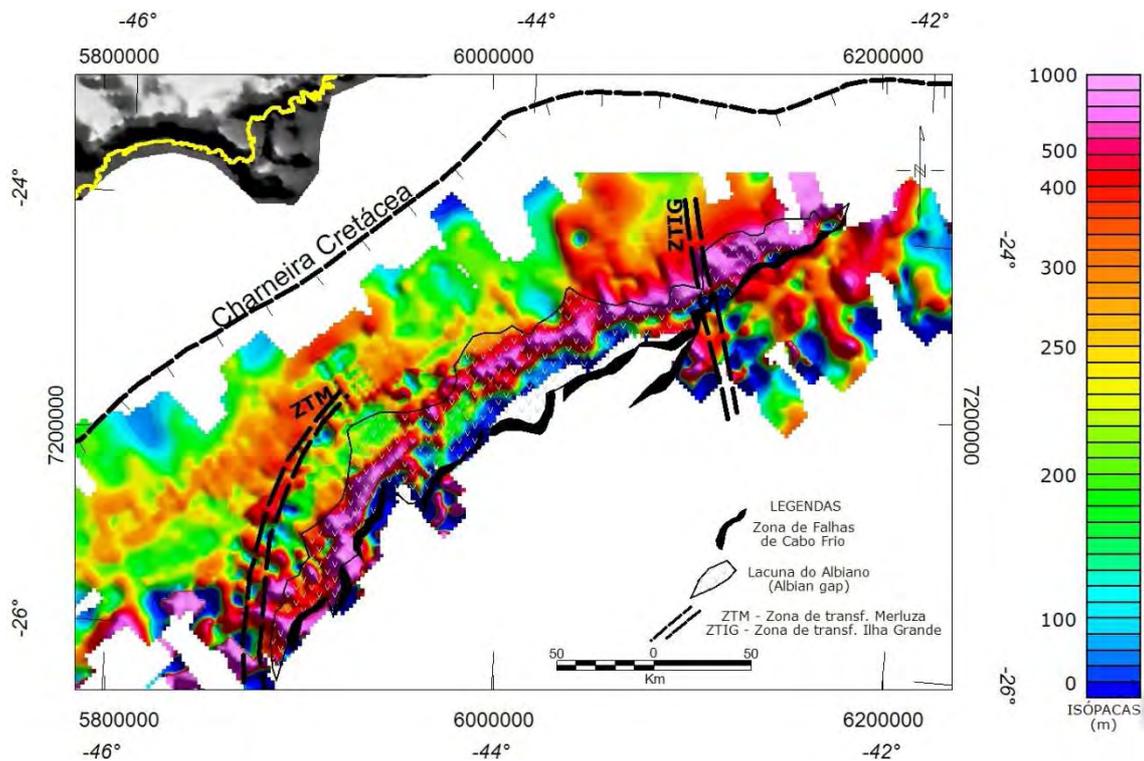


Figura 52: Mapa de isópacas da sequência Campaniana (H7-H7.1).

O mapa de isópacas da sequência maastrichtiana (H7.1-H7.2) demonstra forte controle da Zona de Falha de Cabo Frio no posicionamento e geometria do depocentro que, diferentemente das sequências santoniana e campaniana, não apresenta amplo depocentro na porção sul da área, estando restrito ao bloco baixo da ZFCF.

O depocentro da sequência maastrichtiana apresenta uma geometria côncava voltada para a bacia, muito bem marcada pelo traço que representa o aumento de espessura da sequência, localizado entre a linha de charneira e o limite oeste da Lacuna do Albiano (Figura 53). A geometria côncava está associada ao preenchimento sedimentar de um espaço de acomodação derivado do deslizamento e remoção do sal sobre uma superfície côncava voltada para cima, representada pela base do sal. Esta configuração é um indício de movimentação convergente da camada evaporítica na direção S30E. Em contrapartida, na região norte da área estudada, a sequência maastrichtiana mostra forte inflexão da geometria do depocentro de leste para nordeste, indicando mudanças na configuração basal dos evaporitos. A distribuição da sequência maastrichtiana nas mini-bacias nas porções mais profundas da região norte também indica uma mudança na direção de movimentação para aproximadamente S75E, mudança esta que está associada à geometria do substrato da sequência evaporítica.

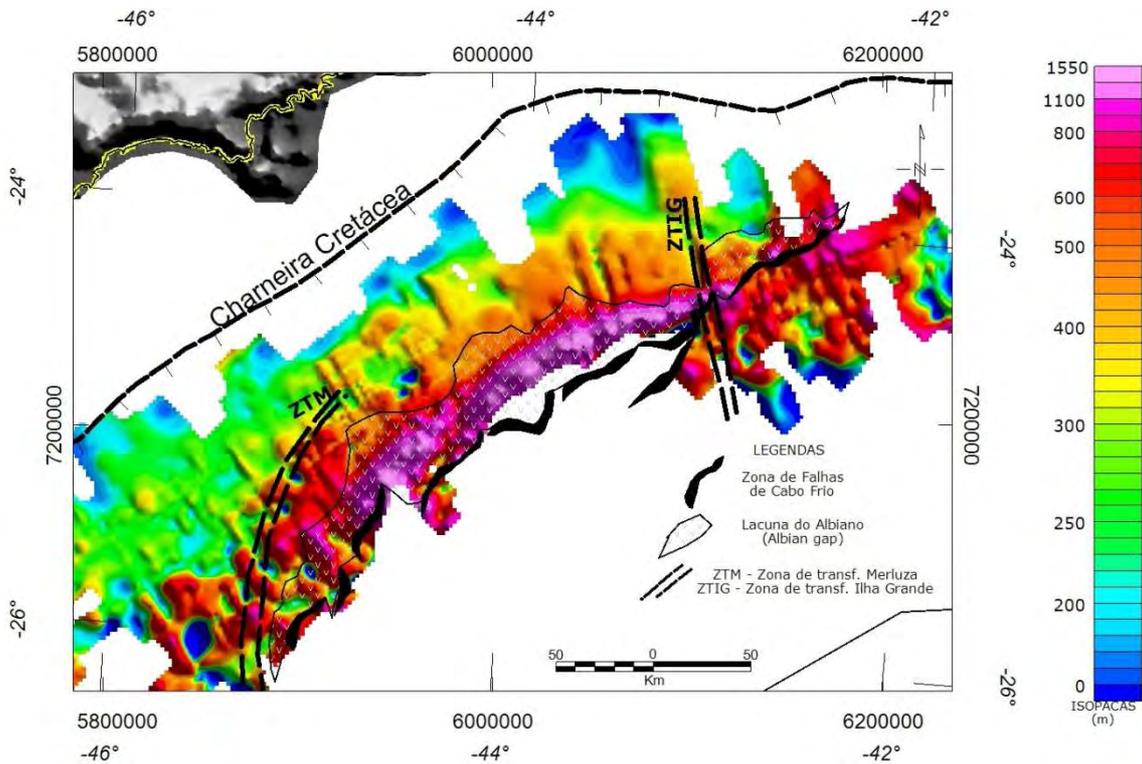


Figura 53: Mapa de isópacas da sequência maastrichtiana (H7.1-H7.2).

A mudança de sentido de movimentação do sal é ainda mais evidente no mapa de isópacas entre o topo do sal e a sequência campaniana na região de águas profundas, o qual foi construído especialmente para demonstrar a localização das mini-bacias (Figura 54). Na região central da área estudada, o preenchimento das mini-bacias apresenta um padrão semicircular com raio na direção S30E. Já na região norte, o preenchimento de mini-bacias, apesar de mais discreto, revela uma estrutura semicircular com raio central na direção S75E, corroborando o mostrado no mapa de isópacas da sequência maastrichtiana. Devido às mini-bacias terem relacionamento direto com a halocinese, pode-se interpretar que a configuração semicircular das mini-bacias, balizadas pelas muralhas, evidenciam o deslizamento gravitacional divergente na porção norte e convergente na porção centro-sul da área estudada, movimentos estes que deram origem a sinéclises por distensão e espalhamento gravitacional, a norte, e sinéclises por crescimento para baixo (*downbuilding*), na porção centro-sul.

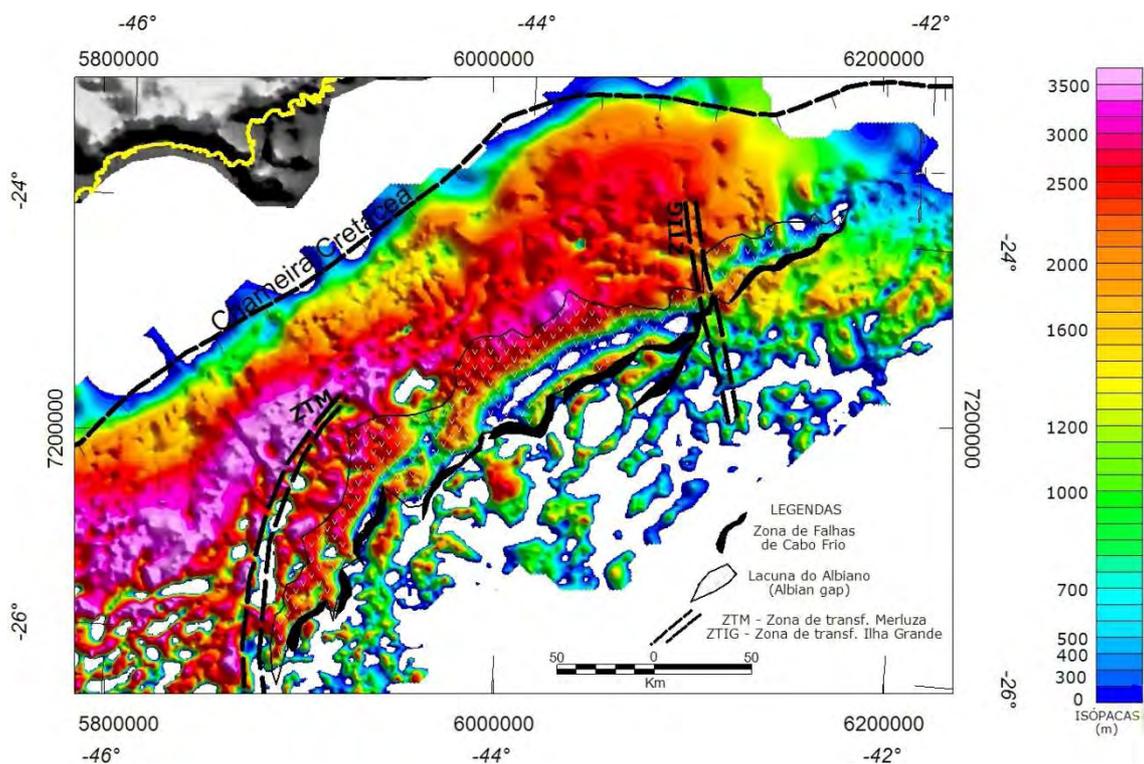


Figura 54: Mapa de isópacas entre os horizontes Topo do Sal e Campaniano (H2-H7.1).

No Terciário Inferior, a migração do depocentro manteve a tendência para nordeste. Durante o Paleoceno-Eoceno, grande parte da sedimentação foi concentrada na depressão gerada pelo bloco baixo da ZFCF, proporcionado por uma barreira diapírica que impedia a passagem de sedimentos para as porções mais profundas. Geometricamente, o depocentro apresenta aspecto côncavo para a bacia e alongado na direção NE-SW, acompanhando o traço da ZFCF.

Durante o Eoceno Médio-Oligoceno Inferior houve um notável rearranjo no posicionamento dos depocentros, que passaram a migrar para sul (Figura 55). Na porção sul da área estudada, o aporte sedimentar Eoceno Médio-Oligoceno não encontrou uma eficiente barreira de sal para concentrar a sedimentação ao longo das depressões adjacentes aos diápiros, possibilitando a passagem de sedimentos para porções mais profundas. Esta sedimentação mais distante resultou em sobrecarga sedimentar diferencial sobre muralhas e diápiros de sal originados durante o Senoniano, culminando com a inversão de algumas mini-bacias senonianas e formação de depocentro do Eoceno no flanco oeste das muralhas de sal (Figura 56)

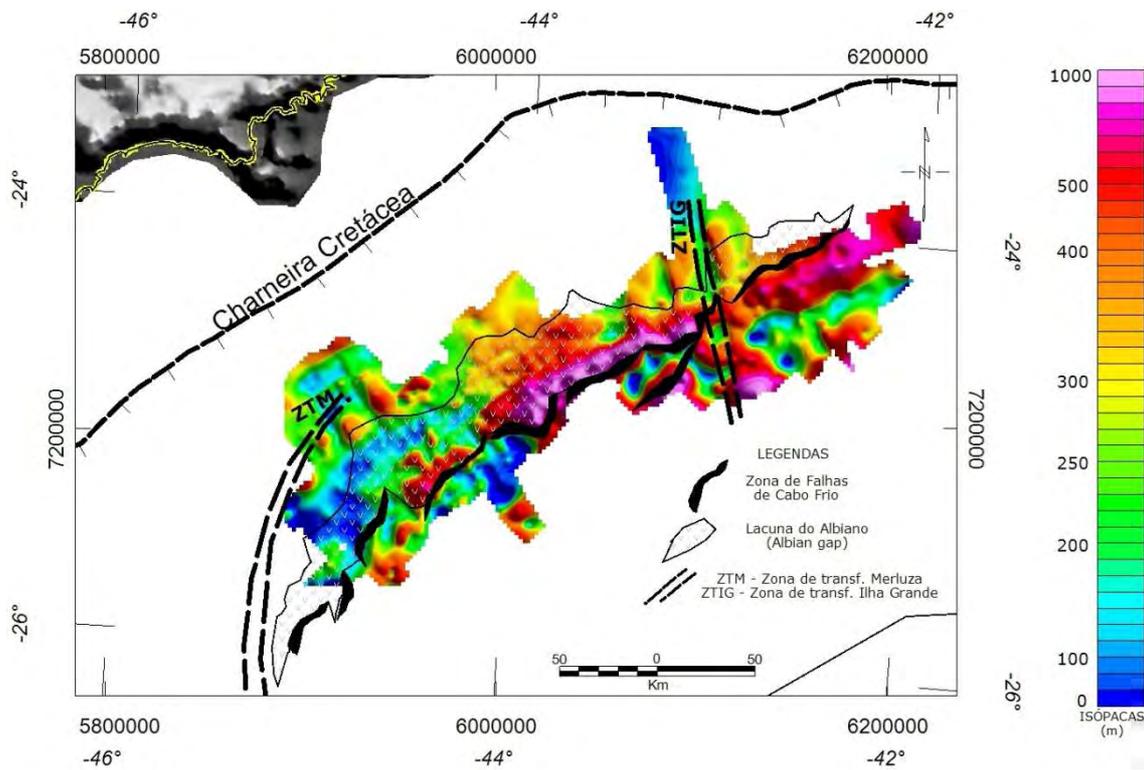


Figura 55: Isópacas entre os horizontes H8.0 – 8.2 (Eoceno Médio-Oligoceno inferior).

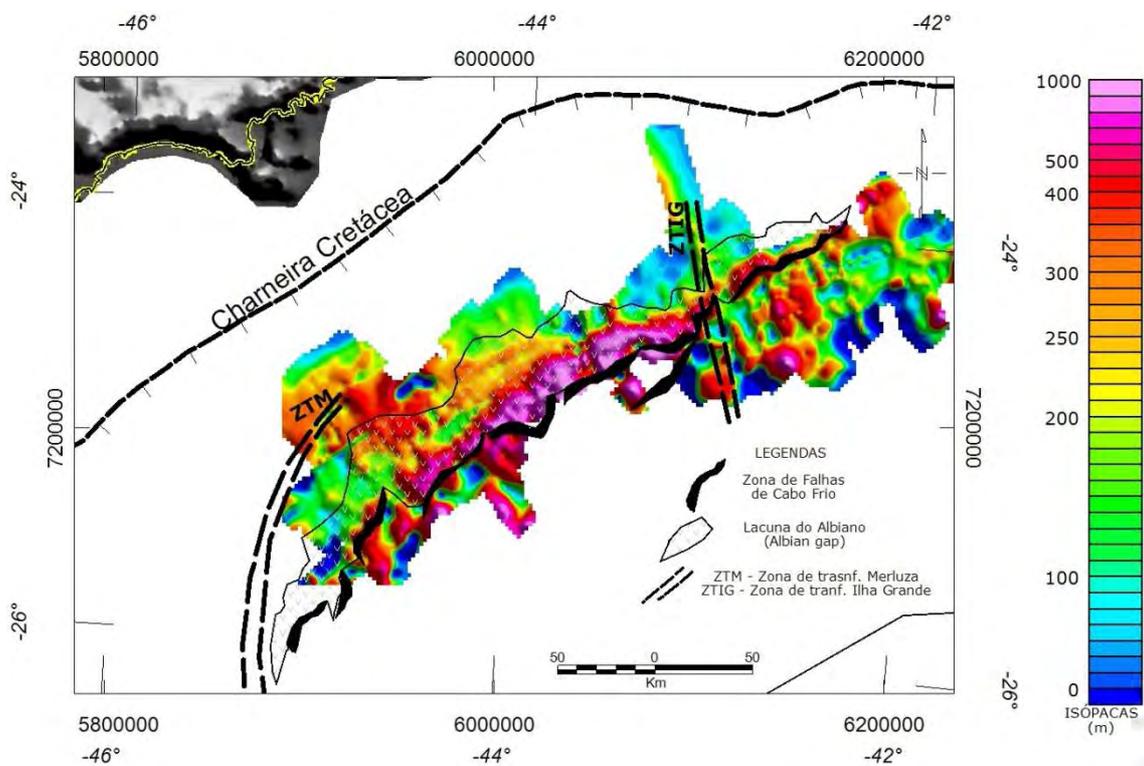


Figura 56: Isópacas entre os horizontes H7.2 – 8.0 (Maastrichtiano – Eoceno Médio).

A partir do Oligoceno, importante mudança ocorreu no registro sedimentar da bacia, do ponto de vista de sistemas deposicionais, sendo notadas importantes discordâncias como as do Mioceno Inferior e Médio. Contudo, estas discontinuidades não apresentam grande importância à halocinese, especialmente na borda da bacia, onde a halocinese já havia cessado durante o Albiano-Cenomaniano.

4.4 Restaurações palinspáticas

4.4.1 Resultados da Seção Restaurada – Subárea Leste

A seção restaurada está localizada na porção central da Subárea Leste (Figura 57), com 104 km de comprimento ao longo da direção N20W. A seção geológica apresenta boa representatividade dos estilos estruturais e do padrão do empilhamento estratigráfico, tornando-a uma excelente amostra da Subárea Leste para análise de restauração palinspática.

Estruturalmente, a seção apresenta, no compartimento distensional proximal, um conjunto de falhas lítricas (8) com cisalhamento predominantemente sintético. Excepcionalmente, a única falha neste compartimento com cisalhamento antitético corresponde à propagação da Zona de Falha de Cabo Frio, a qual afeta com pequenos rejeitos a sequência do Cretáceo Superior.

No compartimento distensional distal, duas falhas lítricas sintéticas e antitéticas tangenciam o flanco dos diápiros, porém sem grandes deslocamentos ao longo dos planos das falhas. No extremo sudeste deste compartimento, uma almofada de sal com geometria alongada e achatada no topo cria uma estrutura antiformal.

4.4.1.1 Análise da sobrecarga sedimentar

A análise da sobrecarga sedimentar foi realizada por meio da medição da espessura ao longo da seção, resultando em grande quantidade de dados que foram posteriormente tratados estatisticamente, a fim de se obter um valor médio para cada intervalo de tempo. É válido ressaltar que a observação qualitativa da seção interpretada foi levada em consideração durante a interpretação dos gráficos obtidos estatisticamente.

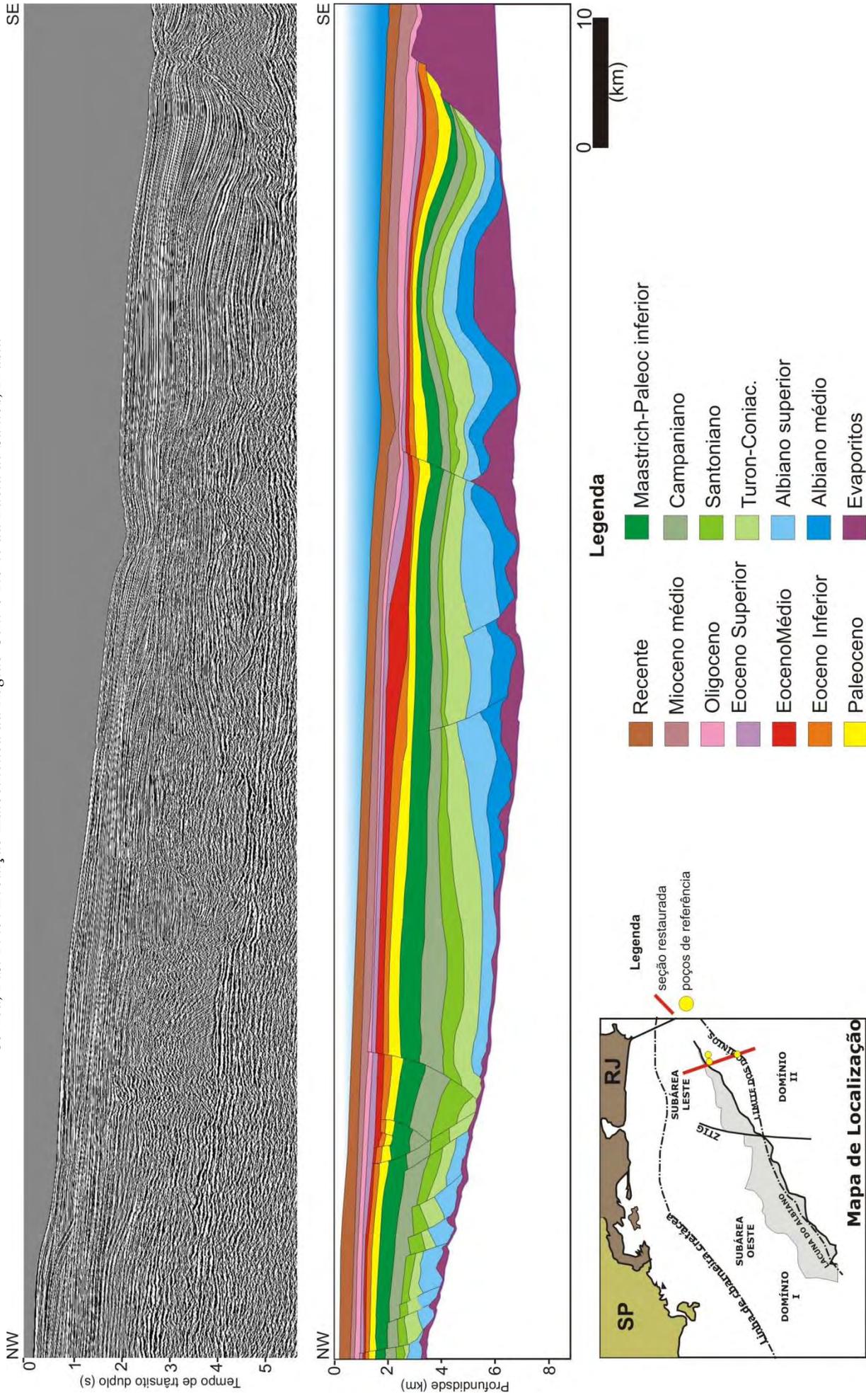


Figura 57: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo).

A exemplo do que ocorre em outras partes da bacia, durante o Albiano há um acréscimo de sedimentação devido ao rápido desenvolvimento dos edifícios carbonáticos, em função da elevação do nível do mar que já começara neste época (Figura 58).

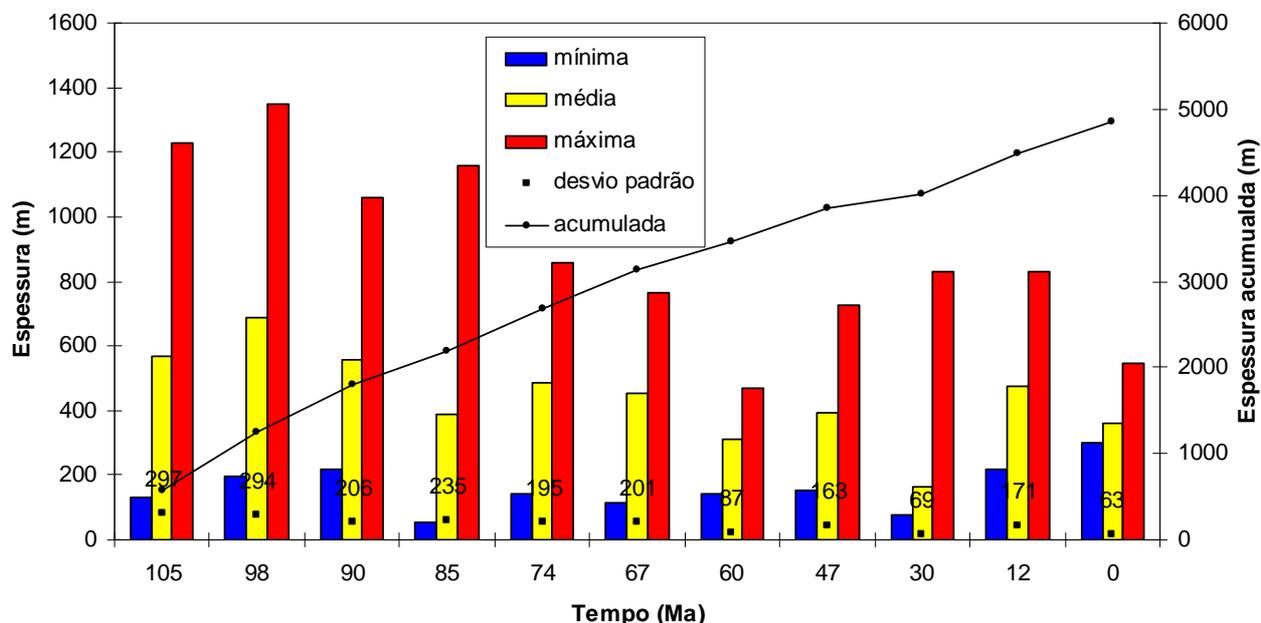


Figura 58: Análise da sobrecarga sedimentar para a seção restaurada da Subárea Leste.

A partir do Albiano Superior, a sedimentação na área da seção decaiu exponencialmente até o Paleoceno, devido ao grande acúmulo de sedimentos senonianos ocorrido a sul da Zona de Transferência de Ilha Grande, permitindo pouca sedimentação na Subárea Leste durante este período.

Um rejuvenescimento da área fonte ocorreu durante o Paleoceno-Eoceno em virtude de episódios epirogenéticos, com presença de vulcanismo no Eoceno (Zalán & Oliveira 2005) e geração das bacias, como as de São Paulo, Taubaté e Rezende na região continental adjacente (Cobbold & Meisling 2001; Zalán & Oliveira 2005). Em resposta ao evento epirogético, grande quantidade de sedimentos foi transportado para dentro da bacia nesta região, atingindo o ápice por volta do Oligoceno, quando a sedimentação volta a decrescer até os dias atuais, devido ao rearranjo do sistema de drenagens da região.

A restrição à sedimentação cretácea, imposta pela barreira da Zona de Transferência de Ilha Grande e pela grande organização do alimentador sedimentar (Rio Paraíba do Sul – Cobbold & Meisling 2001), afetou inclusive a congênere Bacia de

Campos, onde a espessura da sequência cretácea é delgada. Já os eventos epirogenéticos do início do Terciário contribuíram muito para a sedimentação da porção norte da Bacia de Santos e de toda a Bacia de Campos (Guardado *et al.* 1989; ANP 2003).

4.4.1.2 Análise da distensão

A história distensional da Subárea Leste ocorre até o Campaniano, quando não mais apresenta distensão significativa até o Recente (Figura 59). O ápice da distensão ocorreu no final do Albiano Médio, por meio do desenvolvimento de falhas lítricas sintéticas na borda da bacia (compartimento distensional proximal) e pelo desenvolvimento de diápiros na porção distal do domínio distensional.

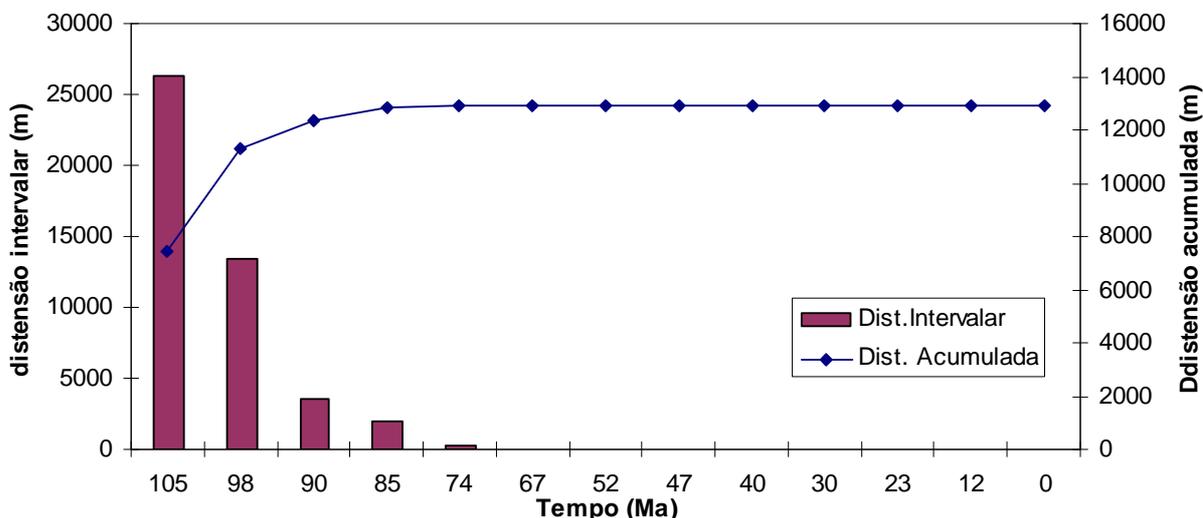


Figura 59: Análise de distensão para a seção restaurada da Subárea Leste.

A distensão decaiu exponencialmente acompanhando o declínio da sedimentação durante o Senoniano, quando durante o Maastrichtiano só ocorrem pequenos deslocamentos na propagação da Zona de Falha de Cabo Frio para a Subárea Leste. Estes deslocamentos podem ser observados também nos sedimentos do início do Eoceno, porém com pequenos rejeitos de difícil quantificação nas seções sísmicas.

4.4.1.3 Sedimentação versus distensão

No gráfico da figura 60, observa-se o pico da distensão durante o Albiano Médio, acompanhado por uma reta crescente de sedimentação até o Albiano Superior.

Contudo, a distensão não acompanha a mesma tendência da sedimentação, despencando vertiginosamente até atingir valores próximos a zero, no final do Cretáceo. Este panorama distensivo-sedimentar indica que houve movimentação precoce do sal e que foi intensificado no transcorrer do Albiano Médio, quando praticamente cessou-se toda a distensão na área da seção.

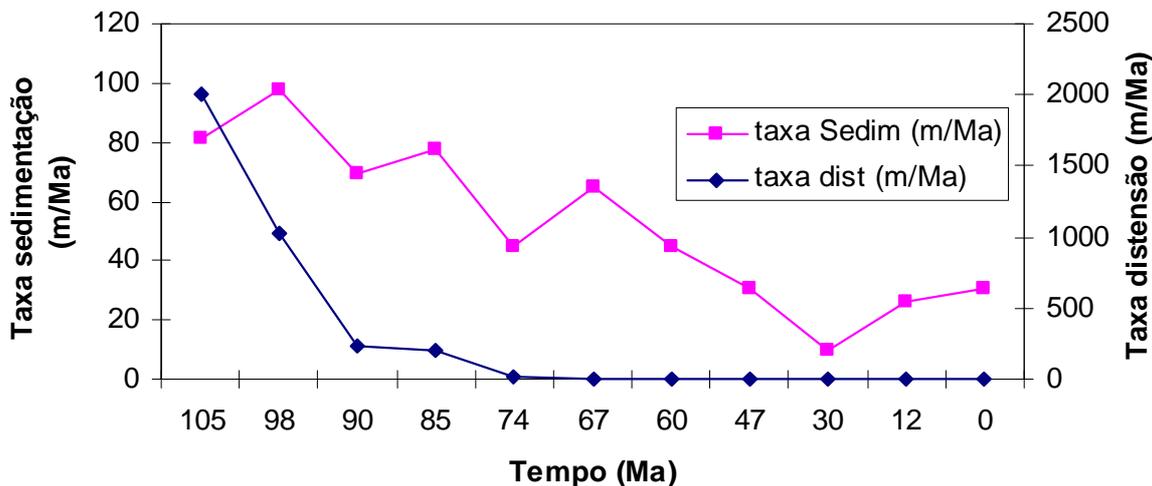


Figura 60: Gráfico de distensão *versus* sedimentação para a seção restaurada da Subárea Leste.

Do Albiano Superior ao Santoniano, os deslocamentos associados às falhas lítricas da borda da bacia, especialmente a falha lítrica sintética mais a leste, permitiram ainda significativa distensão (Figura 60). Embora incipientes valores de distensão tenham sido detectados nas seções sísmicas analisadas, a halocinese se restringiu a movimentações verticais do sal no compartimento distensional distal e no domínio compressional, em resposta à sedimentação terciária que avançou para as porções mais distais da bacia.

Outra importante variável que afetou a distensão na Subárea Leste foi a espessura da camada evaporítica, que era bem reduzida em relação à Subárea Oeste. Assim, com o deslizamento do sal em direção à bacia, rapidamente o suprimento de sal se exauriu na porção proximal, onde ocorria a principal deposição da sequência albiana, transferindo os esforços para as porções mais distais, que foram absorvidos na forma de diápiros de pequena amplitude e altura.

4.4.1.4 Evolução estrutural-sedimentar da Subárea Leste

No Albiano Médio (figura 61), observa-se grande irregularidade no topo dos evaporitos e um proeminente diápiro de sal aproximadamente na porção central da seção. O surgimento deste diápiro pode estar associado à inflexão da superfície da base do sal para próximo da horizontal (a exemplo de plataforma e talude), o que pode ter promovido a desaceleração no fluxo de sal, resultando em movimentos verticais (diapirismo) nesta região. Esta característica também é observada em outras seções sísmicas analisadas, indicando ser um padrão regional para Subárea Leste.

A sobrecarga sedimentar do Albiano Médio foi responsável pela intensificação do deslizamento do sal e pela iniciação de falhamentos lítricos sintéticos na borda da bacia, os quais se tornaram mais ativos durante o Albiano Superior. No extremo oriente da seção, uma inflação do sal resulta no afinamento da sequência albiana, concentrando as maiores espessuras sedimentares às adjacências do diápiros central.

No Albiano superior, verificou-se importante deslocamento da sequência albiana média, na forma de grande “jangada”, sobre uma superfície de descolamento do sal. Esta superfície de descolamento deu origem à uma grande falha lítrica sintética que atuou já desde o Albiano Médio até, pelo menos, o Coniaciano, quando a ZFCF se propagou para esta região, dominando os principais deslocamentos gravitacionais nas sequências senonianas.

A falha lítrica sintética resultou no basculamento da sequência deposicional gálica em direção à base do sal, causando uma rotação anti-horária com eficiente expulsão do sal do bloco baixo da falha. Ao final do Coniaciano, praticamente toda a sequência evaporítica havia sido removida e transportada para as porções distais da bacia e/ou lateralmente à seção.

A sequência deposicional senoniana concentrou-se no bloco baixo da ZFCF, causando a expulsão do sal remanescente da movimentação causada pela sequência albiana na porção proximal da bacia. Por outro lado, a quantidade de sedimentos que ultrapassava a ZFCF, preenchia o espaço de acomodação deixado pela remoção do sal durante o final do período Gálico. Isso ocasionou uma eficiente expulsão da camada de sal ainda restante no bloco baixo da falha lítrica sintética, identificada pela gradual redução do basculamento dos refletores sísmicos em direção ao topo do Cretáceo.

A deposição sedimentar durante o Senoniano se concentrou nas imediações da ZFCF, sendo totalmente controlada pelo desenvolvimento desta falha. Este fato é notado pelo acunhamento da sequência em direção a águas profundas, sobre um alto estrutural em construção desde o Albiano, devido ao acúmulo de sedimentos e à inflação do sal.

No intervalo entre o final do Cretáceo e o Paleoceno, a região proximal da bacia não mais apresentava atividade halocinética, exceto sobre a ZFCF que ainda apresentava algumas reativações para comportar os grandes deslocamentos ocorridos na Subárea Oeste.

A intensa sedimentação ocorrida durante o Paleoceno-Eoceno avançou bacia adentro construindo bons exemplos de cunhas clásticas progradantes de trato de sistemas de mar baixo. O talude, à época da sedimentação eocênica, esteve posicionado aproximadamente no flanco oeste do diápiro da porção central da seção. A sedimentação se estendeu até o Oligoceno, ocasionando movimentação no diápiro central da seção e nas porções mais distais, ainda dentro do Domínio Distensional.

No diápiro central da seção, movimentações verticais provocaram a justaposição do topo dos evaporitos com a base dos mesmos, gerando uma cicatriz que não mais permitiu a movimentação do sal nesta posição. Tais movimentações ocasionaram a propagação de falhas de ápice de diápiro que afetam as sequências sedimentares do Albiano ao Oligoceno.

Na porção distal da seção (compartimento distensional distal), o acréscimo da seção sedimentar eocênica resultou em sobrecarga diferencial no flanco oeste da muralha 1, causando a expulsão do sal para as porções mais distais e/ou lateralmente à seção. No final do Eoceno Superior, o sal abaixo do depocentro eocênico foi completamente removido, gerando uma cicatriz no sal (*salt weld*) que impossibilitou o sal de se movimentar e construiu uma importante estrutura antiformal com geometria de “casco de tartaruga” no diápiro 2.

A partir do Oligoceno, observa-se que não há mais atividade halocinética na seção estudada, evidenciada pelo recobrimento contínuo do horizonte sísmico oligocênico por sobre os diápiros e muralhas. Contudo, a atividade halocinética se mantém em franca atividade nas porções mais distais da bacia, por meio de movimentações verticais de diápiros e muralhas. Esta afirmação advém de observações

de seções sísmicas mais distais que mostram, inclusive, o fundo do mar com irregularidades semelhantes a ondulações formadas pela ascensão dos diápiros de sal.

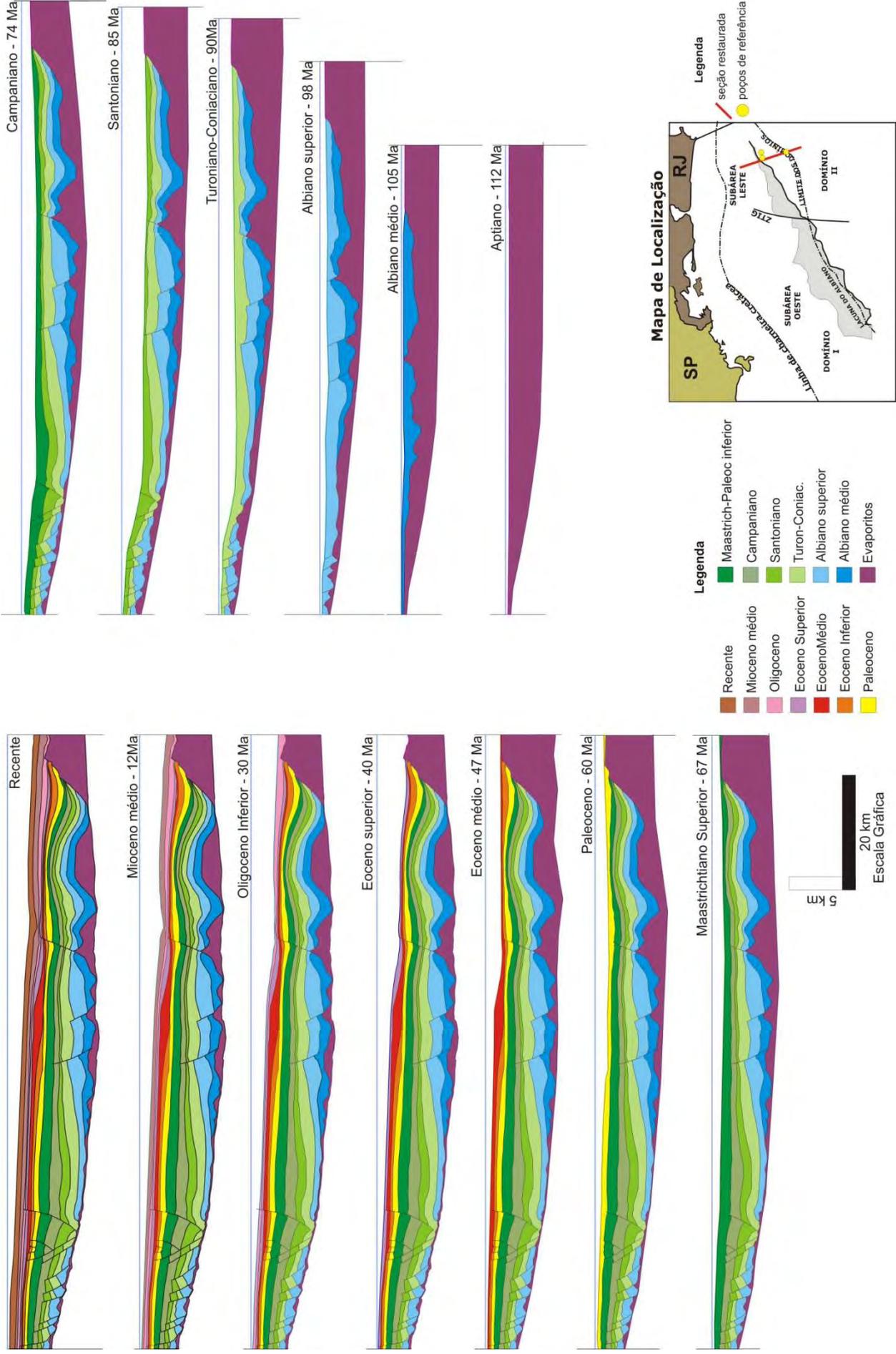


Figura 61: Estágios da restauração da seção da Subárea Leste.

4.4.2 Resultados da Seção Restaurada na região limítrofe entre as Subáreas Sul e Norte

A seção restaurada está posicionada próxima ao limite entre as duas subáreas Sul e Norte, onde a Zona de Falha de Cabo Frio apresenta pouco deslocamento horizontal. A seção apresenta direção N30W e estende-se por 55 km, acompanhando paralelamente a zona de transferência de Ilha Grande (Figura 62).

A seção geológica é caracterizada por uma delgada camada de sal que se distribui em dois diápiros em forma de chifres na porção centro-esquerda e por uma almofada na porção centro-direita da figura 62. A camada pré-cinemática alboconiânica ocorre, em grande parte da seção, assentada diretamente sobre a base do sal, e truncada bruscamente pelos diápiros. Já na região da almofada de sal, a sequência pré-cinemática a envelope suavemente até ser truncada novamente por um grande diápiro no extremo oriente da seção, onde os refletores sísmicos da sequência pré-cinemática se assentam em *downlap* sobre a base do sal.

A sequência senoniana apresenta um depocentro sedimentar entre os dois diápiros em forma de chifre, configurando uma estrutura antiformal limitada por duas falhas lítricas com mergulhos opostos em direção ao centro da antiforme.

A sequência terciária, durante o Paleoceno, apresenta-se influenciada pela estrutura halocinética desenvolvida durante o Cretáceo Superior. Porém, a partir do Eoceno, cunhas clásticas progradacionais de trato de mar baixo (Moreira *et al.* 2007; Modica & Brush 2004; Assine *et al.* 2008) se depositam sem influência da halocinese nesta região, evidenciando que estes processos cessaram durante o início do Terciário.

Na interpretação e mapeamento das seções sísmicas da área estudada, observou-se a contínua diminuição da atividade da ZFCF na direção nordeste, ocasionando uma brusca mudança no estilo deformacional halocinético. De falhas tangenciando grandes muralhas de sal, onde a ZFCF apresenta-se mais desenvolvida, passam a pequenos diápiros e almofadas de sal, compartimentado a camada pré-cinemática em “cascos de tartarugas” de diversas dimensões.

Na seção restaurada reconheceu-se uma estrutura típica de colapso de sal, já descrita por Vendeville & Jackson (1992b) como chifres de sal (*salt horns*), consideradas pelos autores como resquícios do colapso de diápiros de sal durante a distensão regional.

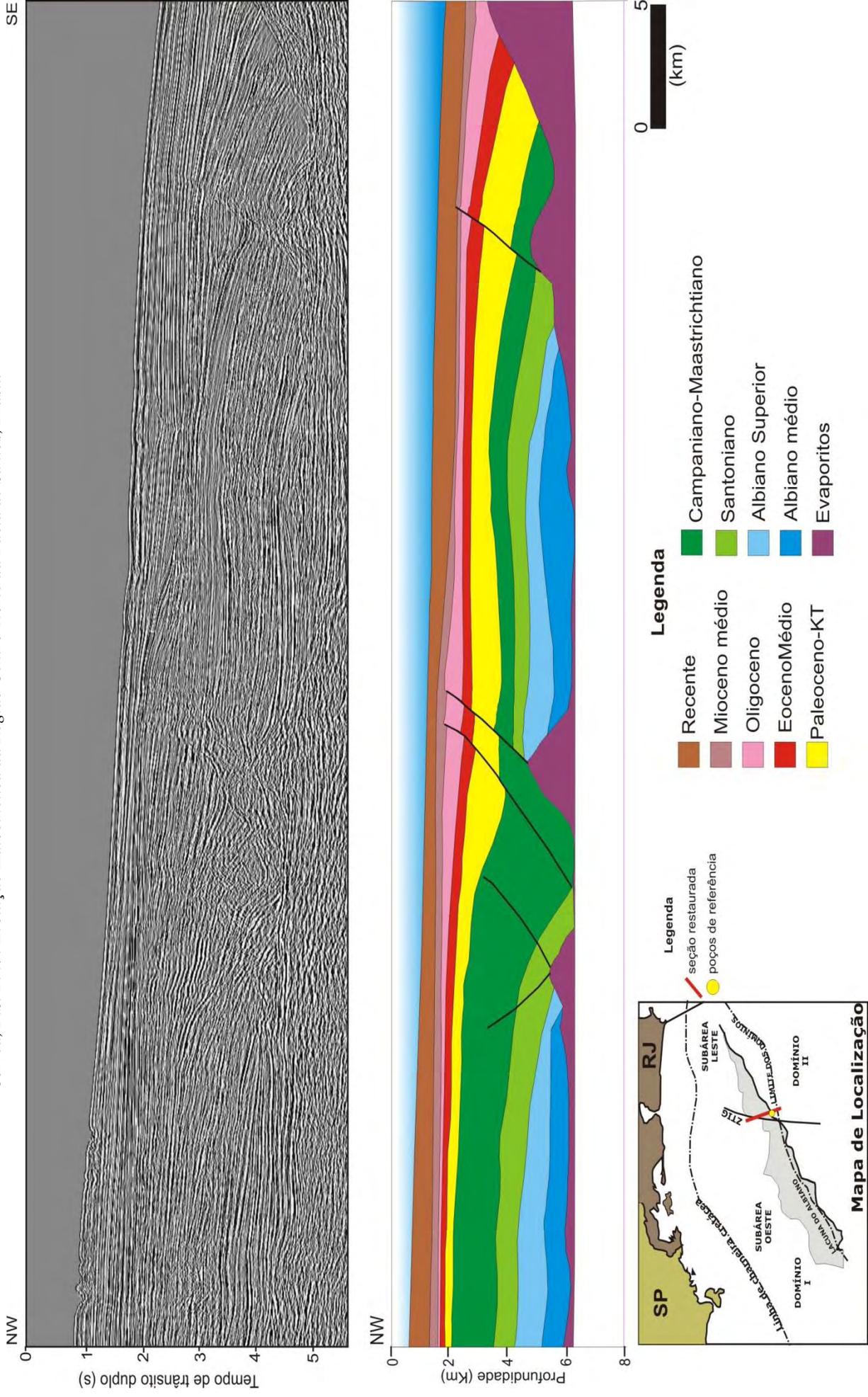


Figura 62: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo).

O processo de inversão de depocentros é um indicativo de extrema distensão e pode ser acelerado pela fuga lateral do sal e/ou sua dissolução. Portanto, o objetivo da restauração desta seção é testar a hipótese de que o colapso de um diápiro de sal, gerado durante o Albiano, tenha sido o ponto de partida para o desenvolvimento da Zona de Falha de Cabo Frio.

4.4.2.1 Análise da sobrecarga sedimentar

No período Albiano nota-se um acréscimo de sedimentação (Figura 63). Este acréscimo pode estar associado ao rápido crescimento dos edifícios carbonáticos em função da elevação no nível do mar, fato este que culminou com a extinção da plataforma carbonática albiana durante o Cenomaniano.

O aumento do nível do mar recuou a linha de costa em direção ao continente, deixando a área da seção estudada com sedimentação essencialmente pelágica, diminuindo assim a taxa de sedimentação (Figura 63).

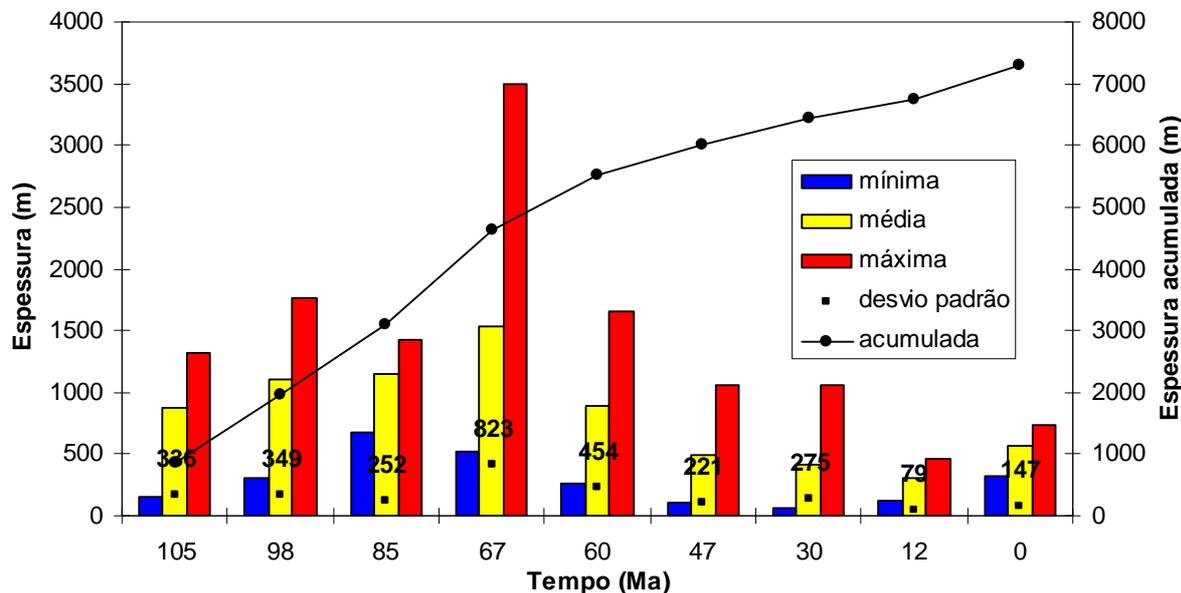


Figura 63: Análise da sedimentação para a seção restaurada na região limítrofe entre as subáreas Leste e Oeste.

O evento progradante senoniano (formações Santos/Juréia) ocasionou grande acréscimo no aporte sedimentar, resultando na maior sobrecarga sofrida na seção ao longo do tempo.

A partir do final do Cretáceo, a sedimentação na área decaiu exponencialmente até o recente, sendo toda a sedimentação controlada por processos eustáticos e/ou subidas relativas do nível do mar, sem influência da halocinese.

4.4.2.2 Análise da distensão

No gráfico de distensão em função do tempo (Figura 64), observa-se um acréscimo significativo da distensão horizontal (1km para mais de 10 km) do Albiano até o Santoniano, quando a distensão despenca para valores praticamente insignificantes, da ordem de 300 a 500 m, após o Cretáceo Superior.

Os altos valores de distensão durante o Albiano e o Santoniano estão relacionados com a intensa atividade halocinética e sedimentar que atuou na área e que, bruscamente, foi interrompida no final do Cretáceo, provavelmente pela falta de suprimento evaporítico.

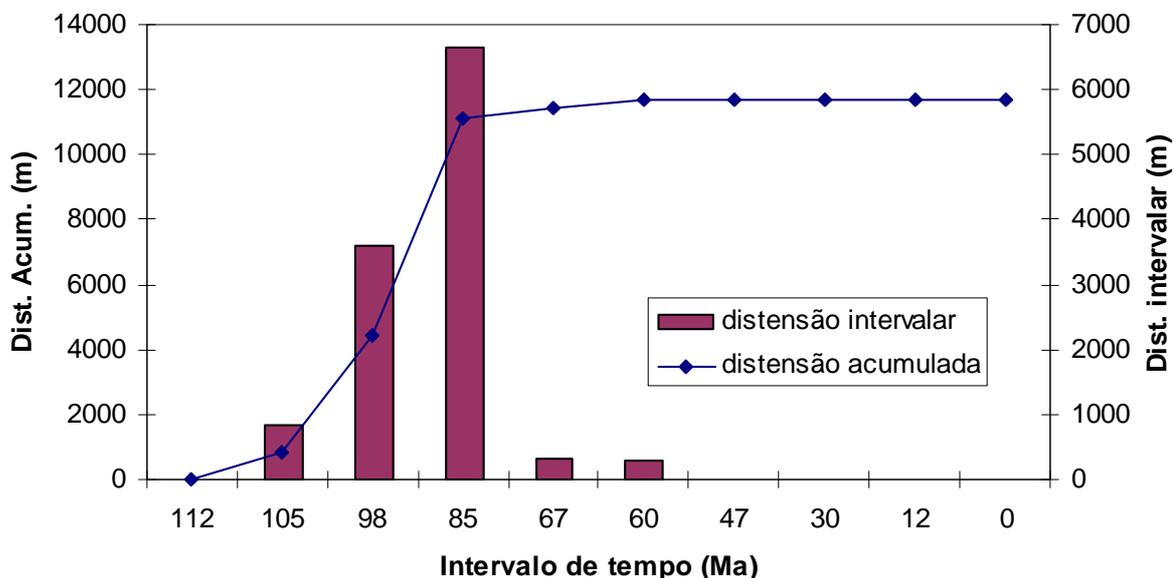


Figura 64: análise de distensão para a seção restaurada na região limítrofe entre as subáreas Leste e Oeste.

4.4.2.3 Análise da sedimentação versus distensão

A análise das taxas de sedimentação e distensão para a seção mostra um aumento em ambas as taxas no Albiano, em decorrência do deslizamento do sal, em resposta ao aumento da sobrecarga sedimentar devido ao rápido acréscimo dos edifícios carbonáticos bioconstruídos (Figura 65).

A partir do Albiano Superior, esta proporcionalidade desaparece devido ao aumento eustático do nível do mar que, em franca ascensão, proporcionou a redução da taxa de sedimentação nesta porção da bacia. Em contrapartida, a distensão continuou constante, conduzida pela distensão regional e pela acentuada subsidência térmica em decorrência do resfriamento da crosta na fase inicial do pós-rifte.

A distensão na seção foi praticamente toda concentrada durante o Albiano-Maastrichtiano, assumindo valores próximos de zero, a partir do final do Cretáceo. Isso indica que toda a distensão está associada à fuga do sal associada às sobrecargas sedimentares, e que o ápice estaria no final do Cretáceo, quando a progradação Santos/Juréia adentra a bacia, removendo toda a camada de sal e estagnando o processo de halocinese na região.

O cenário distensivo-sedimentar durante o Albiano-Cenomaniano criou condições propícias ao alargamento de diápiros reativos gerados durante o Albiano, devido ao período de maior distensão em relação à sedimentação. Durante o Senoniano, os diápiros foram colapsados devido à grande sobrecarga sedimentar, formando grabens no ápice de diápiro. A grande distensão observada nas seções aqui restauradas corroboram o desenvolvimento de pseudos “cascos de tartaruga” (*mock turtle*).

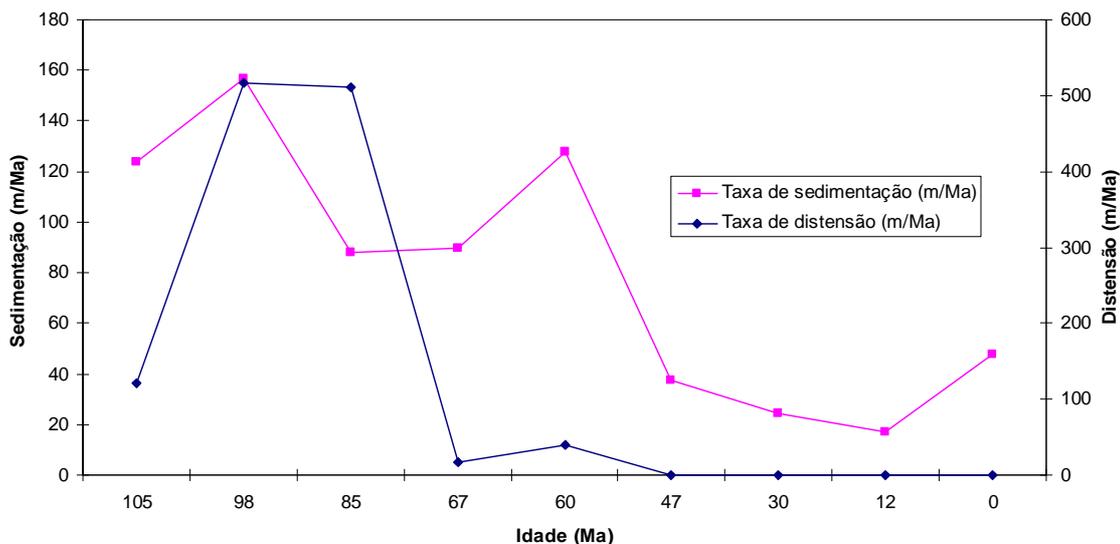


Figura 65: Gráfico de taxas de distensão e sedimentação para a seção restaurada na região limítrofe entre as subáreas Norte e Sul.

4.4.2.4 Evolução estrutural-sedimentar

Durante o Albiano Médio, sedimentos carbonáticos finos (margas e calcilutitos) da Formação Guarujá foram depositados sobre a camada de sal que já apresentava deslizamentos. A sobrecarga diferencial dos carbonatos na porção proximal da bacia acelerou o processo de escoamento do sal e resultou na geração de diápiros com características reativas e uma proeminente intumescimento do sal na frente da sequência albiana média (Figura 66).

No Albiano Superior, as características do diápiro reativo são marcantes, segmentando a superfície meso-albiana por meio da ascensão do diápiro e por sobrecarga diferencial que se acumulou no flanco leste do mesmo.

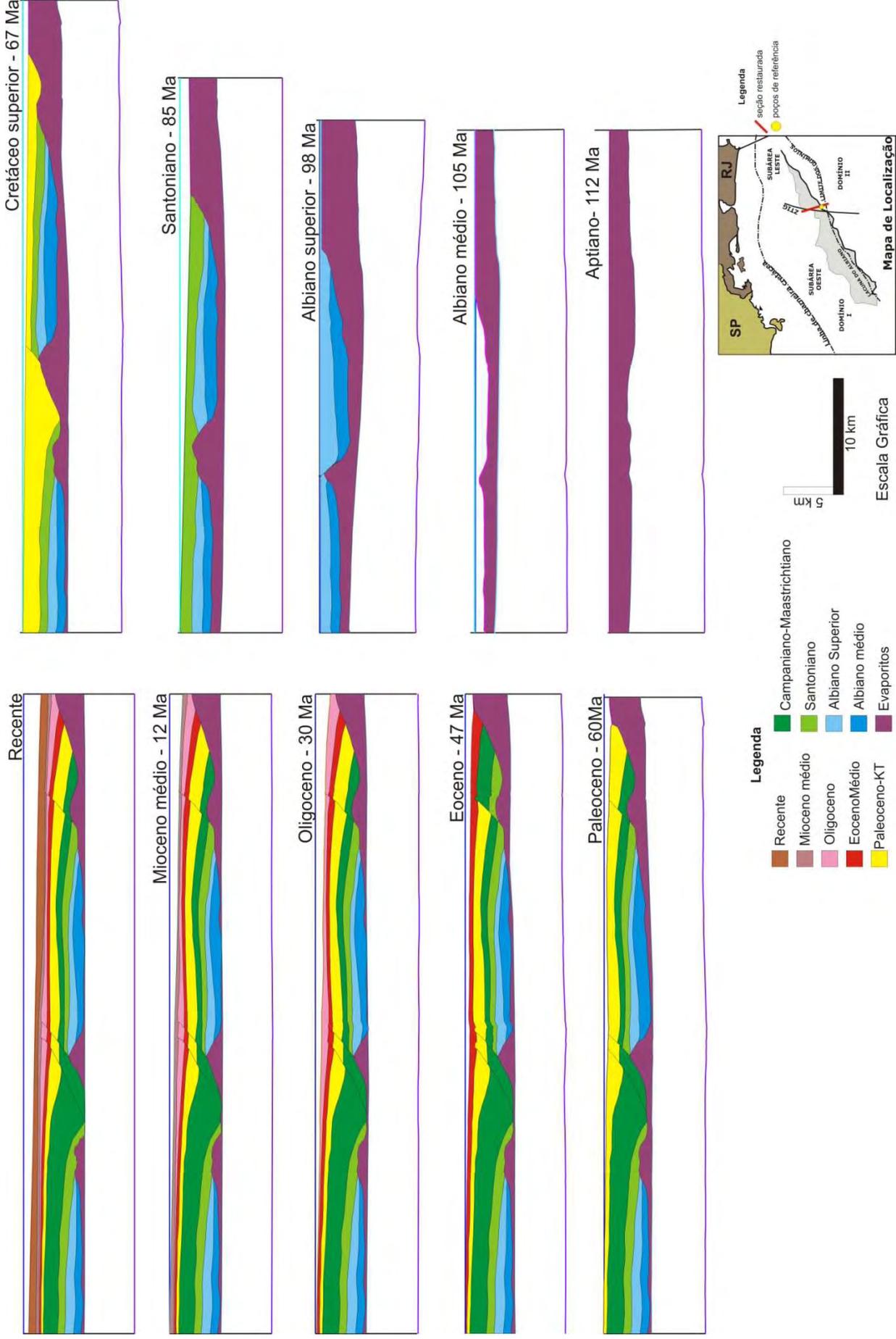


Figura 66: Estágios da restauração da seção da região limítrofe entre as subáreas Sul e Norte.

A inflação do sal na frente da sequência sedimentar acumula massa evaporítica advinda das porções mais proximais, aumentando em altura e resultando no basculamento, para oeste, das camadas mais antigas.

O desenvolvimento do diápiro reativo até o Albiano Superior mostra um histórico de evolução de diapirismo e instalação incipiente de falha lítrica com cisalhamento sintético, com acréscimo de seção sedimentar no bloco baixo, típico de *salt rollers*. Contudo, no transcorrer do final do período Gálico, uma queda na taxa de sedimentação (Figura 63), acompanhada da crescente taxa de distensão (Figura 66), resultou na interrupção do diapirismo reativo e deu início ao colapso de diápiros.

O início do colapso de diápiros reativos é marcado por seu alargamento, que ocorre devido à migração da massa evaporítica da base para o topo, a fim compensar a área criada pela distensão (evacuação do sal para a direção leste). A largura do diápiro aumenta em função da taxa de distensão e de queda do suprimento de sal disponível para alimentar o diápiro. É válido ressaltar que a taxa de sedimentação necessita estar constante ou mesmo diminuir.

No caso da seção estudada, observa-se um claro decréscimo na taxa de sedimentação entre o Albiano Superior e Santoniano, que em comunhão com a constante taxa de distensão para o mesmo período, criaram um cenário favorável ao colapso do diápiro.

Durante o início do Senoniano (Santoniano), o suprimento de sal é praticamente exaurido nas adjacências do diápiro, quando então começa a colapsar. Este estágio é diagnosticado pelas irregularidades em forma de corcovas no topo do diápiro (Figura 66- Santoniano), as quais são intensificadas durante todo o Cretáceo Superior (Figura 66 - Cretáceo). As corcovas observadas deram origem aos diápiros reliquiares na forma de chifres no final do processo.

No transcorrer do Cretáceo Superior (Santoniano-Maastrichtiano), importante aporte sedimentar adentra a bacia na forma de cunhas clásticas progradantes (formações Santos/Juréia), a sul da seção estudada. O aumento da taxa de sedimentação intensifica a geração de grabens no ápice do diápiro (graben central) e a sobrecarga diferencial a oeste favorece o desenvolvimento de falhas lítricas antitéticas, abandonando as falhas lítricas sintéticas originadas no Albiano Médio.

O processo de colapso dos diápiros e o preenchimento do graben central se estendem até o início do Eoceno, quando o suprimento de sal sob o graben é completamente exaurido e deslocado lateralmente, deixando uma cicatriz de sal limitada por dois diápiros na forma de chifres.

A partir do Eoceno, a sedimentação transcorre normalmente até o Recente, sendo controlada pela natureza dos agentes deposicionais e por flutuações do nível mar, seguindo uma curva exponencial decrescente da taxa de sedimentação, e resultando num arcabouço estratigráfico bem caracterizado pelas estruturas sedimentares (Figura 66 Eoceno-Recente).

4.4.3 Resultados da Seção Restaurada – Subárea Oeste

O balanceamento estrutural da seção-tipo da Subárea Oeste resultou em 13 etapas de restauração que permitiram reconstruir as condições originais da superfície deposicional e da geometria estrutural para cada intervalo de tempo. O trabalho de restauração compreende o intervalo topo dos evaporitos - superfície atual do fundo do mar, resultando em aproximadamente de 112 Ma de história geológica.

A seção sul está posicionada na direção N30W, aproximadamente paralela à direção deposicional da bacia, ao longo dos 204.5 km de extensão, que permitiu a caracterização das zonas distensional e compressional proximal sobre o principal depocentro Maastrichtiano da cunha clástica progradante das formações Santos /Juréia (Figura 67).

Geometricamente, a seção apresenta um grande homoclinal representado pela base dos evaporitos mergulhando acentuadamente para leste, até o limite leste da zona de Falha de Cabo Frio, onde se inicia a inversão de mergulho para a direção oeste. Sobre a superfície da base do sal, espesso pacote sedimentar pós-rifte foi depositado, apresentando geometria em cunha até o Cretáceo Superior, com afinamento em direção ao continente, e no intervalo Terciário-Recente, com geometria tabular ao longo de toda a seção.

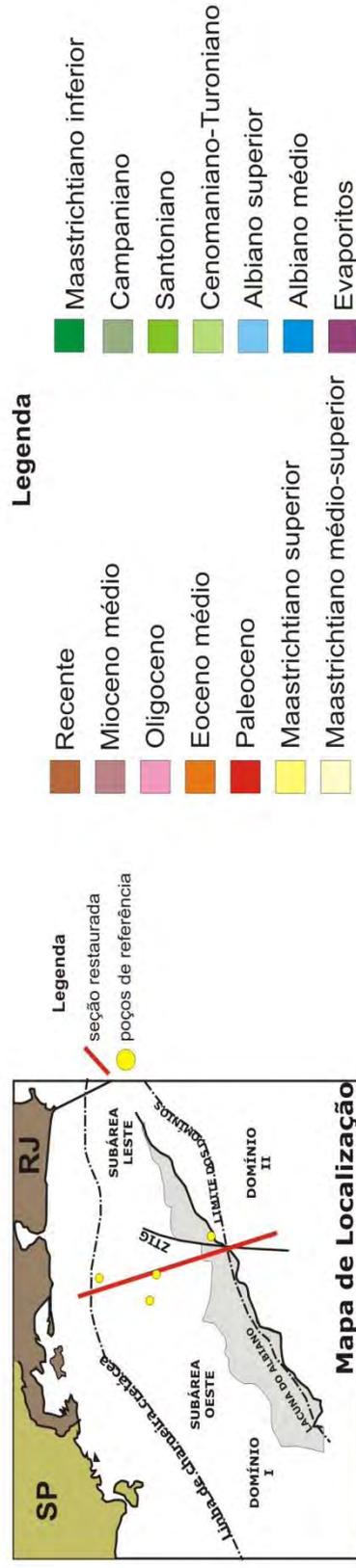
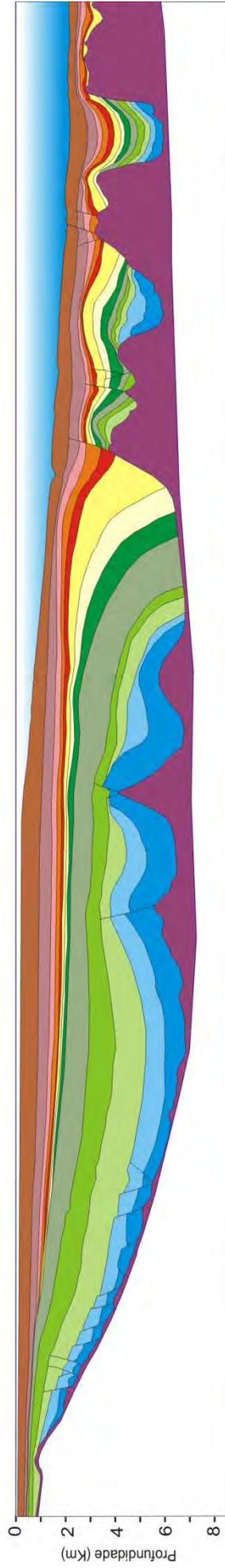
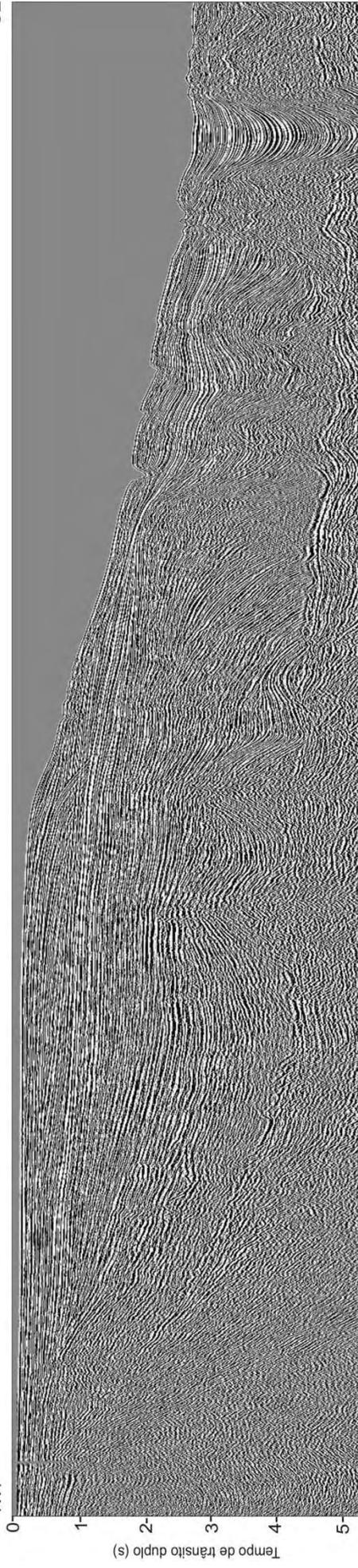


Figura 67: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo). Localização da seção geológica interpretada.

Estruturalmente, a Subárea Oeste está dividida atualmente em duas zonas principais: distensional e compressional proximal.

A zona distensional é caracterizada por falhas normais lítricas com predomínio do cisalhamento sintético entre o Albiano e o Cenomaniano, sendo que a partir desta época, não mais se observam falhas. Diapirismo no extremo leste da zona distensional indica que este foi uma zona compressional durante o Albiano-Cenomaniano e que, posteriormente, foi recoberto pela sedimentação senoniana, resultando na estagnação destas estruturas pela sobreposição das sequências do Cretáceo Superior diretamente na base do sal (*salt weld*), deslocando a zona compressional para as porções mais distais da bacia.

Os diápiros da zona distensional apresentam atualmente dimensões de aproximadamente 12 km de largura por 2750 m de altura, com geometria senoidal, evidenciando diapirismo em condições de substrato plano e processos de diapirismo reativo atuando sob condições de baixa taxa de sedimentação. Grandes almofadas de sal com dimensões de aproximadamente 14 km de largura e 1200 m de altura são resquícios do processo de deformação halocinética, conhecidas como “casco de tartaruga”.

A zona compressional é dita proximal devido às características de grandes muralhas de sal e mini-bacias construídas pelo processo de afundamento da sequência sedimentar (*downbuilding*) na camada evaporítica. A zona compressional distal apresenta muralhas assimétricas com vergência para leste e falhas de cavalgamento devidas ao acúmulo de esforços provindos da zona proximal.

Na seção, três grandes muralhas são identificadas, sendo numeradas de oeste para leste: Muralha 1, 2 e 3 (Figura 67).

A Muralha 1, com dimensões de 26.2 km de largura e 2.6 km de altura máxima, demarca o limite entre as zonas distensional e compressional da bacia. A face oeste da muralha funcionou com uma superfície de descolamento que deu origem à grande Falha de Cabo Frio (ZFCF). Devido à ZFCF, a face oeste da muralha 1 apresenta-se menos íngreme do que a face leste, caracterizando-se geometricamente como assimétrica.

A Muralha 2 apresenta duas corcovas, porém mais incipientes e menos espaçadas que a muralha 1. As dimensões médias da muralha são de 20.6 km de largura e 2.9 km de altura máxima. A assimetria, característica marcante desta muralha, resultou

da influência da sedimentação que conseguiu ultrapassar a ZFCF, causando sobrecarga diferencial na face oeste da muralha e uma superfície menos íngreme.

O intenso aporte sedimentar senoniano que moldou as muralhas 1 e 2, atingiu as regiões mais profundas com sedimentação fina e pouco espessa, fato verificado pela delgada camada de sedimentos do Maastrichtiano Superior assentada sobre a Muralha 3. Esta interpretação é corroborada pela simetria da mini-bacia adjacente à muralha 3, onde o processo de expulsão do sal por *downbuilding* ocorreu de forma simétrica pelo acúmulo sedimentar nas mini-bacias. A muralha 3 apresenta geometria semelhante a estruturas do tipo mesas e tabuleiros e simetria notável ao longo de mais de 16 km de largura e 3.1 km de altura máxima.

A mais notável característica observada na seção está associada ao desenvolvimento da Zona de Falha de Cabo Frio. Primeiramente, o imenso prisma sedimentar progradou intensamente durante o Senoniano, deslocando a linha de costa por mais de 200 km em relação à linha de costa atual, depositando cerca de 14 km de sedimentos no bloco baixo da ZFCF, dos quais mais de 60% foram depositados somente durante o Maastrichtiano, especialmente no Neo-Maastrichtiano, quando a máxima espessura atinge mais de 4300 m.

Condições propícias à geração de falha contra-regional se estabeleceram entre o Cenomaniano e o Santoniano, acomodando o grande aporte sedimentar do Senoniano no bloco baixo da ZFCF, resultando na expulsão quase completa da camada de sal (*Salt weld*) e no deslocamento da camada pré-cinémática do Albiano. A ausência da sequência albiana deu nome ao *salt weld*, conhecido como lacuna do Albiano (*Albian gap*). Na seção estudada, essa lacuna gera uma discordância de 45 Ma ao longo dos 21 km de extensão, quando coloca sedimentos do Maastrichtiano Superior direto sobre o topo do sal.

A geometria dos refletores sísmicos senonianos indica que houve um basculamento das superfícies deposicionais com a expulsão do sal para leste, criando uma superfície de descolamento na face oeste da Muralha 1, que evoluiu posteriormente para a grande falha contra-regional de Cabo Frio (ZFCF).

As etapas de restauração estão descritas abaixo, detalhando as principais características de cada intervalo de tempo estudado.

4.4.3.1 Análise da sobrecarga sedimentar

Durante o Albiano, observa-se uma alta taxa de sedimentação (Figura 68) relacionada ao rápido crescimento de bioconstruções calcáreas e depósitos derivados, como calcilitos de águas profundas.

As maiores espessuras da sequência albiana estão localizadas na porção mais distal da zona distensional, especialmente nos flancos dos diápiros de sal, evidenciando que pouca sedimentação provinha do continente, o que corrobora a existência dos depósitos carbonáticos da Formação Guarujá. Dados de poços demonstram que a sedimentação nos flancos dos diápiros é essencialmente de calcilitos e sedimentos siliciclásticos finos e, à medida que se avança no tempo, Cenomaniano-Turoniano, a sedimentação passa a apresentar litologia mais fina e influenciada por sedimentação siliciclástica (folhelhos), indicando uma elevação do nível do mar que estabeleceu condições de baixa sedimentação.

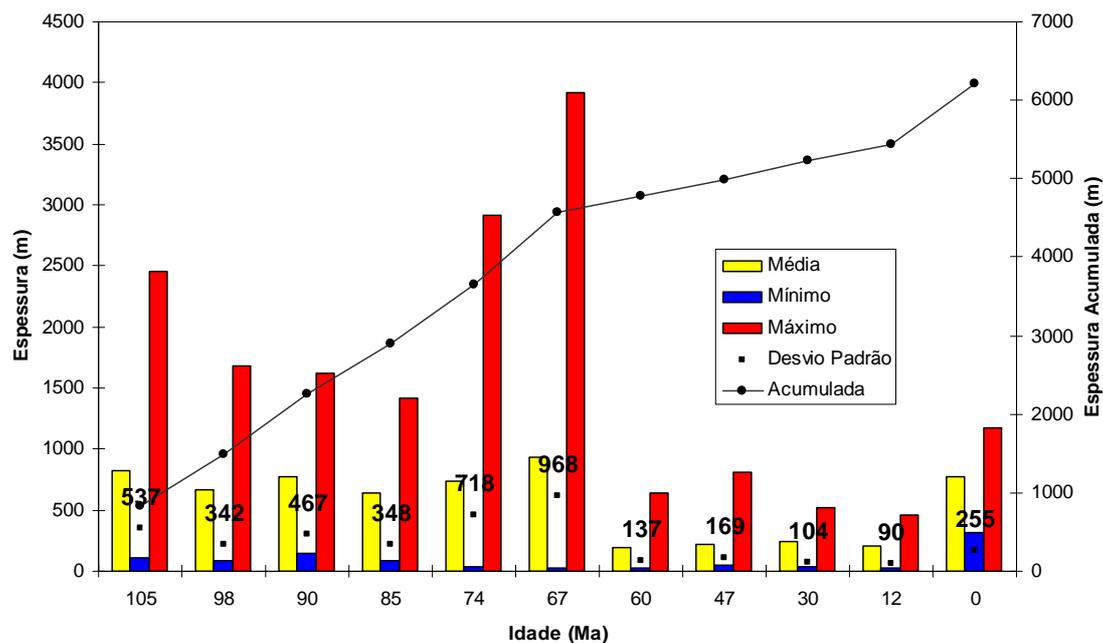


Figura 68: Análise de sedimentação para a seção da Subárea Oeste

A sedimentação albiana na porção proximal da seção apresenta espessura média de 310 m, contrastando com a porção distal que apresenta 1330 m de espessura média. Na porção proximal, a delgada espessura é resultante de um grande número de falha normais lístricas (12 falhas), com predominância de cisalhamento sintético (mergulho das falhas em direção a águas profundas), porém com pouca distensão (*heave* da ordem

de 500-700 m), evidenciando delgada espessura de sal (da ordem de 300 m), que rapidamente foi transferida para a porção distal, e estagnando o processo distensional na porção proximal no transcorrer do Cenomaniano.

A partir do Albiano Superior, a bacia nesta região experimentou um decréscimo da sedimentação até o Santoniano (Figura 68), em virtude da elevação eustática do nível do mar no Cretáceo Superior, que deslocou a linha de costa em direção ao continente. A partir do Santoniano, grande influxo sedimentar adentrou a bacia num pujante processo progradacional do prisma costeiro que depositou mais de 6000 m de sedimentos nos principais depocentros.

Na seção estudada, o principal depocentro está localizado no bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio, onde foram depositados cerca de 4300 m de sedimentos só durante o Maastrichtiano, indicando um depocentro deposicional desta época para região. Segundo Assine *et al.* (2008), a migração de depocentros deposicionais das formações Santos/Juréia iniciou-se na região centro-sul da Bacia de Santos, com o depocentro do Campaniano, passando lateralmente para o Maastrichtiano a norte, onde está localizada a seção estudada.

No Terciário, grande decréscimo da sobrecarga sedimentar é notado no gráfico de sedimentação (Figura 68). As descrições da evolução estratigráfica da bacia (Modica & Brush 2004; Assine *et al.* 2008) mostram que a sedimentação no Paleoceno se concentrou nos baixos reliquias da Zona de Falha de Cabo Frio, com espessura da ordem de 650 m; a atividade halocinética provocou rejeitos ao longo da falha da ordem de 1000 m, indicando que havia suprimento de sal suficiente para que houvesse deslocamentos.

A partir do Eoceno, a atividade halocinética foi praticamente extinta nas proximidades da ZFCF, com a sedimentação sendo controlada por processos eustáticos e pela natureza dos processos deposicionais. A espessura máxima na seção estudada é de 800 m e, a exemplo do Paleoceno, a sedimentação está concentrada nos baixos reliquias gerados durante a movimentação da ZFCF.

No intervalo Oligoceno Inferior – Recente, a sobrecarga sedimentar foi somente controlada pela eustasia e pela natureza dos processos deposicionais, sendo somente afetada pela ascensão das muralhas na zona compressional. Nesta zona, no ápice das muralhas, as espessuras são reduzidas. No Oligoceno Inferior, as espessuras podem

atingir cerca de 250m nas mini-bacias e cerca de 100m no ápice das muralhas (redução 60%).

A espessura média do intervalo Oligoceno Inferior - Mioceno Médio na mini-bacia 2 é de 480 m e no ápice da muralha 3 cerca de 70m (redução de 85%). Este fato está associado ao avanço da sedimentação durante este intervalo para as porções mais profundas, favorecendo a maior subsidência das mini-bacias por *downbuilding*. O mesmo processo persiste até o Recente e somente na zona compressional a espessura é afetada pela halocinese. A espessura média na mini-bacia 2 é de 700 m e no ápice da muralha 3 de 260 (redução de 63%).

Durante a sedimentação Recente-Mioceno Médio, o suprimento de sal na base da mini-bacia 2 praticamente se exauriu, resultando na justaposição dos sedimentos albianos com a base do sal, pela expulsão do sal para as muralhas adjacentes.

4.4.4 Análise da distensão

A análise de distensão permitiu a determinação da elongação da seção geológica ao longo do período de tempo estudado, por meio da remoção da deformação que levou a superfície retrodeformada às condições originais de deposição (Figura 69).

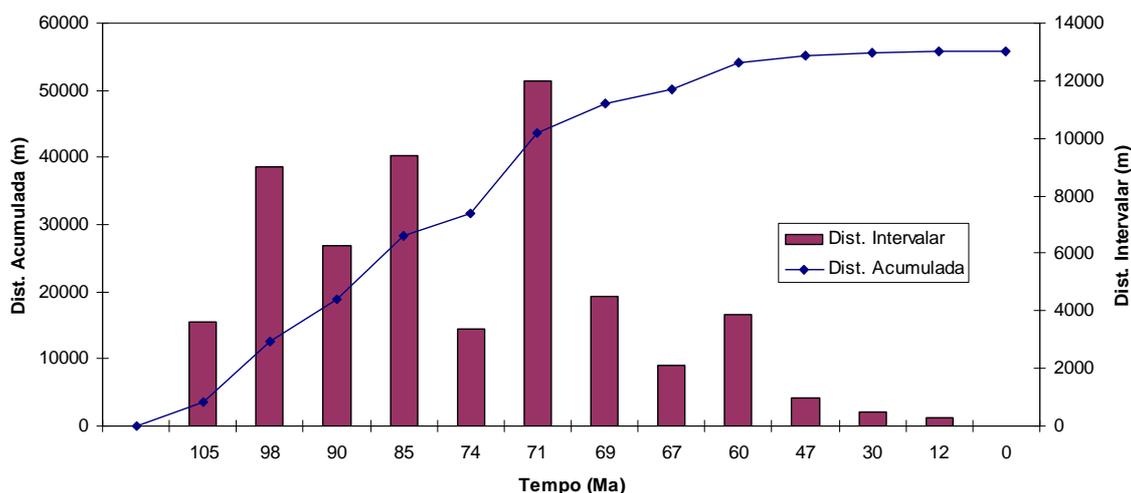


Figura 69: Análise de distensão para a seção 3 na Subárea Oeste

O trabalho de análise de distensão consistiu na obtenção dos valores da alongação horizontal em cada intervalo de tempo analisado. Os dados de distensão foram separados em duas classes, conforme a natureza do processo, sendo:

- distensão ocasionada por falhas, tendo sido medidos os valores de deslocamento ao longo da falha, do rejeito horizontal (*heave*) e do ângulo de deslizamento utilizado na restauração (90°) (Tabela 5);

- distensão ocasionada pelo crescimento dos diápiros de sal que resultaram na segmentação das superfícies analisadas, tendo sido medida a distância horizontal após a restauração da superfície, o que corresponde aproximadamente à largura do diápiro à época da superfície ainda deformada (Tabela 5).

Tabela 5: Dados obtidos com a restauração.

Época	Idade (Ma)	Rejeito horizontal (m)	Diápiro (m)	Distensão (m)	Total	Taxa de distensão (m/Ma)
Recente	0			0	55907	0
Mioceno Med	12			300	55907	16,66
Oligoceno Inf	30			500	55607	29,41
Eoceno Med	47			1000	55107	76,92
Paleoceno	60	675	3212	3887	54107	555,29
K_Sup	67	886	1206	2092	50220	1046,00
Maastric_02	69	2101	2400	4501	48128	2250,50
Maastric_01	71	5289	6681	11970	43627	3990,00
Campaniano Sup	74	3061	301	3362	31657	305,64
Santoniano	85	6238	3158	9396	28295	1897,20
Cenomaniano	90		6272	6272	18899	784,00
Albiano Sup	98		9018	9018	12627	1288,29
Albiano Med	105		3609	3609	3609	515,57
Topo do Sal	112				0	

A seção geológica atualmente apresenta 204 km de comprimento e, ao longo de 112 Ma, sofreu distensão de 55.9 km, o que corresponde a 27.3% de distensão em relação à seção original no Aptiano (topo do sal). É importante ressaltar que toda essa

distensão foi causada adiastróficamente, pela interação entre o deslizamento gravitacional do sal e a variação da sedimentação ao longo do tempo.

Trabalhos recém-realizados na Bacia de Santos (Freitas 2006; Gamboa *et al.* 2008) demonstraram que o espesso pacote de evaporitos nas porções de águas profundas são constituídos de 4 grandes sequências deposicionais. Na base, uma espessa camada de halita, que passa a apresentar movimentações verticais criando depocentros para a deposição da camada 2, composta por uma sequência de anidrita, halita e sais especiais, como carnalita, silvita e taquiedrita. O processo se repete nas duas sequências superiores, porém com menor magnitude. O conjunto todo de evaporitos chega a atingir, nos depocentros, cerca de 2500 m de espessura.

A movimentação vertical da grande camada de halita da base da sequência evaporítica evidencia a movimentação precoce do sal, ainda durante a precipitação das camadas mais superiores, especialmente na região onde posteriormente se instalou a zona compressional.

A movimentação precoce dos evaporitos pode ser explicada pelo deslocamento, para leste, do centro de ruptura dos continentes (Dias 2005), o qual foi responsável por privilegiar a América do Sul com grandes depósitos evaporíticos na região da Bacia de Santos. Esta distensão regional já vinha atuando desde a fase de rifteamento dos continentes e controlou, substancialmente, a geometria e a deposição das sequências superiores da fase rifte (*sag*) (Dias 2005).

No intervalo entre o Albiano Médio e Superior, um acréscimo significativo na distensão foi observado, da ordem de 3 vezes a distensão observada no Albiano Médio (Tabela 5). Já no Cenomaniano, observa-se uma redução da distensão em relação ao Albiano Superior. Contudo, no Santoniano a distensão volta a aumentar para os mesmos patamares do Albiano superior, demonstrando uma ciclicidade distensional do Albiano Médio ao Santoniano. Tal ciclicidade veio a se repetir do Campaniano ao Maastrichtiano, quando se atingiu o máximo de distensão na seção estudada.

A partir do Eo-Maastrichtiano, os valores de distensão acompanham uma curva descendente até o Paleoceno. Estes dados evidenciam o declínio da atividade da Zona de Falha de Cabo Frio e, a partir do Eoceno, a deformação responsável pela distensão passa a ser causada pelos movimentos verticais do sal durante o aprofundamento das mini-bacias e soerguimento das muralhas adjacentes.

4.4.4.1 Sedimentação versus distensão

A atuação dos processos de deslizamento gravitacional do sal e sedimentação na conformação da geometria da seção pós-evaporítica da bacia é evidente nas seções sísmicas estudadas. Daí a necessidade de uma análise conjunta da sedimentação e da distensão, a fim de verificar a interação entre ambas na construção do arcabouço estratigráfico-estrutural, bem como quantificar os processos geológicos já observados na interpretação sísmica ao longo da área estudada.

Os dados de sedimentação e distensão foram ponderados pela duração do intervalo de tempo ao qual foram observados, resultando em taxas de sedimentação e distensão. Este procedimento torna os dados padronizados para uma mesma base, permitindo uma análise conjunta mais coerente dentro da mesma escala para ambas as variáveis (metro por milhão de ano – m/Ma) (Figura 70).

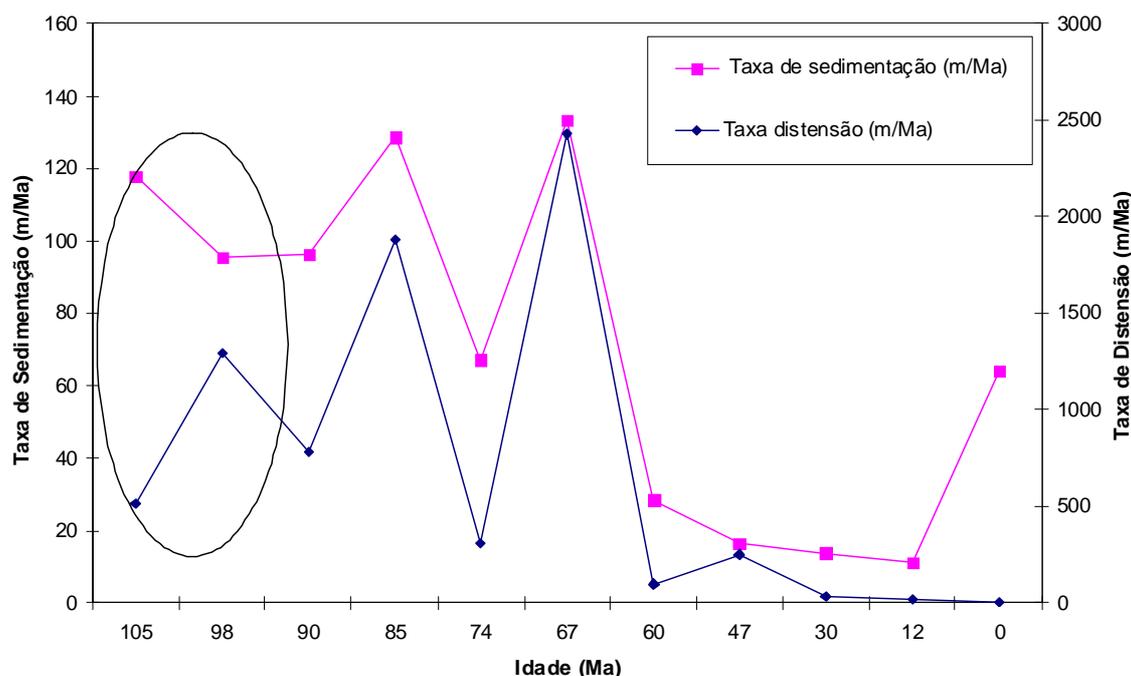


Figura 70: Gráfico de taxas de distensão e sedimentação para a seção da Subárea Oeste.

Durante o intervalo Albiano Médio e Superior, observa-se uma inversa proporcionalidade entre as taxas de sedimentação e distensão, demonstrada pelo aumento da distensão e diminuição da sedimentação no mesmo período. A taxa de sedimentação permanece constante até o Cenomaniano, quando ocorre um decréscimo na taxa de sedimentação.

A alta taxa de sedimentação no Albiano Médio está relacionada ao rápido crescimento das bioconstruções recifais da Formação Guarujá. Já a baixa taxa de distensão está associada ao posicionamento da sedimentação, pois nestes locais a espessura do sal é pequena, possibilitando pequenos deslocamentos ao longo das falhas e, conseqüentemente, pequena distensão.

No período compreendido entre o Albiano Médio e Cenomaniano, o nível relativo do mar apresentava acréscimos da ordem de 100-200m em relação ao nível atual (Vail *et al.* 1977; Pitman 1978), vindo a atingir o ápice no final do Maastrichtiano, com acréscimo de 300 m em relação ao nível atual.

A subida do nível do mar durante o Albiano Médio-Cenomaniano culminou com o afogamento e a extinção da plataforma carbonática da Formação Guarujá, deslocando a linha de costa para oeste, e proporcionando um ambiente de sedimentação de águas mais profundas (baixa taxa de sedimentação). Durante este período, os processos halocinéticos já afetavam os pacotes sedimentares, o que é evidenciado pelos diápiros simétricos na porção leste da zona distensional, controlados pela distensão regional (alta taxa de distensão). Portanto, a combinação de baixas taxas de sedimentação, durante o Albiano Superior, com a halocinese controlada pela distensão regional resultou no alargamento do diápiro criado mais a leste da zona distensional, ocasionando o aumento na taxa de distensão no Albiano Superior (Figura 70).

Durante o Albiano Superior – Cenomaniano, apesar da taxa de sedimentação se manter constante, houve uma significativa queda da distensão, da ordem de 30% em relação ao Albiano Superior. Observando as seções restauradas, a queda na distensão pode ser justificada pela baixa sedimentação sobre um grande diápiro que estava experimentando um colapso imposto pela distensão regional, não causando grandes deslocamentos horizontais, mas o basculamento da sequência em direção ao flanco do diápiro.

A partir do Cenomaniano, a relação entre as taxas de sedimentação e distensão passa a ser direta, imprimindo outro padrão de interatividade entre as variáveis, em que a variação da taxa de sedimentação é acompanhada pela taxa de distensão.

No intervalo Cenomaniano-Santoniano há um aumento significativo da taxa de distensão, da ordem de 58%, seguido pelo aumento da taxa de sedimentação em 25% para o mesmo intervalo. O ápice da sedimentação e da distensão ocorre no final do

Maastrichtiano, quando a progradação Santos/Juréia atingiu o máximo nesta região da bacia.

No transcorrer do final do Cretáceo para o Paleoceno, ocorreu um acentuado decréscimo da taxa de distensão, com valores da ordem de 96% para o intervalo. A taxa de sedimentação acompanhou o declínio com valores da ordem de 79% para o intervalo. Estes dados indicam que houve uma abrupta interrupção no aporte sedimentar na bacia, o qual pode estar relacionado com o afastamento da área-fonte por denudação da escarpa (proto-Serra do Mar) durante todo o Senoniano, ou por mudanças na rede de drenagem. Já a queda na taxa de distensão está relacionada ao término de suprimento de sal no bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio, a qual passa a afetar as unidades do Terciário Superior e Quaternário com pequenos rejeitos devido às pequenas movimentações do topo dos evaporitos.

A partir do Paleoceno, a taxa de sedimentação decaiu, seguindo uma curva exponencial para patamares da ordem de 10 m/Ma. O mesmo ocorre para a taxa de distensão que declina para valores da ordem de 17 m/Ma.

A distribuição das taxas de distensão e sedimentação ao longo do tempo na seção estudada corrobora as interpretações do arcabouço geológico-estrutural e acusa dois processos deformacionais distintos: (i) a deformação como resultado da distensão regional sob condições de baixas taxas de sedimentação, e (ii) a deformação controlada pela sedimentação, situação em que a distensão regional apresenta pouca influência.

Quando as duas variáveis são correlacionadas (Figura 71), nota-se que há um bom ajuste exponencial para a maioria dos pontos, demonstrando que quanto maior o aporte sedimentar, maior será a distensão. Contudo, somente dois pontos ficaram muito fora da curva, ambos para dados do Albiano. Isso favorece a interpretação de que durante o Albiano a halocinese era controlada pela distensão regional e que somente a partir do Cenomaniano a halocinese passou a ser controlada pelo aporte sedimentar.

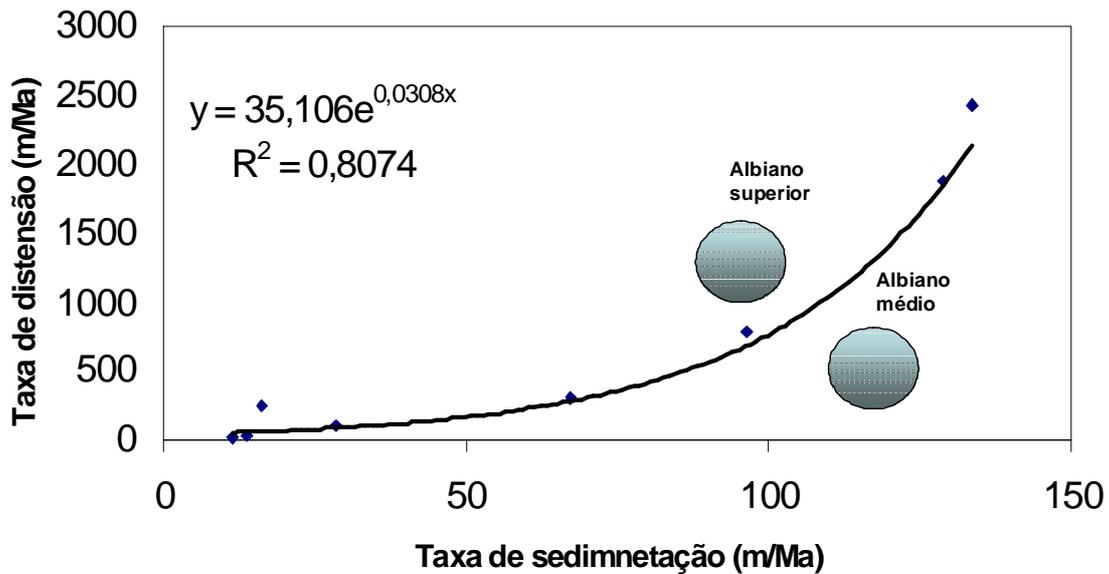


Figura 71: Gráfico da taxa de distensão *versus* a taxa de sedimentação, obtidos a partir da restauração da seção-tipo da Subárea Oeste.

4.4.4.2 Evolução estrutural-sedimentar para a Subárea Oeste

No final do Aptiano, uma espessa camada de evaporitos formava o substrato deposicional para sequência pós-rifte marinha. A geometria aproximada da camada evaporítica era de uma cunha que se adelgava em direção a borda da bacia (Figura 72) e se espessava na direção leste, onde provavelmente estaria o depocentro da bacia evaporítica.

O resultado obtido com a restauração da seção central para a sequência evaporítica é corroborado pelas observações feitas por Freitas (2006) e Gamboa *et al.* (2007), de que existe um acunhamento da camada evaporítica em direção ao continente e que as espessuras podem atingir cerca de 200 m. Em contrapartida, em direção à distal da bacia, as espessuras aumentam significativamente, atingindo nos depocentros mais de 2000 m.

A sequência do Albiano Médio passa a ser afetada, na borda da bacia, por falhas lítricas que tangenciam os flancos de pequenos diápiros, em decorrência da distensão regional. Os deslocamentos observados são de pequena magnitude em virtude da pequena espessura do sal, sendo que a rápida evacuação do sal durante todo o Albiano, impossibilitou que as sequências mais jovens fossem afetadas por estas falhas. Por outro

lado, na porção distal, somente algumas falhas surgiram, especialmente no ápice dos principais diápiros.

Na porção distal da bacia, durante o Albiano, a deformação resultava na formação de pequenas dobras (*buckling*) em resposta à distensão que ocorria na borda da bacia. Este processo ocasionava a remoção e o transporte do sal mais móvel pela própria camada evaporítica, por meio dos processos de Pouiseuille e Coutte, culminando em pequenas dobras no topo dos evaporitos e na delgada camada de sedimentos sobreposta (Albiano). Este processo se desenvolveu até aproximadamente o Albiano Superior-Cenomaniano, quando eventos epirogenéticos afetaram a região e mudaram o contexto da halocinese e da sedimentação.

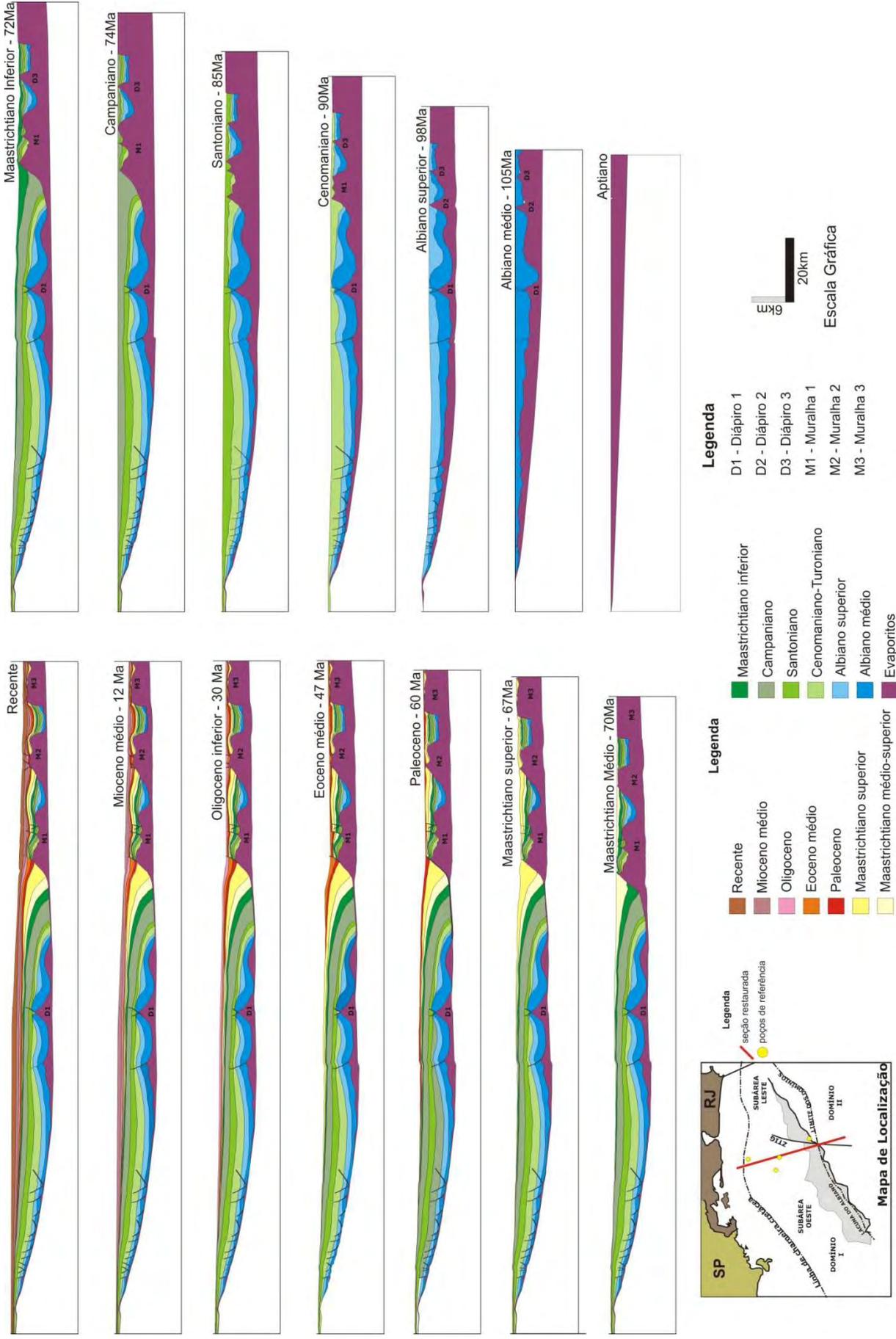


Figura 72: Estágios da restauração da seção da Subárea Oeste.

Do Albiano Médio ao final do período Gálico, importantes diápiros se desenvolveram na porção distal do domínio distensional distal atual. Diapirismo reativo passa a se desenvolver durante o período Albiano Médio e Superior (Figura 72), demonstrado pela segmentação da superfície do Albiano médio durante o Albiano superior. Este fato leva à interpretação de que a bacia experimentava uma forte distensão regional, que movimentava a massa evaporítica significativamente para as porções mais profundas da bacia, amplificada pela sobrecarga diferencial na borda da bacia.

A superfície do Albiano Superior marca o desenvolvimento de uma transgressão que viria a exterminar os organismos construtores da plataforma carbonática Guarujá, no final do período Gálico. O aporte sedimentar do Albiano Superior foi responsável por inversões de depocentros no compartimento distensional distal (Figura 72) e pelo início de uma grande muralha de sal que viria constituir, a partir do Cenomaniano, a ZFCF.

Durante o final do período Gálico, o nível do mar estava alto, deslocando o foco deposicional para as porções mais proximais da bacia. Este fato possibilitou uma sobrecarga sedimentar na borda da bacia, que foi muito eficiente na remoção do sal para as porções mais profundas. Por isso, observa-se um acréscimo do espaço de acomodação, durante o Albiano Superior e o Cenomaniano, na porção proximal da bacia e uma inflação no sal na frente sedimentar, onde as espessuras são diminutas (Figura 72).

O efeito da fuga do sal na borda da bacia é acrescido pela subsidência termal até pelo menos o Santoniano, quando somente a sobrecarga sedimentar e a subsidência termal passam a controlar a isostasia nesta região.

Durante o final do período Gálico até o Santoniano, a sedimentação se concentrou na porção proximal do domínio distensional, ocupando o espaço criado pela fuga do sal e pela subsidência térmica (Figura 72). Nota-se que a frente do diápiro 1, a sedimentação é menor devido à existência de depocentros posicionais a oeste e principalmente pelos altos relativos ocasionados pela inflação do sal na região da muralha 1.

No Santoniano, nota-se uma forte irregularidade na superfície da muralha 1, formando pelo menos 3 diápiros menores. Esta segmentação é ocasionada devido à

sobrecarga sedimentar diferencial sobre a muralha de sal, causando movimentos locais que resultaram na segmentação da mesma.

Desde o Albiano Superior, nota-se o crescimento de mini-bacias pelo processo de *downbuilding*. No Santoniano, esta característica fica ainda mais patente pela presença de duas grandes mini-bacias separadas pelo diápiro 3. A configuração simétrica das mini-bacias indica taxa de sedimentação constante, sem grandes sobrecargas diferenciais nesta região.

A superfície campaniana marca uma importante mudança no registro geológico-estrutural na bacia. Durante o intervalo Campaniano, grande aporte sedimentar adentrou à bacia, ocupando todo o espaço sedimentar criado até o Santoniano, especialmente no domínio distensional. A pujança da sedimentação deslocou o prisma costeiro por cerca de 150 km em relação à quebra de plataforma atual, transferindo o foco da sobrecarga para o extremo oriente do domínio distensional.

A muralha 1, que se instalara no final do período Gálico, passou a concentrar a maior parte da sedimentação do flanco oeste, causando uma sobrecarga diferencial localizada, que resultou numa falha lítrica com cisalhamento antitético, conhecida como Zona de Falha de Cabo Frio.

De fato, a Zona de Falha de Cabo Frio somente teve início a partir do Santoniano com a grande progradação da cunha clástica das formações Santos/Juréia. Contudo, proto-depocentros do Albiano Superior e do final do período Gálico já se localizavam nos flancos do diápiro 2 (Albiano Superior) e da Muralha 1 (Cenomaniano-Coniaciano).

Durante o Albiano Superior e o Cenomaniano-Turoniano, o alargamento do diápiro 2 pode ser atribuído à predominância da distensão regional sobre a sedimentação (ver Vendeville & Jackson 1992b), resultando no colapso do mesmo no final do período Gálico, quando um crescimento sedimentar diferencial no flanco oeste da muralha 1 já evidenciava condições propícias à existência de uma falha.

O importante aporte sedimentar no bloco baixo da recém-gerada Zona de Falha de Cabo Frio resultou em grande deslocamento ao longo dos planos de falhas, porém, pouca sedimentação ultrapassaria a ZFCF, favorecendo a construção das mini-bacias por *downbuilding* (Figura 72).

O avanço do prisma costeiro continuou durante o Maastrichtiano, porém, com forte erosão no domínio distensional, a oeste do diápiro 1, que em boa parte do tempo esteve sob condições subaéreas. Durante este período, pouca ou quase nenhuma atividade halocinética foi detectada no domínio distensional, evidenciando que as estruturas permaneceram estagnadas.

A remoção e o transporte do sal para as porções mais distais e o avanço do prisma costeiro para leste foram fatores decisivos para a criação de um novo sítio halocinético na área.

A partir do Campaniano, a maior parte da sedimentação foi acomodada no bloco baixo da Zona de Falha de Cabo Frio que, em virtude da sobrecarga balanceada, constituiu um eficiente agente de expulsão do sal, fornecendo massa evaporítica para oeste, em função do cisalhamento antitético da falha, e por compressão para leste (Figura 72).

A lacuna do Albiano já havia se estabelecido desde o Cenomaniano-Turoniano, quando formaram-se “jangadas” que foram carregadas pelo deslizamento descendente do sal devido à distensão regional e ao alargamento dos diápiros. Contudo, a estrutura *Albian gap* propriamente dita, tal como é definida, somente passou a ter a configuração atual a partir do Maastrichtiano Médio, quando o suprimento de sal se exauriu, interrompendo a evolução da massa evaporítica nas adjacências do diápiro 1 (Figura 72). A partir de então, o sal deslocou-se somente para as partes distais da bacia e/ou lateralmente.

A movimentação vertical do sal predomina na face leste da Zona de Falha de Cabo Frio onde, a partir do Maastrichtiano Inferior, o diápiro 3 evoluiu para uma importante muralha no Maastrichtiano médio-superior (muralha 2). Provavelmente este episódio ocorreu pela concentração de suprimento salino para a direção leste e por rearranjos da massa de sal entre os diápiros.

Durante o início do Terciário, eventos epirogenéticos voltaram a atuar na bacia rearrajando o padrão de drenagens (Cobbold & Meisling 2001, Modica & Brush 2004) e, conseqüentemente, a distribuição das cargas sedimentares.

Na figura 72 nota-se que a maior parte da carga sedimentar paleocênica ficou retida no bloco baixo da ZFCF, sendo este material oriundo de retrabalhamento da

plataforma cretácea, devido à uma brusca queda no nível do mar. Pouca sedimentação é observada no bloco alto da zona de falha.

Todavia, a ZFCF apresenta incipiente movimentação durante o Eoceno, quando é preenchida por sedimentos que alcançam áreas distais, além da falha de Cabo Frio. Tal sedimentação foi suficiente para abalar a contínua construção das mini-bacias que atuava desde o Cenomaniano, resultando na inversão de pequenos depocentros e no soerguimento das camadas do Santoniano-Oligoceno Inferior, gerando uma grande estrutura antiforme.

A grande estrutura antiforme gerou duas muralhas de sal que passaram a sofrer sobrecarga diferencial durante o Eoceno. As sobrecargas sedimentares no flanco leste da muralha 1 e oeste da muralha 2 ocasionaram a migração do sal para o centro da muralha que, conseqüentemente, resultou no abatimento dos flancos em questão. Assim, o colapso dos flancos levou consigo as sequências sedimentares que os tangenciavam, dando origem a uma “proto-casco de tartaruga”. Este processo teve continuidade até o Oligoceno Inferior, quando cessa pela justaposição do topo do sal com a base (*salt weld*), atingindo o término do processo de criação das mini-bacias e muralhas no compartimento compressional proximal.

Apesar de quase toda a massa evaporítica ter sido removida da base das mini-bacias até o Oligoceno Superior, o resquício de sal foi suficiente para acomodar a sedimentação até o Recente nas principais mini-bacias, onde são observadas irregularidades na superfície do fundo do mar. Contudo, as movimentações foram pequenas, permitindo a preservação dos refletores do intervalo Mioceno-Recente horizontalizados e localmente deformados sobre as muralhas de sal (Figuras 72).

4.5 Experimentos físicos em caixas de materiais análogos: teste da dinâmica halocinética das estruturas observadas na área estudada.

Neste item são apresentados os principais resultados obtidos com os experimentos físicos análogos em caixas de areia e silicone, cujas descrições detalhadas estão no anexo I.

De maneira geral, a configuração dos experimentos resultou no desenvolvimento de domínios estruturais típicos de deslizamento gravitacional do sal: o distensional e o

compressional. A inclinação da base do experimento, em 4°, gerou instabilidades na camada de silicone, favorecendo o escorregamento voluntário declive abaixo.

No domínio distensional são observadas falhas lítricas que são nucleadas a partir de diapirismo reativo, devido ao afinamento da cobertura sedimentar pela contínua distensão proporcionada pelo deslizamento do silicone.

Lateralmente, os experimentos mostram variação da espessura do silicone perpendicularmente à direção de sedimentação, devido a uma falha na base do experimento que proporcionou maior acúmulo de silicone no bloco baixo (0,8 cm), resultando em regiões do experimento com condições iniciais distintas. A espessura do silicone fez com que as características de deformação, causadas pela fuga do silicone, fossem diferentes em ambas as regiões do experimento.

No experimento 2902 (Figura 73), onde a espessura de silicone é maior, a delgada camada de coríndon (representando os carbonatos da sequência albiana) parece flutuar sobre a espessa camada de silicone e, à medida que a distensão e a sedimentação evoluem, ocorre um afinamento de espessura sobre uma inflação de silicone, favorecendo a ascensão do mesmo por diferença de densidade e sobrecarga diferencial, evoluindo posteriormente para um diápiro.

A ascensão do diápiro resulta na segmentação da sequência sedimentar em dois blocos distintos, pelo processo de reativação (Vendeville & Jackson 1992a). A sedimentação posterior intensifica a movimentação do silicone por sobrecarga diferencial sobre os flancos do diápiro que, em contrapartida, é aliviada no ápice do mesmo devido à menor carga sedimentar, pois nesta região já existia um alto estrutural relativo.

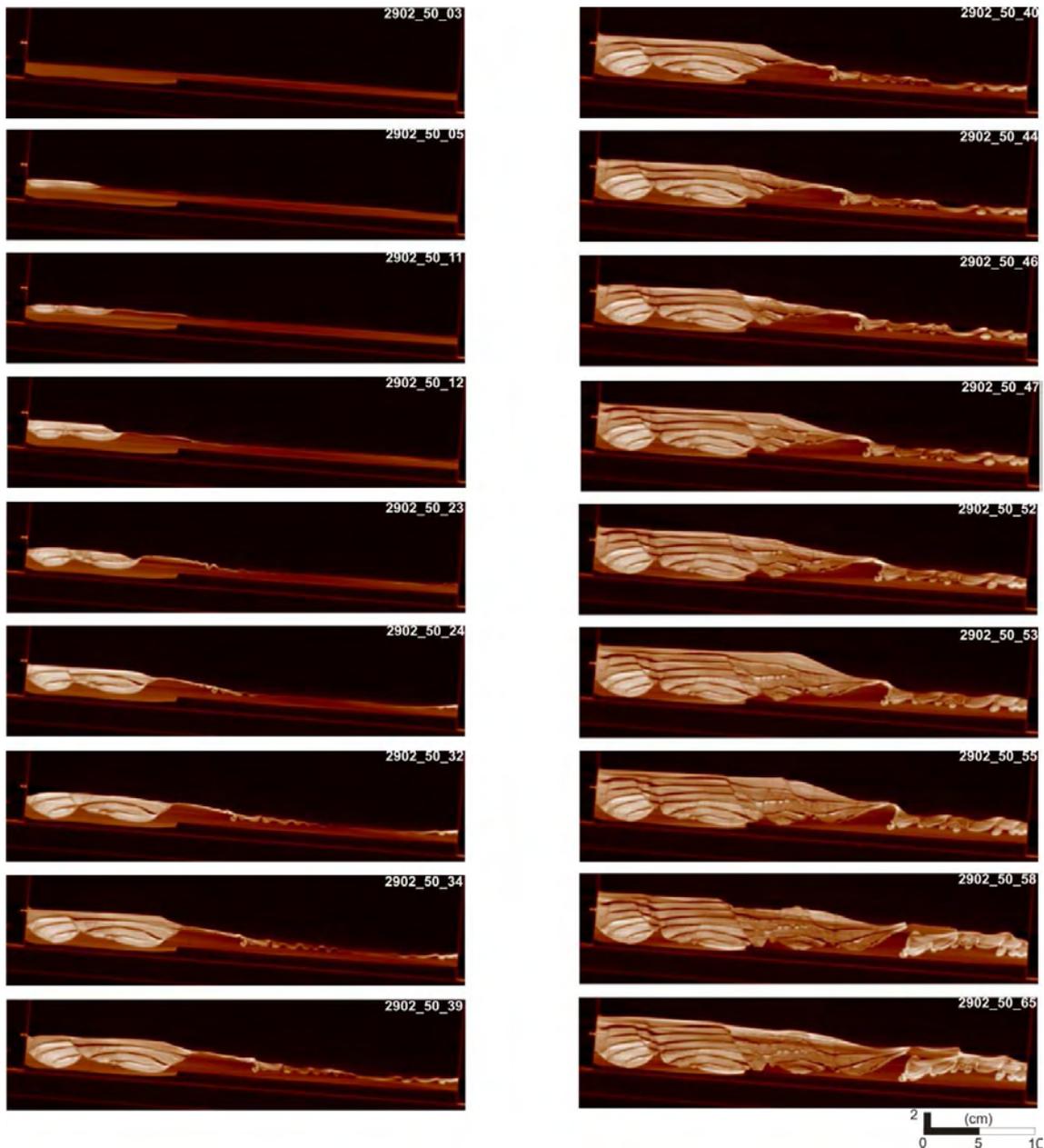


Figura 73: Imagens de tomografia de raios-X, mostrando os estágios de evolução do experimento para a região da falha da base do silicone (Experimento 2902).

A sobrecarga de sedimentos no flanco esquerdo do diápiro central promove a rotação das camadas sedimentares sobre outro diápiro que se desenvolve na parede do experimento, ocasionando a expulsão do silicone para o diápiro central. O mesmo processo ocorre com o bloco sedimentar posicionado no flanco direito do diápiro central, gerando uma falha lítrica que acomoda toda a sedimentação no bloco baixo.

A geometria do diápiro é assimétrica, com maior inclinação do flanco direito em relação ao esquerdo. Essa geometria ocorre devido à base do experimento apresentar uma pequena inclinação, favorecendo o crescimento de seção sedimentar sobre falhas

com cisalhamento sintético tangenciando o flanco direito dos diápiros. Na superfície, a distensão é em função das propriedades reológicas da areia (critério de Mohr-Coulomb), ocasionando a maior ou menor ascensão do diápiro reativo. À medida que se aprofunda em direção à base do silicone, o controle é dado pelo ajuste do escorregamento das camadas sedimentares sobre o flanco do diápiro. Esta configuração resulta numa superfície côncava de deslizamento (falha lítrica), com declive mais suave na direção de escorregamento do silicone.

Os diápiros e falhas evoluem até que o suprimento de silicone seja todo removido declive abaixo e/ou para o centro dos diápiros. O resultado deste processo é a geração de um anticlinal limitado por falhas no lado esquerdo e por uma grande inflação de sal no lado direito, configurando um grande *rollover*.

No mesmo experimento (2902 – Figura 74), onde a espessura do silicone é reduzida em 50% em relação ao bloco baixo da falha da base do experimento, a estruturação é completamente diferente, pois a sedimentação sobre uma delgada camada de silicone resultou na instalação de um conjunto de falhas espaçadas regularmente (2,5 cm). Estas falhas foram nucleadas por diápiros reativos, onde inicialmente se desenvolveram pares conjugados de falhas sintéticas e antitéticas. A prevalência das falhas lítricas sintéticas é resultado da distensão regional, a qual é controlada pela direção de escorregamento do silicone.

As falhas lítricas sintéticas são responsáveis pela rotação dos blocos sedimentares sem que ocorra significativo crescimento de seção sedimentar sobre os planos das mesmas. A delgada espessura de silicone proporcionou a segmentação das primeiras sequências deposicionais por meio de diápiros reativos, as quais foram, posteriormente, rotacionadas contra os planos das falhas, resultando em estruturas tipo “jangadas” (*rafts*). A evolução do processo resultou na remoção do silicone da camada basal para os diápiros reativos (menor sobrecarga), culminando com a diminuição da espessura do silicone e, conseqüentemente, no aumento da resistência ao fluxo ($S=V/t\mu$). Esta conjuntura resultou na interrupção do desenvolvimento das falhas lítricas sintéticas, diagnosticadas pela justaposição das camadas inferiores com a base do silicone.

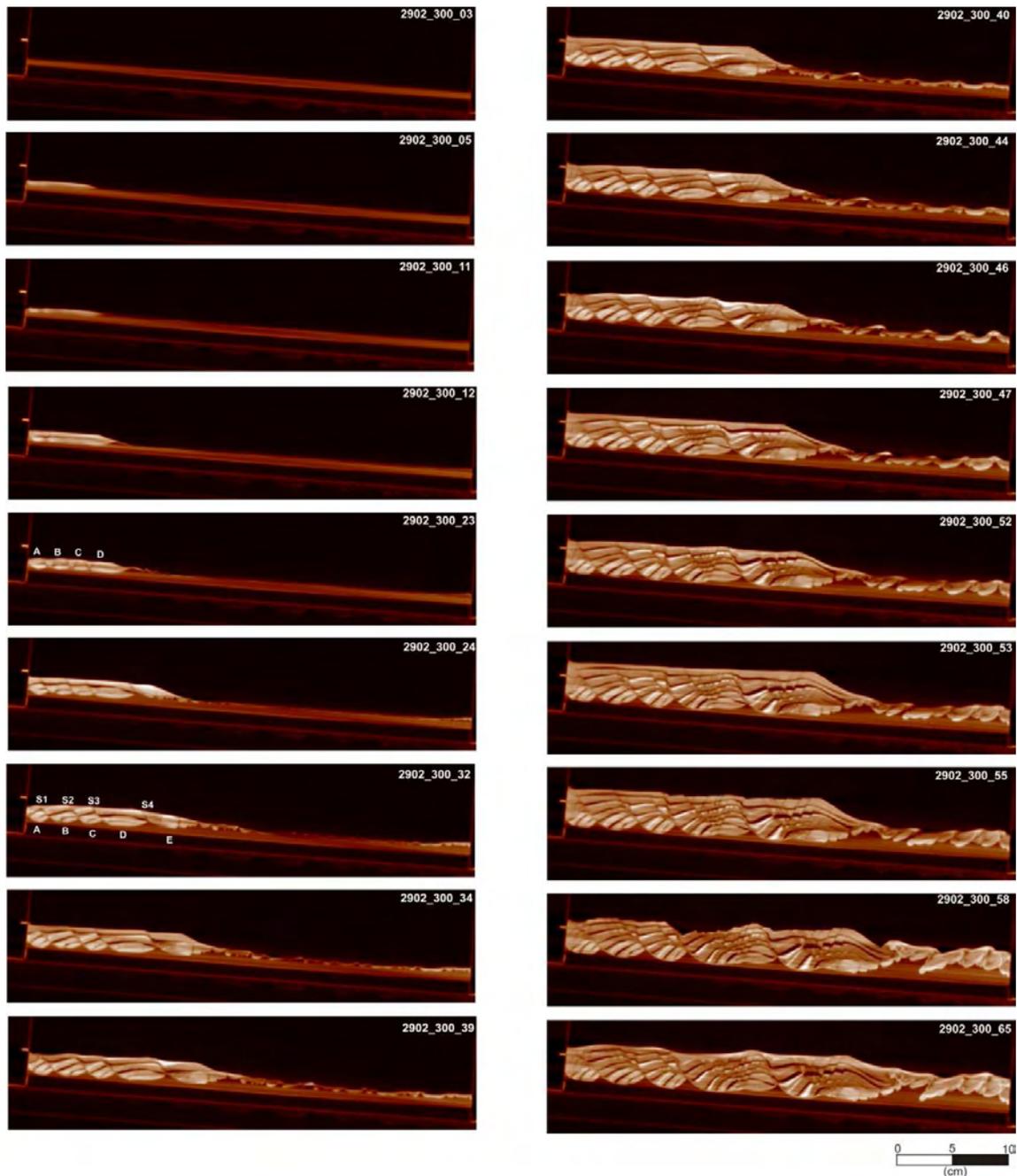


Figura 74: Imagens de tomografia de raios-X, mostrando os estágios de evolução do experimento para a região onde a base do silicone é plana (experimento 2902).

Na porção onde a espessura de silicone é maior, nota-se que houve um rápido deslocamento do silicone para o domínio compressional, gerando uma grande inflação na porção frontal da sedimentação. Este efeito deve-se à predominância de movimentação tipo Poiesuille sobre o tipo Coutte, sendo que inicialmente a sobrecarga sedimentar pressionou a camada de silicone, forçando-a a se deslocar para as porções de menor pressão.

À medida que se desenvolvia a sedimentação no domínio distensional, a inflação de silicone frontal aumentava de altura em decorrência ao acúmulo do silicone. Nota-se que ocorre uma pequena protuberância de silicone no plano de falha da base do silicone, indicando que há transferência de esforços do domínio distensional para o compressional. Contudo, a inflação frontal à sedimentação é a que adquire as maiores proporções sob o efeito da sobrecarga sedimentar.

A inflação de silicone frontal apresenta geometria de dobra homoclinal, favorecendo a geração de depocentro sedimentar ao longo de seu eixo. Com o avanço progradacional da sedimentação, grande parte da sedimentação é acumulada sobre o eixo da dobra, causando sobrecarga diferencial que promove a expulsão vertical e horizontal da camada de silicone. O desenvolvimento deste processo resulta no abatimento das terminações distais (*downlaps*) das sequências sedimentares em direção à base do silicone, por meio de uma superfície de deslizamento com características de cisalhamento antitético. Tem-se então o início de uma grande falha contra-regional, semelhante à Zona de Falha de Cabo Frio.

O experimento 2902 mostra uma falha contra-regional sendo formada no início do experimento (imagem 2902_50_23 – Figura 74), quando a progradação avançou por cima da inflação de silicone frontal, exercendo sobrecarga no ápice da estrutura. Esta sobrecarga resultou no desenvolvimento de outra falha lítrica, com grande crescimento de seção sedimentar no bloco baixo, semelhante àquela descrita para a região de maior espessura de silicone do mesmo experimento, construindo um grande *rollover*.

A espessura do sal é um fator importante no desenvolvimento de deslizamento gravitacional em ambientes de sedimentação progradacional, pois somente acima de um determinado limite da espessura, falhas contra-regionais são possíveis. Se a espessura for delgada demais, falhas lítricas com rotação de blocos são preferencialmente desenvolvidas sobre pequenos diápiros (*salt rollers*). Em casos onde a espessura do sal está acima do limite crítico, *rollover* e falhas contra-regionais podem se desenvolver e a espessura do sal atuará no controle das dimensões da estrutura. Já a ocorrência de *rollover* e falhas contra-regionais está intimamente ligada ao equilíbrio entre o avanço progradacional e a criação de inflações de sal na porção distal das bacias.

Na região de menor espessura do silicone, o processo de geração de falha contra-regional também ocorre, como mostra o experimento 2963 (Figura 75), desde que o

balanço entre o avanço progradacional e o desenvolvimento da inflação distal esteja em equilíbrio. Caso haja desequilíbrio entre as variáveis, este tipo de falha não se desenvolverá.

A partir de observações dos experimentos, identificou-se que o equilíbrio entre a sedimentação e a movimentação do silicone para a formação de falhas contra-regionais está na manutenção do acúmulo sedimentar no eixo do homoclinal (bloco baixo da falha com cisalhamento antitético), pois quando a sedimentação ultrapassa este limite, falhas lístricas com cisalhamento sintético (*rollovers*) passam a dominar a deformação com estilo cinemático oposto.

No domínio compressional dos experimentos, dobras de pequena amplitude e alta frequência no flanco superior do homoclinal são observadas em delgadas camadas de sedimentos da primeira fase de sedimentação (coríndon), indicando que, logo no início do processo de espalhamento gravitacional da cobertura sedimentar, esforços trativos foram transferidos para o domínio compressional e convertidos em esforços compressionais. Grandes sinclinais também foram geradas pela transferência de esforços advindos do domínio distensional, dentro das quais ocorre sedimentação que promove a ampliação das estruturas a partir do processo de crescimento para baixo (*downbuilding*).

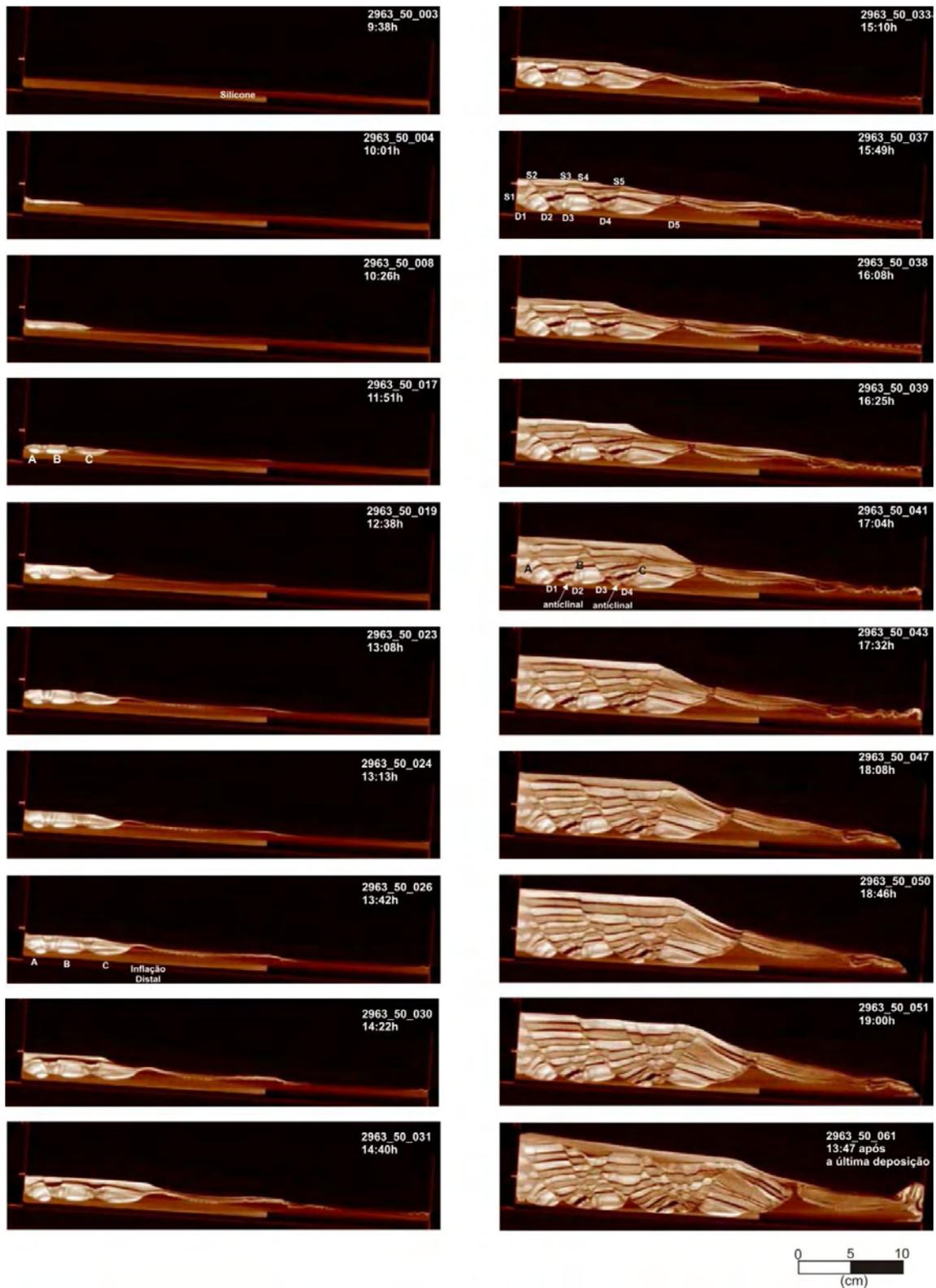


Figura 75: Imagens de tomografia de raios-X, mostrando os estágios de evolução do experimento para a região da falha da base do silicone (Experimento 2963).

A deformação do silicone ocorreu de forma contínua durante todo o tempo de experimento, porém notam-se incrementos na velocidade de desenvolvimento de falhas e diápiros em função das etapas de aporte sedimentar, ocasionando pulsos de desenvolvimento das estruturas que tendem a diminuir gradativamente com a quiescência sedimentar. Este fato leva à classificação destes pulsos em fases de atividade de movimentação do sal, em que as dobras de pequena amplitude são reflexo da primeira fase de deposição sedimentar, e as dobras de maior amplitude são reflexo das fases seguintes (Figura 76). Comparativamente, a área estudada também apresenta pulsos de sedimentação que ocasionam diferentes fases de atividade da halocinese, resultando em dobras de pequenas amplitudes na sequência albiana e grandes diápiros e muralhas de sal durante a sedimentação senoniana.

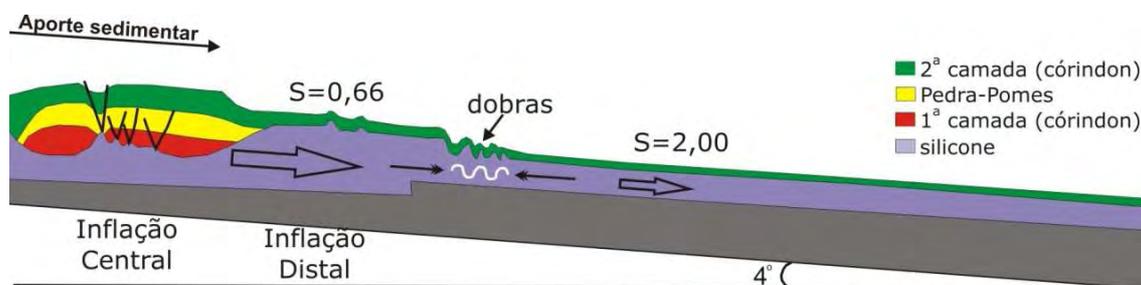


Figura 76: Perfil 2899_50_13 interpretado. A deposição das camadas de coríndon proporcionou a criação de duas inflações do silicone, sendo que na distal houve maior acúmulo de material devido à menor pressão litostática sobreposta. O acréscimo de silicone na inflação distal diminui a resistência ($S=0,66$) ao fluxo (seta maior) que em contrapartida é aumentada na porção distal pela pequena espessura, ocasionando uma zona de compressão materializada na forma de dobras.

A configuração em planta das falhas sintéticas consiste num arranjo escalonado (*en-échelon*) de pequenas falhas sintéticas que resultam em grandes falhas lineares com direção perpendicular à falha da base do silicone (Figura 77). Esta geometria é função da maior velocidade de escorregamento do silicone no bloco baixo da falha que, devido à maior espessura de silicone, diminui a resistência ao fluxo, gerando movimentos direcionais ao longo do plano de falha da base. Estes movimentos direcionais são verificados pela propagação de diápiros de silicone (*en-échelon*) ao longo do recipiente do experimento, que migra para o domínio compressional com o incremento de sedimentação no domínio distensional (Figura 78). Já o resultado na região de menor espessura do silicone, consiste num arranjo geométrico de falhas lineares paralelas e

regularmente espaçadas (2-3cm), com direção perpendicular à distensão, controladas pelos pequenos diápiros de sal alinhados na mesma direção.

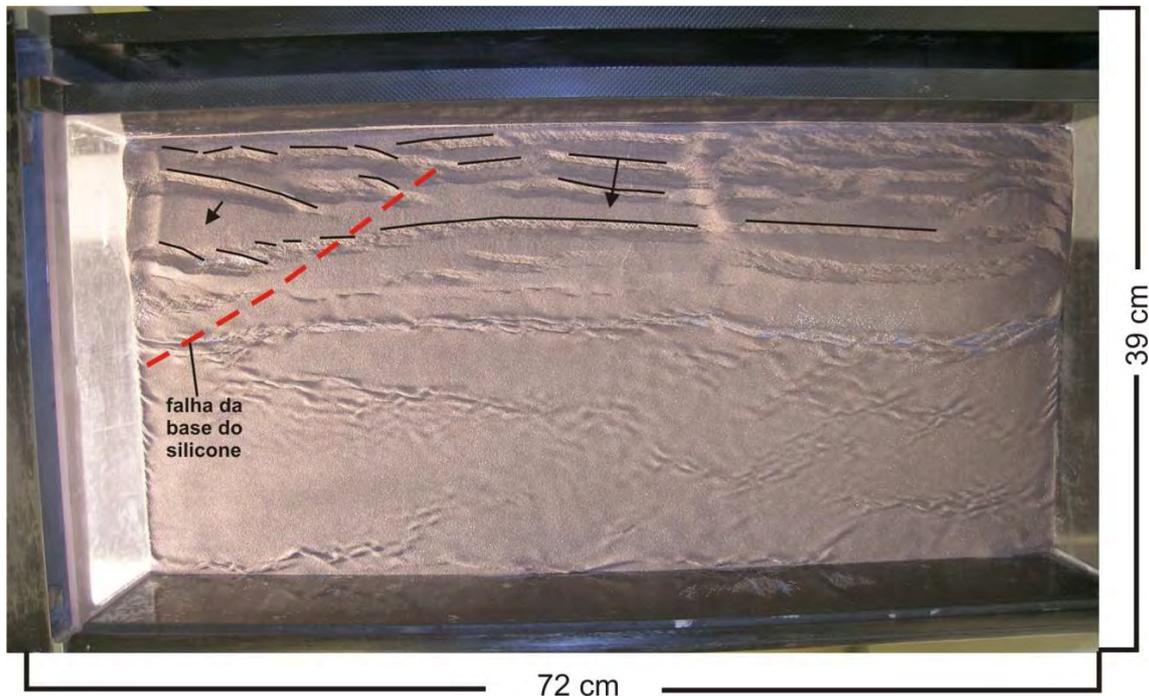


Figura 77: Fotografia da superfície do experimento, mostrando a confluência de direções de falhas lístricas sintéticas no domínio distensional. Traços pretos são as falhas lístricas. Linha tracejada vermelha mostra a localização da falha da base do silicone. Setas indicam a direção de movimentação do silicone.

No limite entre as regiões de maior e menor espessura do silicone (plano de falha da base do silicone) nota-se a confluência de duas direções de falhas lístricas sintéticas geradas no domínio distensional. Esta confluência deve-se à maior espessura de silicone no bloco baixo da falha da base que condicionou o fluxo paralelamente ao plano da falha. Na porção de menor espessura, a direção das falhas também é controlada pela direção regional de escorregamento do silicone, porém com menor velocidade.

Por analogia com os experimentos, pode-se interpretar que o limite entre as subáreas Sul e Norte na área de estudo seja o divisor de fluxos descendentes com velocidades distintas, gerando divergências no fluxo de sal sudeste e nordeste que resultou numa zona de acomodação distensional materializada por um grande *rollover* (Zona de acomodação da distensão). Na porção sul da Subárea Oeste, o mesmo processo pode ser identificado, porém o escorregamento principal passa a ser para nordeste.

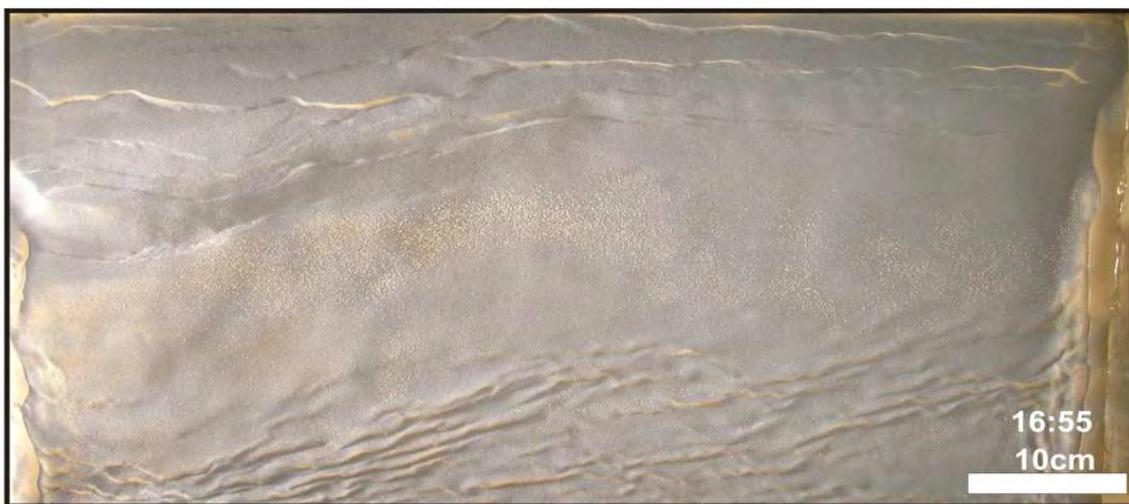


Figura 78: Conjunto de fotografias da superfície do experimento 2902, mostrando a propagação das dobras escalonadas (*en-échelon*), subparalelas à falha de base do silicone.

No experimento 2993, além da falha de base do silicone, foi adicionado outro anteparo na região de menor espessura do silicone, semelhantemente à configuração espacial das zonas de transferência de Merluza e Ilha Grande. O desenvolvimento da frente de propagação escalonada (*en-échelon*) dos diápiros sobre os planos de falhas gerou estruturas semicirculares muito semelhantes àquelas observadas na área estudada (Figura 79).

A geração dos diápiros escalonados iniciou-se na falha da base do silicone, onde a velocidade do sal era maior, propagando-se ao longo do experimento em função da contínua sobrecarga sedimentar no domínio distensional. Quando a sobrecarga sedimentar foi suficiente para que as irregularidades na base do silicone (à direita do experimento) apresentassem influência na dinâmica do silicone, novos diápiros escalonados se propagam mais à frente. A interação entre as direções de propagação dos diápiros escalonados aliada às diferenças de velocidades nas proximidades com as estruturas pretéritas resultou em figuras de interferência semicirculares bem visíveis no experimento, e características do domínio compressional da área estudada (Figura 79).

Este processo indica que a presença irregularidades (*e.g.*, falha) na base dos evaporitos apresenta grande influência na construção de estruturas halocinéticas, bem como na configuração do arcabouço halocinético-sedimentar da área estudada.

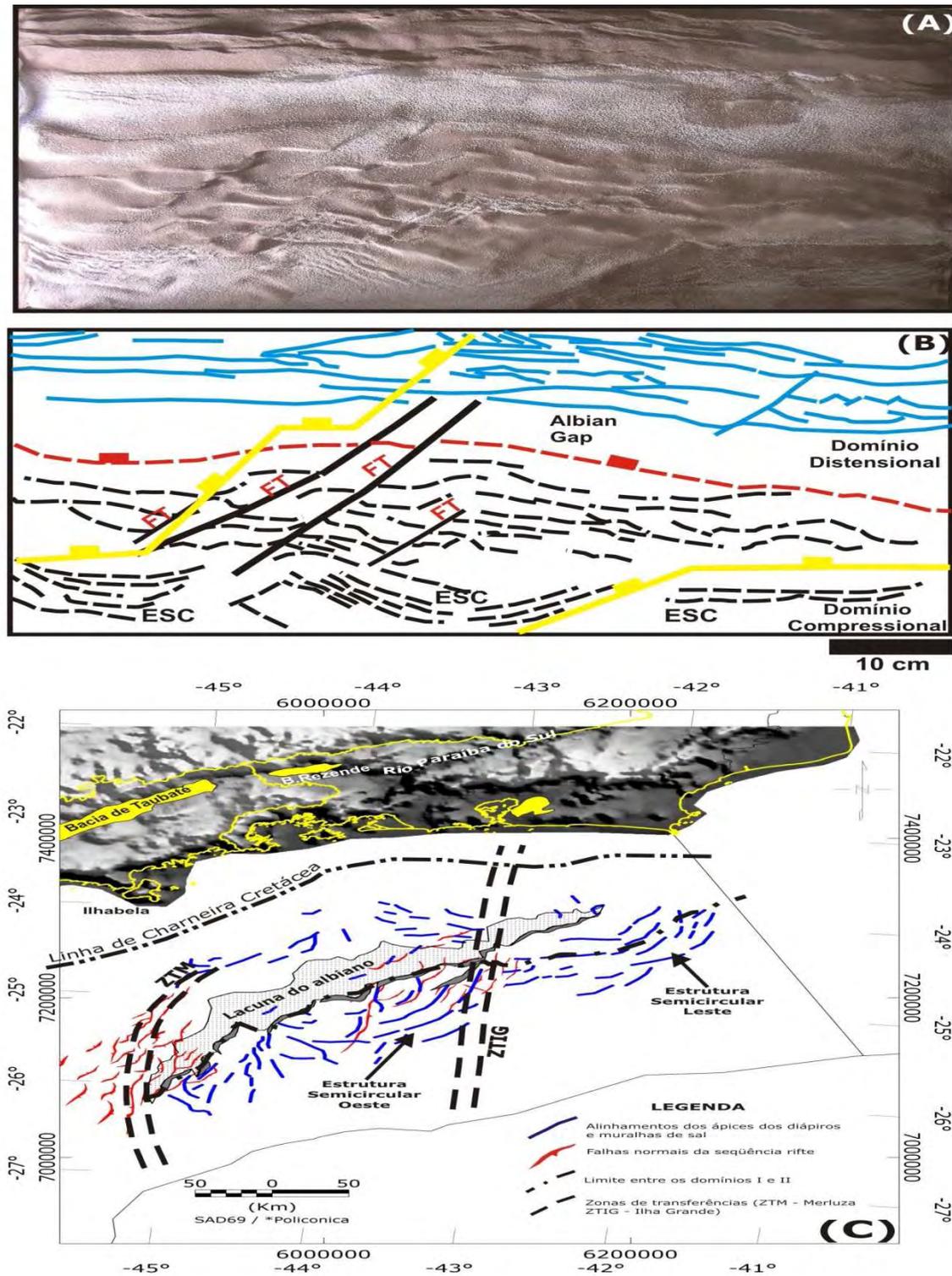


Figura 79: Comparação entre os resultados dinâmicos obtidos em escala de laboratório com as estruturas observadas na área estudada. (A) fotografia da superfície do experimento no final das etapas de sedimentação. (B) interpretação dos principais elementos estruturais a partir da fotografia. (C) Mapa da área estudada mostrando os principais elementos estruturais, dentre os quais se destacam os eixos dos ápices dos diápiros (traços vermelhos). Nota-se grande similaridade entre a configuração semicircular do modelo e da área estudada.

5 EVOLUÇÃO HALOCINÉTICA DA ÁREA ESTUDADA

Neste capítulo estão sintetizadas todas as informações e interpretações obtidas por meio das diversas ferramentas empregadas no estudo da interação entre halocinese e sedimentação, com ênfase para as diferentes fases de atividades de movimentação do sal na área estudada.

A análise da cinemática de deslocamento do sal resultou na identificação de 3 fases de atividade halocinética na sequência pós-sal, as quais estão sintetizadas na figura 80.

5.1 Primeira Fase de Atividade Halocinética - Albiano-Coniaciano

Durante o Albiano, intensa atividade de falhas lítricas, predominantemente sintéticas, é observada no domínio distensional de toda área estudada, como resultado da atuação da distensão regional ocasionada pela fuga do sal para as porções mais distais da bacia e pela subsidência termal. Estas falhas não apresentam grandes deslocamentos horizontais, podendo ser classificadas, em sua maioria, como “pré-jangadas”.

Nos experimentos análogos com areia e silicone observou-se o desenvolvimento de grabens sobre o ápice de diápiros reativos devido à distensão causada pela inclinação da base do silicone, onde se instalaram falhas, predominantemente sintéticas, que acomodaram grande parte da sedimentação nos blocos baixos, formando estruturas tipo *salt rollers*. Grande similaridade entre as estruturas obtidas com os experimentos foi observada nas seções sísmicas do domínio distensional para a sequência albiana, onde diápiros reativos se desenvolveram e evoluíram para falhas lístricas sintéticas (Figura 80).

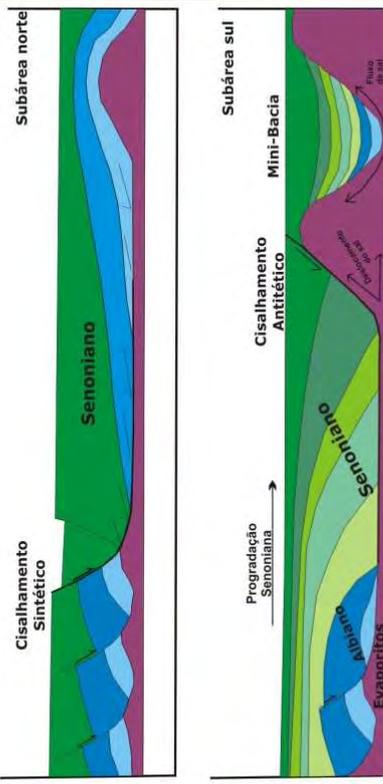
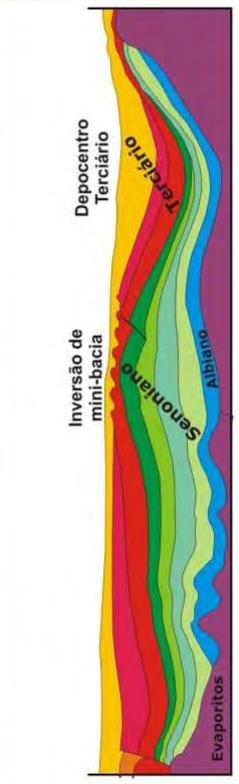
Fases	Idade	Características das Principais estruturas	Modelos esquemáticos das fases de atividade halocinética
1 ^a	Albiano	<ul style="list-style-type: none"> - Falhas listricas sintética; - Diápiros de sal simétricos; - Inflações do sal na forma; de homoclinais - Dobras de pequena amplitude e alta frequência. 	 <p>Falhas listricas Sintéticas (rafts)</p> <p>Albiano sup.</p> <p>dobras de pequena amplitude</p> <p>Evaporitos</p>
2 ^a	Senoniano (Santoniano-Maastrichtiano)	<ul style="list-style-type: none"> - Falhas listricas sintética e antitética de grande porte; - Diápiros de sal simétricos; - Inflações do sal na forma; de homoclinais - Dobras de grande amplitude que formam mini-bacias por downbuilding 	 <p>Cisalhamento Sintético</p> <p>Senoniano</p> <p>Subárea norte</p> <p>Progradação Senoniana</p> <p>Evaporitos</p> <p>Cisalhamento Antitético</p> <p>Mini-Bacia</p> <p>Subárea sul</p> <p>Fluxo de sal</p>
3 ^a	Terciário Inf. (Paleoceno - Eoceno)	<ul style="list-style-type: none"> - rejuvenescimento do aporte sedimentar; - Criação de depocentros; - Inversão de mini-bacias senonianas; - Estruturas tipo casco de tartaruga; 	 <p>Inversão de mini-bacia</p> <p>Senoniano</p> <p>Albiano</p> <p>Evaporitos</p> <p>Depocentro Terciário</p> <p>Terciário</p>

Figura 80: Quadro síntese das atividades halocinéticas identificadas na área estudada.

Na Subárea Leste, durante o Albiano, uma importante falha lítrica sintética dominou o cenário halocinético, apresentando grande deslocamento na porção basal, onde os refletores sísmicos voltados para o continente estão assentados sobre uma delgada camada de sal, indicando rápido crescimento de seção sedimentar sob condições de alta taxa de distensão.

Na porção distal do domínio distensional, duas importantes feições salíferas são geradas em resposta à distensão, sendo: diápiros de sal simétricos e grandes inflações de sal na forma de homoclinais.

Os diápiros de sal simétricos foram gerados pela transferência de esforços e de massa evaporítica da porção proximal para a porção distal e pelo avanço da sobrecarga sedimentar do Albiano superior mais para leste em relação ao Albiano Médio. A atividade das falhas lítricas na porção proximal resulta em compressão na porção distal da sequência evaporítica, ocasionando irregularidades na forma de sinclinais e anticlinais na superfície do sal. A sedimentação do Albiano Superior acumulada nos sinclinais força o sal a se movimentar em direção ao centro dos anticlinais, gerando diápiros simétricos e mini-bacias (*downbuilding – Bouancy*). É importante ressaltar que a simetria do diápiro, além de estar associada a uma sedimentação uniforme, também está associada a um substrato com pouca inclinação, indicando que a base do sal durante o Albiano não apresentava acentuado gradiente de declividade.

O processo de expulsão do sal nas porções proximais resulta em grandes inflações de sal no domínio compressional, gerando homoclinais que culminam em acomodar grande parte da sedimentação próxima ao eixo da dobra. No flanco oeste do homoclinal surgem dobras de pequena amplitude e alta frequência que foram geradas por esforços compressivos em delgadas camadas da sequência albiana.

Assim, durante o Albiano um sistema conjugado distensional/compressional é estabelecido na área estudada, ou seja, esforços distensionais gerados pela adição de sobrecarga sedimentar na porção proximal da bacia são transferidos e compensados, na região compressional, pelo encurtamento da sequência dúctil-evaporítica. Dessa forma, as falhas lítricas sintéticas na porção proximal, os diápiros simétricos, a dobra homoclinal e as dobras de pequena amplitude na porção distal da bacia são considerados aqui como elementos estruturais que caracterizam uma 1ª fase de atividade halocinética na área estudada.

A configuração das falhas lístricas sintéticas que afetam a sequência albiana (Figura 81) apresenta padrão contínuo dos traços, porém com mudanças de direções ao longo de toda área estudada. Na porção sul da Subárea Oeste, o traçado das falhas do Albiano acompanha a direção regional das falhas que afetam a base do sal, implicando sentido de fluxo do sal para N80, e na porção central da Subárea Oeste, a direção N30-40E das falhas indica sentido de escorregamento do sal para N130. Já no extremo norte da Subárea Oeste, a interpretação das falhas torna-se prejudicada pela ausência de seções sísmicas. No entanto, pode-se inferir a direção de fluxo do sal pela direção longitudinal dos diápiros de sal que afetam a sequência albiana. A direção dos diápiros nesta região é aproximadamente N30-40W, implica em sentido de fluxo para N230. Portanto, as estimativas das direções de fluxo de sal para a Subárea Oeste indicam para um modelo de escorregamento convergente do sal.

Na Subárea Leste, a estimativa da direção do fluxo de sal também é possível por meio da determinação da direção longitudinal dos diápiros, sendo que no limite com a Subárea Oeste, os diápiros apresentam a mesma direção que na região norte da Subárea Oeste, porém em porção mais distal. À medida que se avança para norte, os diápiros defletem para a direção N10-20E, resultando numa estrutura semicircular que mostra um sentido de fluxo para N-S, na porção sul, N140, na porção central, e N110, na porção norte. Ao contrário da Subárea Oeste, as estimativas de sentido de fluxo do sal na Subárea Leste apontam para um modelo de escorregamento divergente.

Considerando que a distensão regional tenha afetado toda a área com a mesma intensidade, pode-se concluir que o principal fator no controle do escorregamento do sal foi a geometria original da base do sal. Assim, para o modelo de escorregamento convergente atribui-se uma geometria côncava e para o modelo de escorregamento divergente atribui-se uma geometria convexa.

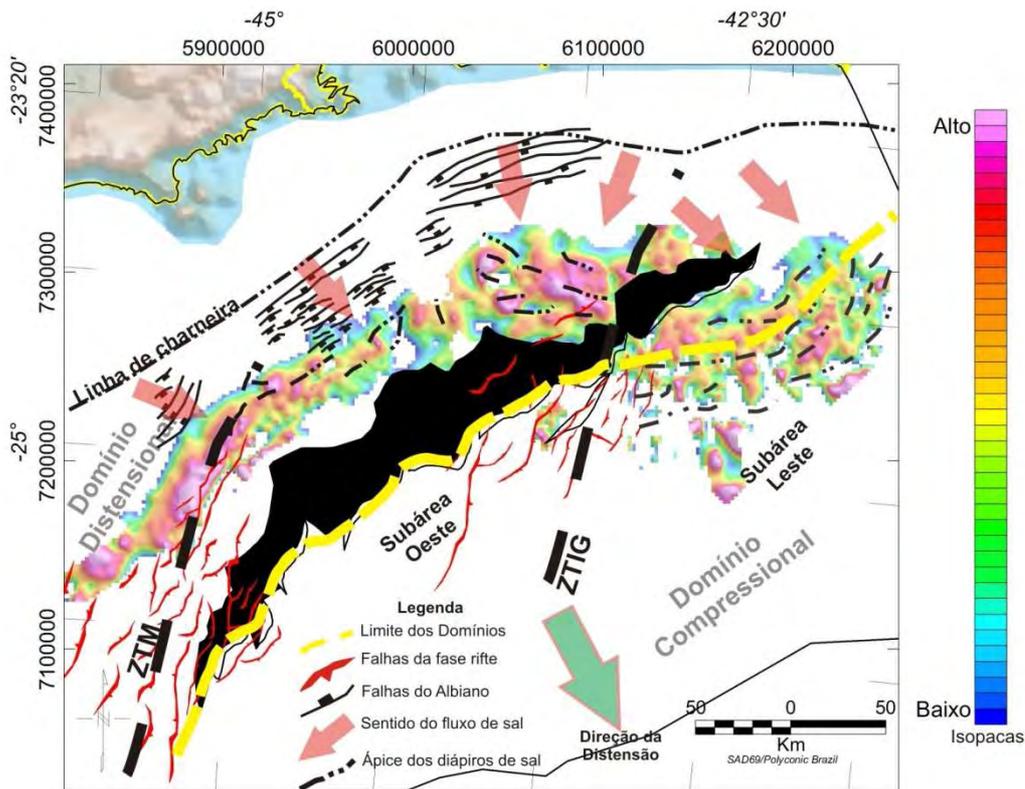


Figura 81: Mapa das principais feições estruturais que afetam a sequência albonomaniana na área estudada. Traços azuis são os ápices de muralhas e diápiros de sal e o polígono preto corresponde à área do *Albian gap* atualmente.

Durante o Cenomaniano-Turoniano, o desenvolvimento das falhas permaneceu atuante em algumas porções da área estudada, no domínio distensional. Contudo, a elevação do nível do mar deslocou o foco deposicional para as porções mais proximais da bacia, deixando a porção distal do domínio distensional sob condições de baixa taxa de sedimentação. Esta condição proporcionou o desenvolvimento de colapsos de diápiros de sal gerados durante o Albiano na região limítrofe entre as subáreas Sul e Norte.

No intervalo Cenomaniano-Coniaciano houve importantes modificações no contexto geológico da bacia, devido aos eventos epirogenéticos que deram início ao soerguimento da atual Serra do Mar e à uma grande elevação no nível do mar que é reconhecida globalmente como evento anóxico OEA-2. O soerguimento da Serra do Mar foi fonte de grande suprimento sedimentar durante o Senoniano, já a subida relativa do nível do mar resultou em maior espaço de acomodação, o que permitiu a deposição de espessos pacotes sedimentares na bacia.

Dada a variada espessura de evaporitos na área estudada, a distensão na porção proximal foi compensada diferentemente no compartimento distensionado distal e no domínio compressional. Enquanto na Subárea Oeste havia o desenvolvimento de crescimento de diápiros de sal (grande espessura de sal), na Subárea Leste continuava a distensão e o escorregamento da sequência evaporítica por meio de superfícies de descolamento (falhas lítricas sintéticas). Durante o Cenomaniano-Coniaciano, na Subárea Leste, somente é notado o desenvolvimento da maior falha lítrica sintética, enquanto as outras menores estão concentradas na sequência albiana.

Em suma, do Albiano ao Coniaciano a Bacia de Santos, na área estudada, foi afetada pela halocinese, causada principalmente pela distensão regional que resultou no espalhamento gravitacional da cobertura sedimentar, graças ao desenvolvimento de diápiros reativos e falhas lítricas, com predomínio do cisalhamento sintético, resultando em diápiros simétricos na porção distal do domínio distensionado e dobras de alta frequência e pequena amplitude e grandes inflações do sal na forma de homoclinal no domínio compressional.

5.2 Segunda Fase de Atividade Halocinética - Coniaciano-Neo-Maastrichtiano

Entre o Coniaciano e o Santoniano ocorreram depósitos sedimentares episódicos (turbiditos) nas proximidades da quebra da plataforma atual, evidenciando instabilidades que estavam ocorrendo em decorrência da elevação da Serra do Mar. Estes turbiditos são importantes reservatórios na região sul da área estudada, onde estão localizados os campos petrolíferos de Merluza e Lagosta.

A elevação da Serra do Mar forneceu grande suprimento de sedimentos à região centro-norte da Bacia de Santos, por meio de uma rede de drenagens focalizada e eficiente que resultou no avanço do prisma costeiro por mais de 200 km em relação à linha de costa atual. O avanço do prisma costeiro propiciou sobrecarga sedimentar em regiões que até então experimentavam deposição de sedimentos finos, típicos de águas profundas, modificando completamente o cenário halocinético da região.

O depocentro Santoniano está localizado a sudoeste da Zona de Transferência de Merluza, ocasionando grande sobrecarga sedimentar no bloco baixo das falhas da base

do sal. A partir do Campaniano, grande aporte de sedimentos adentrou à bacia na porção sul da área estudada (mais de 3500 m de espessura – ver Capítulo 4 - Restauração da Seção da Subárea Oeste), com uma taxa de sedimentação da ordem de 130 m/Ma, um acréscimo de 30% em relação à taxa de sedimentação do intervalo Turoniano-Cenomaniano.

A sequência campaniana apresenta adelgaçamento para norte, onde a sequência maastrichtiana apresenta maiores espessuras. Em contrapartida, a sequência maastrichtiana apresenta adelgaçamento para sul, recobrando as maiores espessuras da sequência campaniana. Evidências em seções sísmicas e de poços (ANP 2003; Assine *et al.* 2008) mostram que a migração de depocentros ocorreu de sudoeste para nordeste, com a deposição de espessa sequência sedimentar campaniana a sul e delgada seção a norte, sobre um espesso pacote de evaporitos. Sobre esse pacote, instalou-se o depocentro do Maastrichtiano, responsável por remover toda a sequência evaporítica para as porções mais distais. Sobre a sequência campaniana foi depositada uma delgada camada de sedimentos maastrichtianos.

A migração do depocentro durante o Senoniano também ocorreu na direção do aporte sedimentar, por meio do avanço da progradação sobre o eixo do homoclinal que constitui a ZFCF. Na porção nordeste da Subárea Oeste, observa-se que o depocentro maastrichtiano está deslocado para leste em relação ao depocentro campaniano, indicando que além da migração para nordeste, há também um avanço da progradação para leste durante o Maastrichtiano.

A deposição da sequência campaniana, na Subárea Oeste, favoreceu o deslocamento do sal por meio de grande sobrecarga sedimentar. Dentro da própria sequência houve migrações de depocentros que podem ter causado deslocamentos diferenciais em virtude das diferentes velocidades do sal, conforme as tensões aplicadas. Este processo explica as descontinuidades e irregularidades no limite leste da sequência albiana e no traçado dos diápiros que constituem a ZFCF, onde localmente pode haver falhas de transferências que facilmente são acomodadas pela sequência evaporítica na forma de mudanças na geometria dos diápiros e das muralhas de sal.

A configuração geométrica do bloco baixo da ZFCF (*Albian gap*), na área estudada, assemelha-se a uma forma sigmoidal (Figura 82), a qual é controlada pelo

aporte sedimentar diferencial e pela espessa camada de sal que se deslocou de sul para norte.

O ponto inicial da grande estrutura da ZFCF ocorreu na porção sul, a partir da deposição da sequência Santoniana, causando sobrecarga diferencial sobre os evaporitos assentados sobre uma superfície recortada por falhas oblíquas à direção do aporte sedimentar. No bloco baixo das falhas havia maior espessura de sal, ocasionando menor resistência ao fluxo ($S=V/t\mu$) e aumentando a velocidade de escoamento na região do bloco baixo, o que resultou em deslocamento ao longo da direção das falhas. Este processo resultou na geração de diápiros *en-écheleon* (critério de Riedel), os quais se propagaram para nordeste da área à medida que a progradação avançava bacia adentro. As possíveis direções dos diápiros gerados nesta fase são mostradas na figura 82.

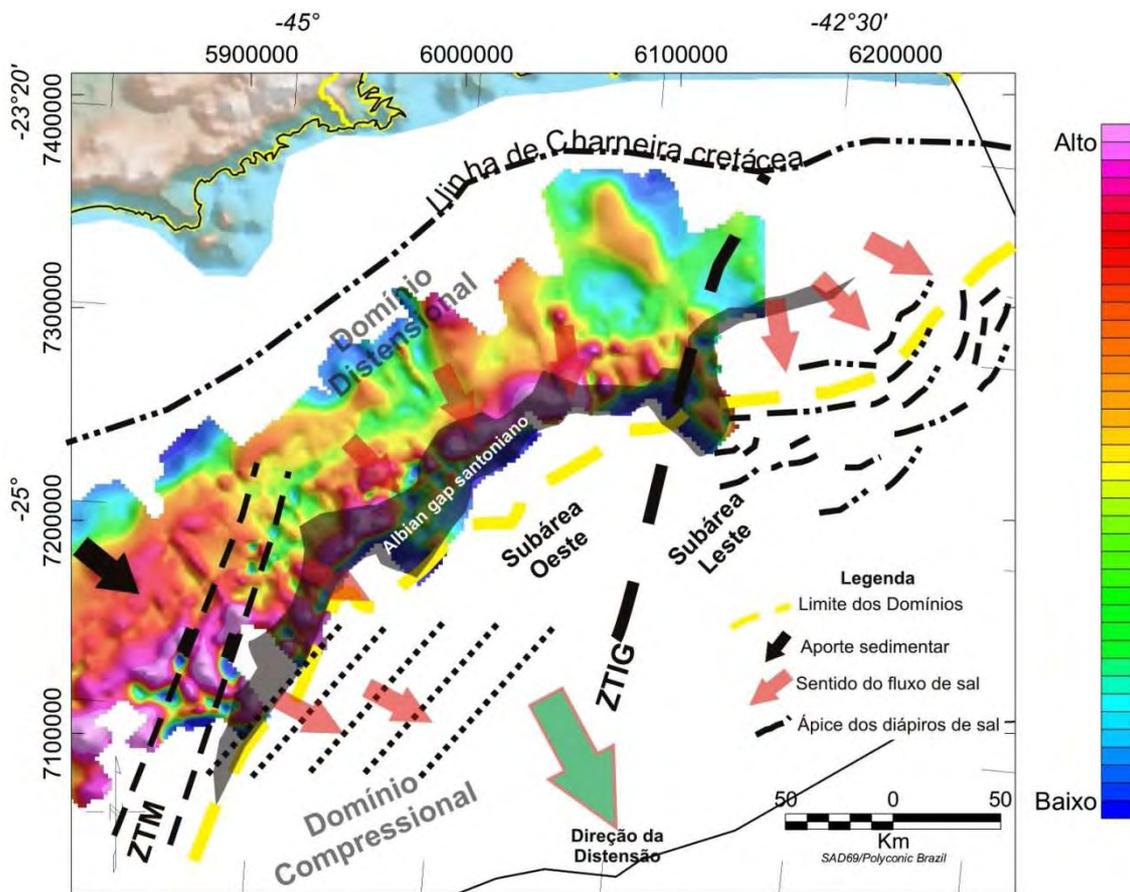


Figura 82: Mapa de isópacas do intervalo Cenomaniano-Santoniano mostrando as principais feições estruturais. As linhas pontilhadas indicam as possíveis direções de diápiros geradas durante o aporte sedimentar santoniano, a partir do deslocamento diferencial do sal na zona de transferência de Merluza (ZTM).

O processo de progradação das cunhas clásticas do Campaniano continuou até que o afluxo sedimentar migrasse para nordeste, já durante o Maastrichtiano, quando teve início outra etapa da remoção do sal, criando uma nova frente de propagação de esforços que culminou na geração da grande estrutura semicircular sul, na porção central da Subárea Oeste (Figura 83). Observa-se na figura 83 que a deposição sedimentar do Campaniano-Maastrichtiano avança para leste em relação à deposição santoniana, resultando no maior deslocamento da ZFCB para leste, associando a deformação dos diápiros escalonados gerados durante o Santoniano. Este processo foi testado em modelos em escala de laboratório (Capítulo 4) que demonstraram que a interferência de duas frentes de ondas resulta em figura de interferência de alta complexidade geométrica.

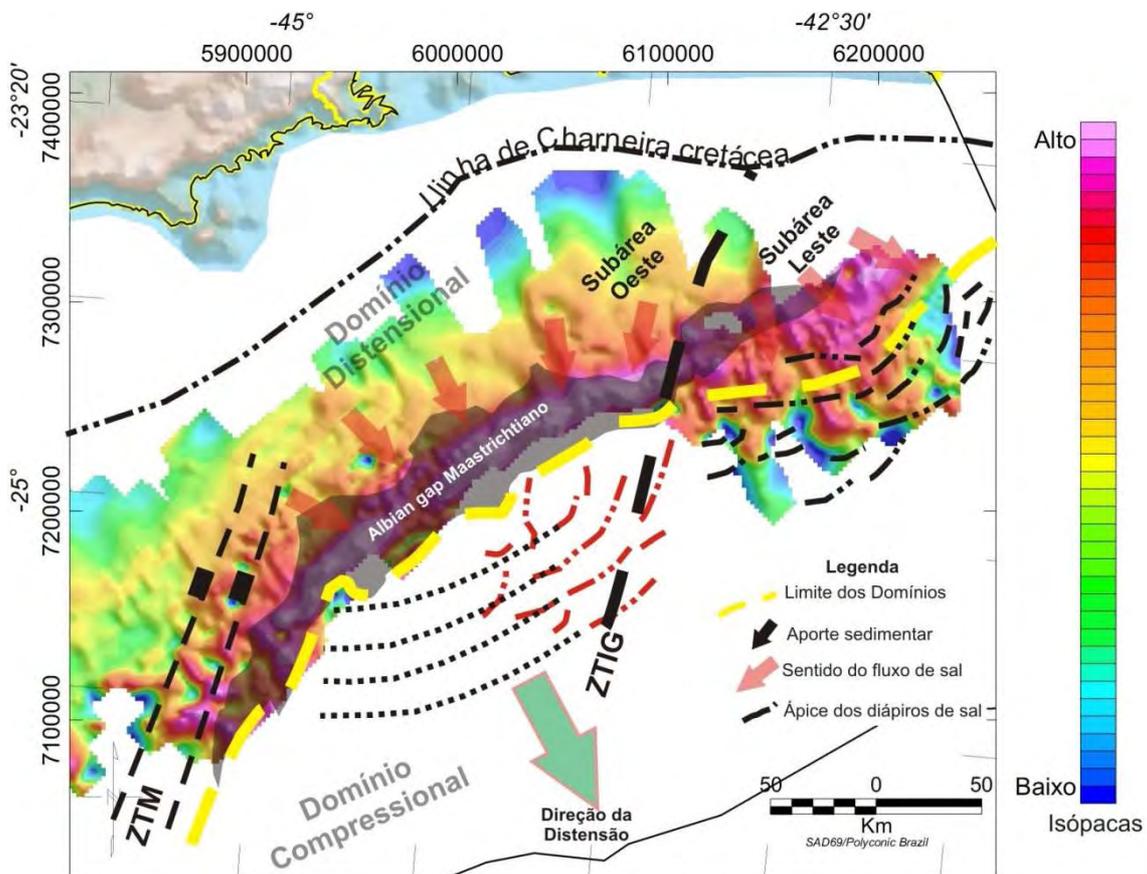


Figura 83: Mapa de isópacas do intervalo Campaniano-Maastrichtiano com as principais feições estruturais. As linhas pontilhadas indicam as possíveis direções de diápiros geradas durante o aporte sedimentar santoniano, a partir do deslocamento diferencial do sal na zona de transferência de Merluza (setas em preto). O traço com dois pontos indica o ápice dos diápiros do Campaniano-Maastrichtiano interpretados nas seções sísmicas.

No extremo norte da Subárea Oeste, nas adjacências com o limite do depocentro evaporítico (Zona de Transferência de Ilha Grande), as condições de deslizamento do sal foram prejudicadas pelo decréscimo da espessura de sal; além disso, durante o Senoniano a área era dominada por baixas taxas de sedimentação e altas taxas de distensão que persistiam desde o final do Turoniano e início do Coniaciano. Estas condições favoreceram a geração de diápiros, bem como seu alargamento e colapso durante o Senoniano, resultando em estruturas tipo pseudo “cascos de tartaruga” (modelos de Vendeville & Jackson 1992 a e b; Mauduit *et al.* 1997).

Portanto, pode-se considerar que a grande estrutura da ZFCF esmaece nas proximidades na ZTIG devido à redução da taxa de sedimentação e à diminuta espessura de sal, sendo esta última fortemente controlada pelas falhas da fase rifte.

Observando a evolução da Subárea Oeste de norte para sul, pode-se notar a segmentação de um diápiro (*salt horns*) por colapso, nas imediações da ZTIG, e à medida que se avança para sul, a distância entre os diápiros recém formados aumenta, indicando que a espessura do sal e a taxa de sedimentação são maiores. É importante ressaltar que os diápiros posicionados a oeste permaneceram estáticos ou pouco se movimentaram, enquanto os diápiros a leste migraram para leste na região de maior espessura de sal, até desaparecerem, onde a remoção do sal pela progradação foi muito eficiente.

Em contrapartida, na porção central da Subárea Oeste, as restaurações de seções (vide Capítulo 4) mostram que o colapso de sal não é tão evidente como na porção norte, porém pode estar presente. Todavia, na porção sul o mecanismo dominante é o avanço da progradação sobre a espessa camada evaporítica (Figura 84), semelhante aos modelos de progradação sedimentar elaborados por Ge *et al.* (1997).

A partir da diferenciação dos mecanismos principais atuantes na área, observou-se que, além da migração de depocentros sedimentares para nordeste, também existe a migração do estilo deformacional, passando de deslizamento gravitacional do sal induzido por progradação sedimentar (sobrecarga diferencial) para deslizamento causado por distensão regional, no extremo norte da Subárea Oeste (Figura 85). Assim, pode-se concluir que a geometria sigmoidal da lacuna do Albiano (*Albian gap*) é em função do maior aporte de sedimentos na porção central da área estudada, aliada à espessa camada de sal, ocasionando maior deslocamento do sal em virtude da menor

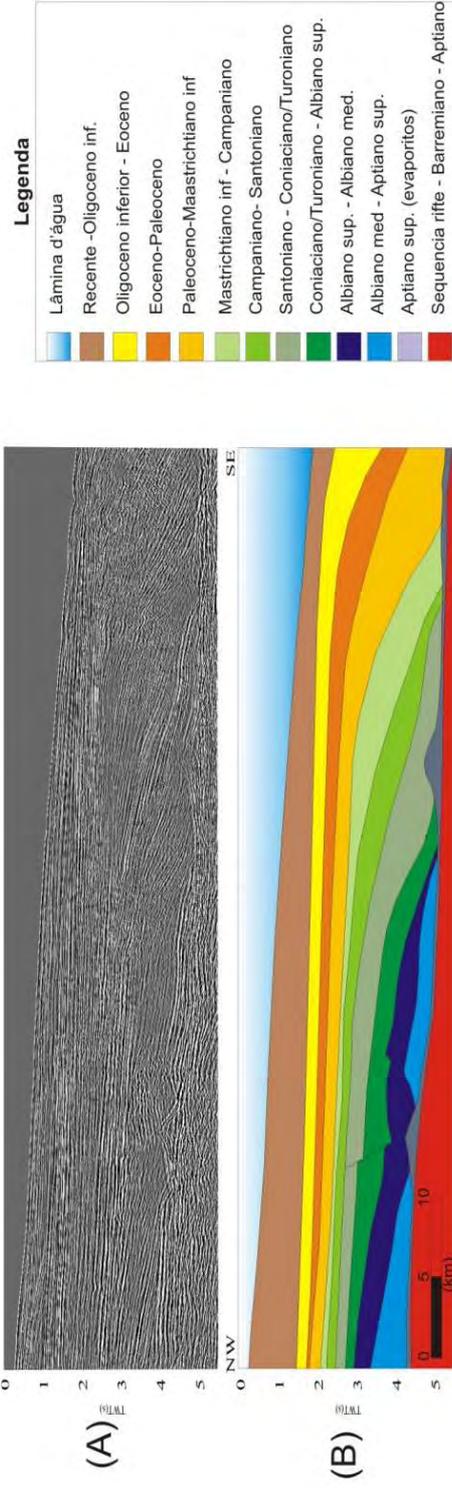
resistência ao fluxo. Por outro lado, no extremo norte da Subárea Oeste, o menor aporte sedimentar e, principalmente, a menor espessura do sal retardou o fluxo descendente em relação à porção sul, devido à maior resistência do sal em fluir, resultando em menor deslocamento da cobertura sedimentar.

Na figura 86 pode-se observar na porção central da Subárea Oeste, que a distância entre os limites das sequências albiana e santoniana é maior do que nas extremidades da subárea (cerca de 30 km de diferença). Esta distância é reduzida na Subárea Leste, onde a sequência albiana apresenta cerca de 15 km de deslocamento em relação ao limite da sequência maastrichtiana. Portanto, pode-se concluir que o deslocamento na porção central da Subárea Oeste, durante o Senoniano, foi cerca de 70% maior do que na Subárea Leste. Esta discrepância está intimamente relacionada ao grande aporte sedimentar e à espessa camada de sal nesta região.

O estilo estrutural no Albiano foi caracterizado por falhas lítricas com cisalhamento sintético ao longo de toda área de estudo. No Senoniano, sobretudo na Subárea Oeste, houve uma inversão no sentido de cisalhamento, passando a predominar o cisalhamento antitético na face oeste da maior inflação de sal. À medida que a sedimentação avançava, uma imensa muralha de sal se formava, favorecendo a geração de depocentros sobre o eixo do homoclinal. O processo foi praticamente contínuo até exaurir o suprimento sedimentar e/ou pela inversão da inclinação da base do sal em direção ao continente, em virtude da sobrecarga sedimentar senoniana sobre o *Albian gap*. A inversão da inclinação pode ter agido na criação de esforços contrários ao escorregamento regional do sal, equalizando as tensões entre a sobrecarga sedimentar e aquelas geradas pelo peso do sal na direção contrária ao aporte sedimentar.

A instalação do cisalhamento antitético na área durante o início do Senoniano resultou na coexistência de dois sistemas de cisalhamento atuando na expulsão do sal, pois na Subárea Leste, apesar da visível propagação da ZFCF, o cisalhamento sintético foi predominante até o final do Cretáceo. A coexistência dos dois sistemas de cisalhamento resultou numa zona de acomodação de distensão, materializada por um grande *rollover* de direção N15-20E, no limite das duas subáreas (Figura 87).

Corréa, F.S. 2009. *Evolução Halocinética da Região Centro-Norte da Bacia de Santos, Brasil.*



Evolução da estrutural - sedimentar

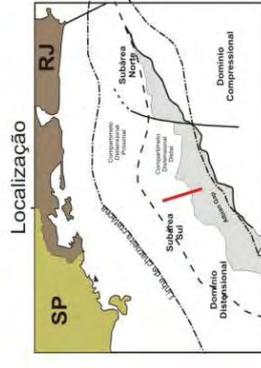
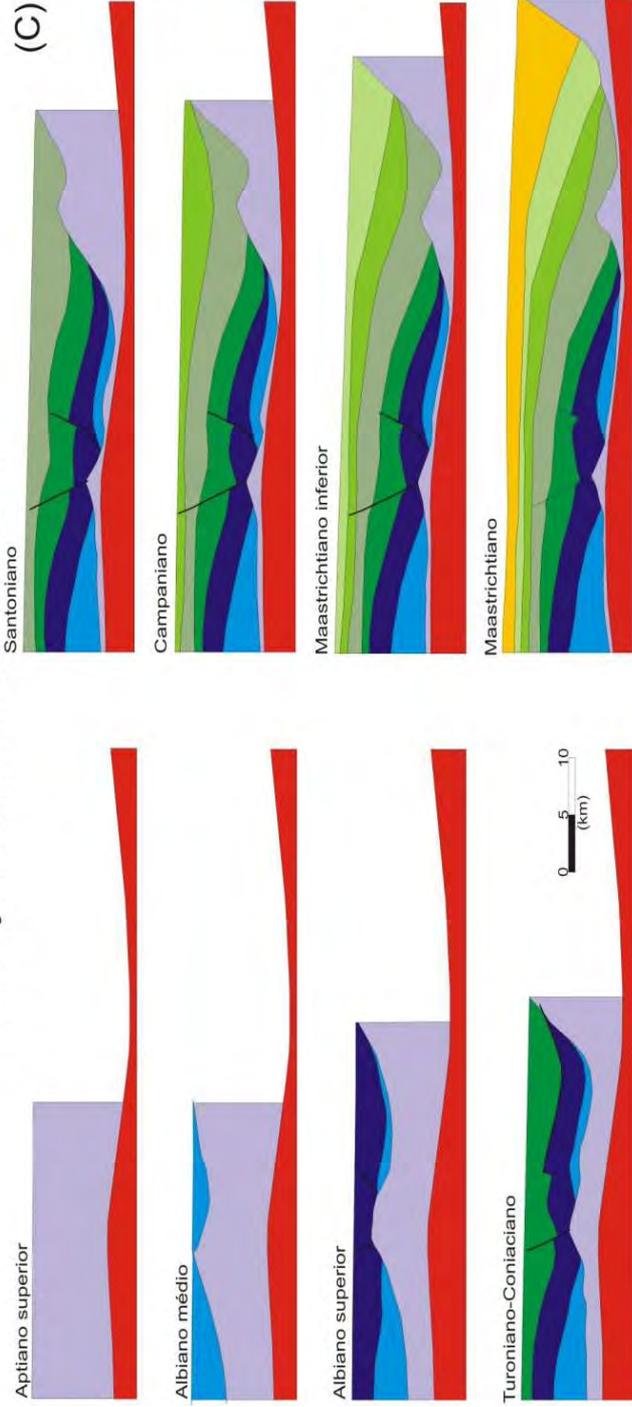


Figura 84: Modelo de evolução halocinética para a porção centro-sul da Subárea Oeste. (A) seção sísmica migrada em tempo. (B) interpretação geológica da seção sísmica. (C) etapas de restauração geométrica da seção geológica interpretada B.

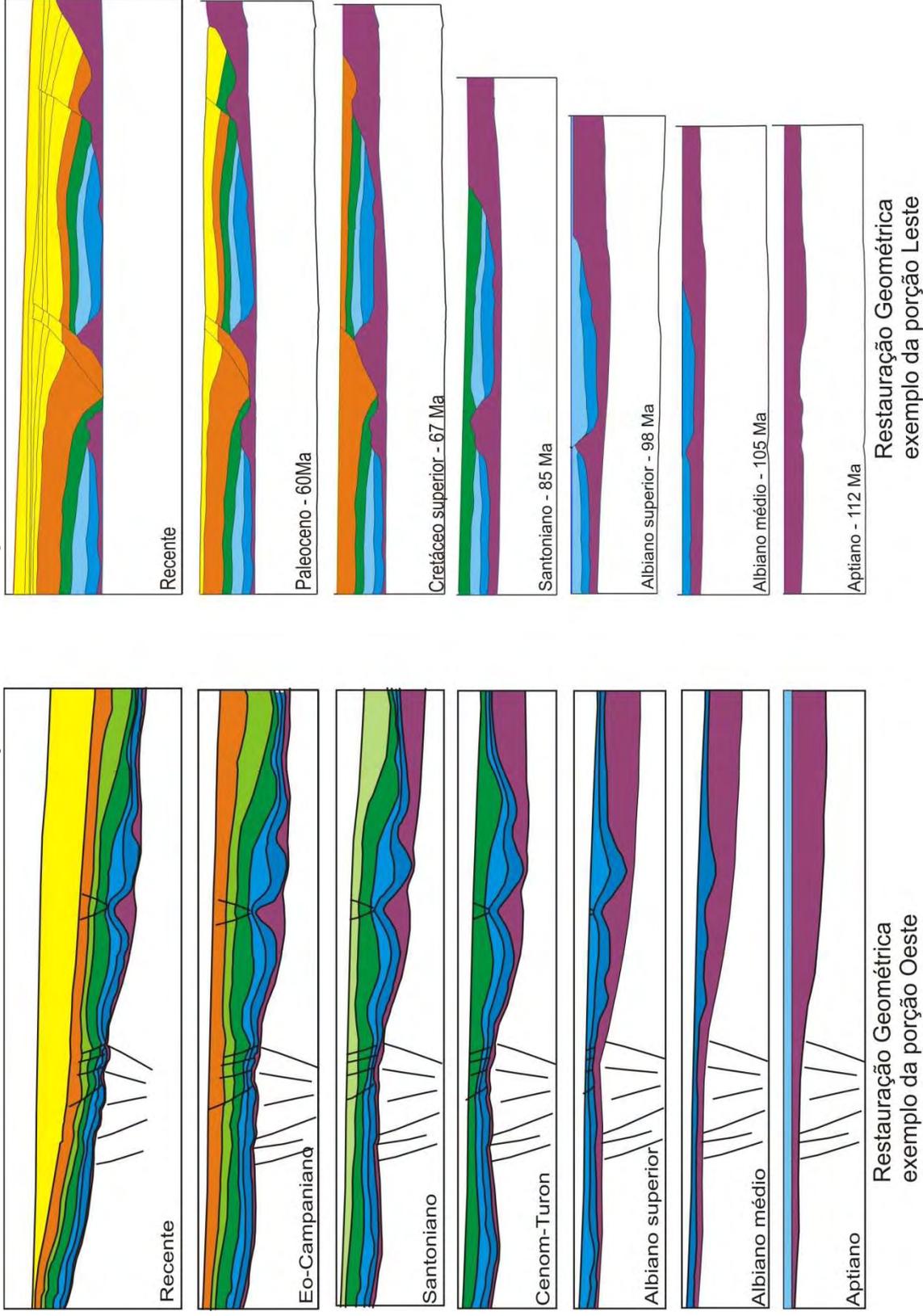


Figura 85: Restaurações geométricas de seções geológicas na Subárea Oeste da área estudada. Na porção sul, a expulsão do sal ocorre por sobrecarga sedimentar derivada da progradação senoniana. Já na porção norte, a halocinese é controlada pela distensão regional, favorecendo a geração de estruturas como pseudo “cascos de tartaruga” e diápiros na forma de chifres.

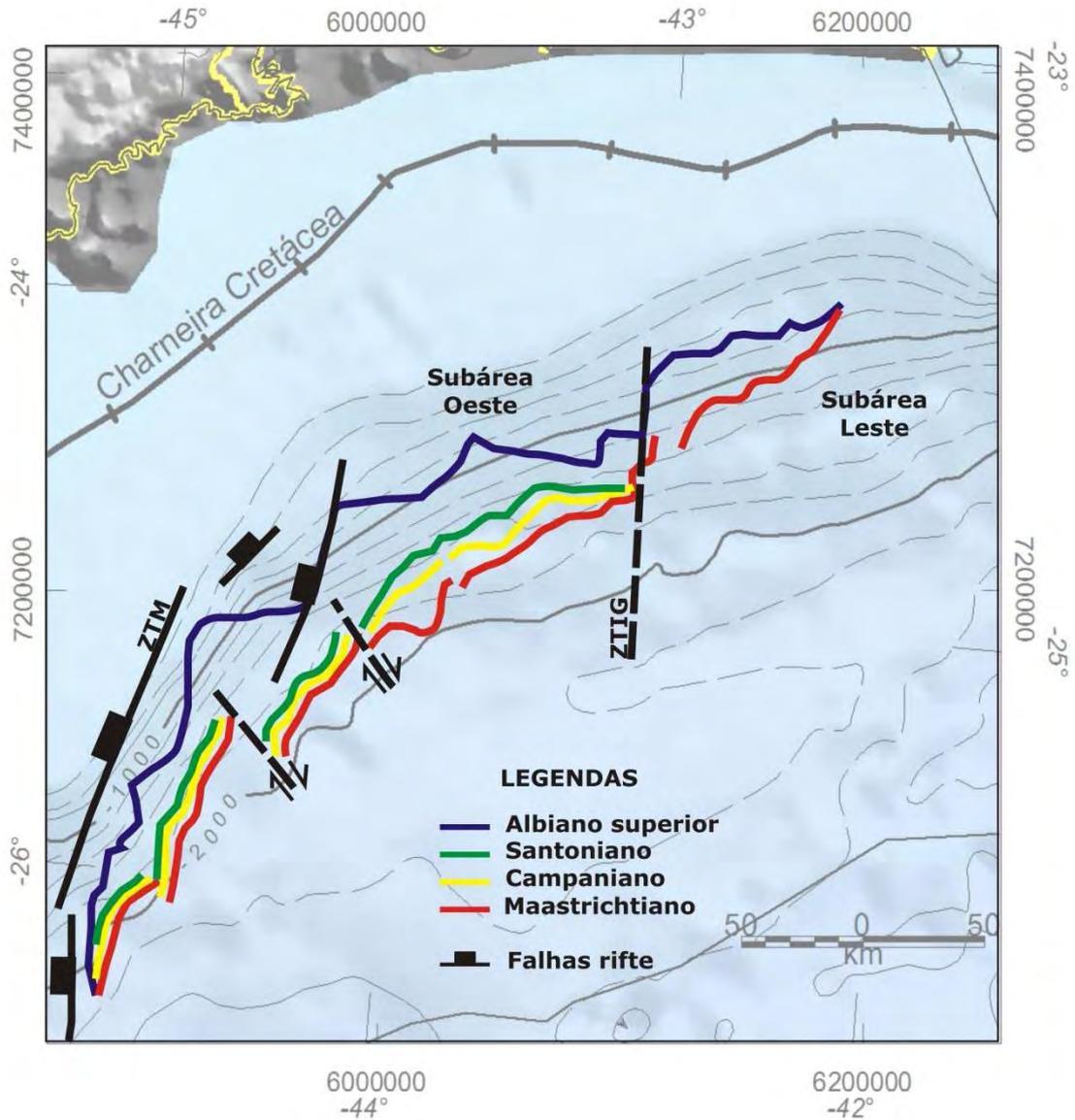


Figura 86: Mapa de batimetria atual da área estudada, com as principais feições estruturais e as terminações progradantes (*downlaps*) das seqüências senonianas. Notar o maior deslocamento da frente de progradação de sul para norte.

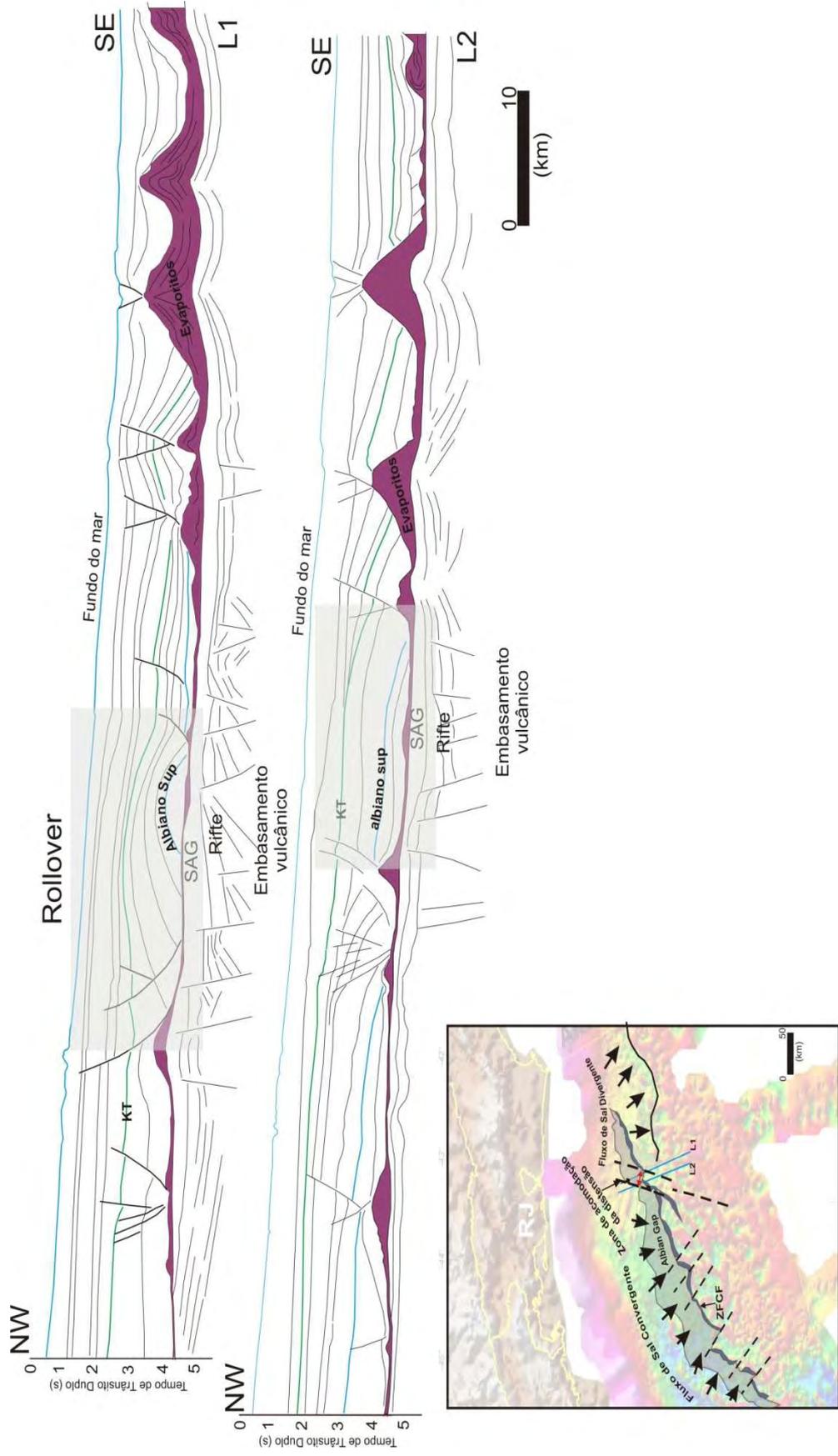


Figura 87: Seções geológicas interpretadas a partir de seções sísmicas migradas em tempo. A seção L1 mostra a Zona de Falha de Cabo Frio nas proximidades com a zona de acomodação da distensão. A seção L2 mostra o *rollover*. Os polígonos em cinza mostra a propagação do bloco baixo do *rollover* na seção L1.

O resultado da atividade halocinética na Subárea Oeste, durante o período Senoniano, foi a construção da grande estrutura da lacuna do Albiano (*Albian gap*) que empurrou, literalmente, toda a sequência evaporítica para as porções distais da bacia, em decorrência da grande sobrecarga sedimentar. Quase toda a sedimentação foi acomodada na lacuna do Albiano, porém as pequenas quantidades que ultrapassam a ZFCF se depositaram nas mini-bacias que foram geradas pelo processo de crescimento para baixo (*downbuilding*), por meio do aprofundamento das sinéclises por sobrecarga sedimentar. É importante notar que o topo dos evaporitos sobre as muralhas sempre permaneceu próximo à superfície deposicional e, por isso, estão alinhados, atualmente, a uma mesma profundidade.

Na Subárea Leste, a deformação halocinética causada pelos depósitos senonianos consiste na amplificação das estruturas geradas durante o Albiano-Coniaciano, como os diápiros ativos que dobram a sequência albiana no domínio compressional. A ZFCF é propagada para esta região no Senoniano, causando pequenos rejeitos em falhas com cisalhamento antitético. A pequena espessura do sal não permitiu grandes deslocamentos horizontais da cobertura sedimentar, favorecendo a geração de pseudo “cascos de tartaruga”, indicando intensa distensão sobre condições de baixa sedimentação e delgada espessura de sal (Figura 88).

As estruturas geradas pelo grande aporte sedimentar durante o Senoniano são consideradas aqui como a 2ª fase de atividade halocinética na área estudada.

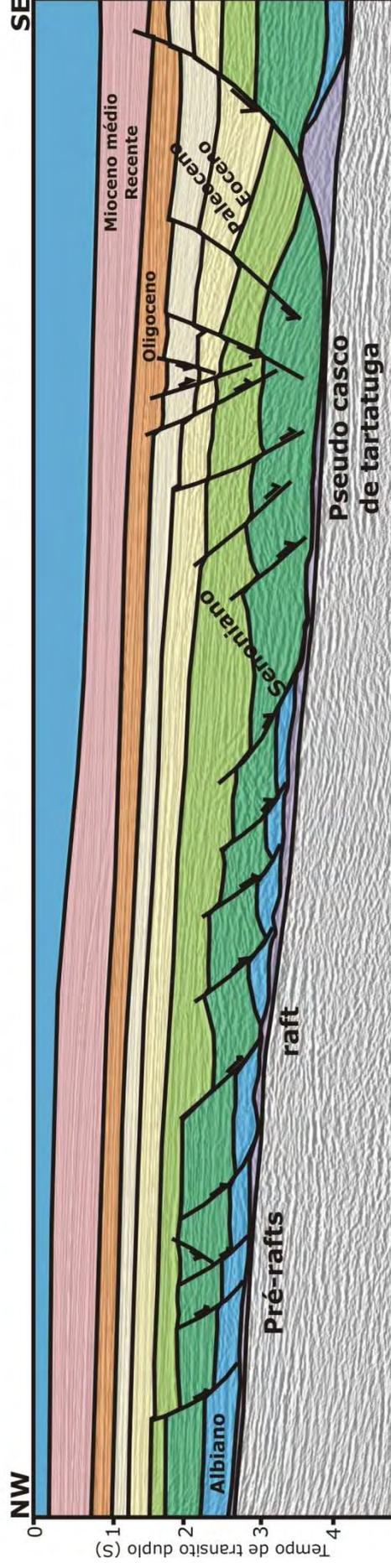
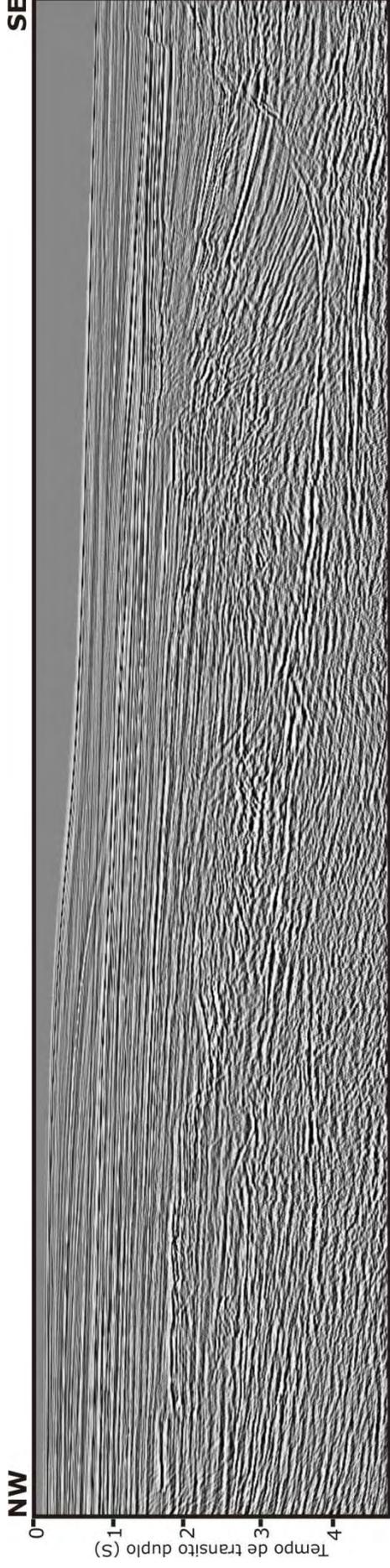


Figura 88: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretação geológica (abaixo), mostrando a propagação da ZFCF para a Subárea Leste. Notar a intensa atividade de falhas lístricas sintéticas durante o Albiano-Coniaciano na região proximal e, a partir do Senoniano, a propagação da ZFCF que resultou na geração de estruturas pseudo “cascos de tartaruga” (*mock turtle*).

5.3 Terceira Fase de Atividade Halocinética - Neo-Maastrichtiano - Eo-Oligoceno

No Paleoceno, importante queda do nível do mar resultou na exposição dos sedimentos cretáceos que foram erodidos e transportados para as porções mais distais da bacia. Na área estudada, observa-se que estes sedimentos foram acomodados, em sua maioria, no bloco baixo da ZFCF, o que não permitiu muita sedimentação além da grande barreira orográfica. Somente a sedimentação de finos foi depositada a leste da ZFCF, resultando numa seção condensada dentro das mini-bacias geradas durante o grande evento sedimentar-halocinético do Senoniano.

No Eoceno, ocorreram eventos epirogenéticos com presença de vulcanismo, resultando na reativação das áreas-fontes que forneceram grande quantidade de sedimentos para a Subárea Leste e para o extremo sul da Subárea Oeste, onde se depositaram espessas sequências sedimentares características de trato de mar baixo. Na Subárea Leste são observados diversos conjuntos de clinofomas progradantes durante o Eoceno Inferior a Médio, com tendência de espessamento para norte, em direção à Bacia de Campos, onde o Terciário apresenta suas maiores espessuras.

Na Subárea Leste, a deposição entre o Paleoceno-Oligoceno Inferior no domínio distensional ocorreu sem influência de atividades halocinéticas, que praticamente cessaram no Maastrichtiano. Assim, a sedimentação se processou sob controle de variações eustáticas do nível do mar e de afluxo sedimentar. Já no domínio compressional, a entrada de sedimentos resultou na amplificação das estruturas geradas durante as fases anteriores, pois nesta região a própria espessura original do sal já era maior, tendo sido acrescida pela contínua expulsão do sal das áreas proximais.

Na porção central da Subárea Oeste, a deposição do Eoceno, a exemplo do Paleoceno, foi totalmente concentrada no bloco baixo da ZFCF, o que persistiu até o Oligoceno. Porém, na porção sul da mesma subárea, a ZFCF não apresentou o expressivo desenvolvimento observado na porção centro-norte, o que permitiu não só a deposição de sequências eocênicas no bloco baixo da ZFCF, mas também que o aporte sedimentar ultrapassasse a falha, depositando sedimentos sobre os diápiros e muralhas de sal gerados durante o Senoniano. Este episódio sedimentar resultou numa nova fase de atividade halocinética, considerada aqui como a terceira fase (Figura 89).

A sedimentação eocênica se concentrou no flanco oeste do diápiro de sal que delimita uma mini-bacia desenvolvida durante o Senoniano (ver Capítulo 4). A sobrecarga sedimentar adicional ocasionou a remobilização do sal para as porções mais distais e/ou lateralmente, resultando no abatimento das terminações estratais que estavam em contato com a parede do diápiro em direção a base do sal, culminando na inversão estrutural da mini-bacia para um anticlinal e gerando uma nova mini-bacia terciária, a leste da já invertida mini-bacia senoniana (Figura 89).

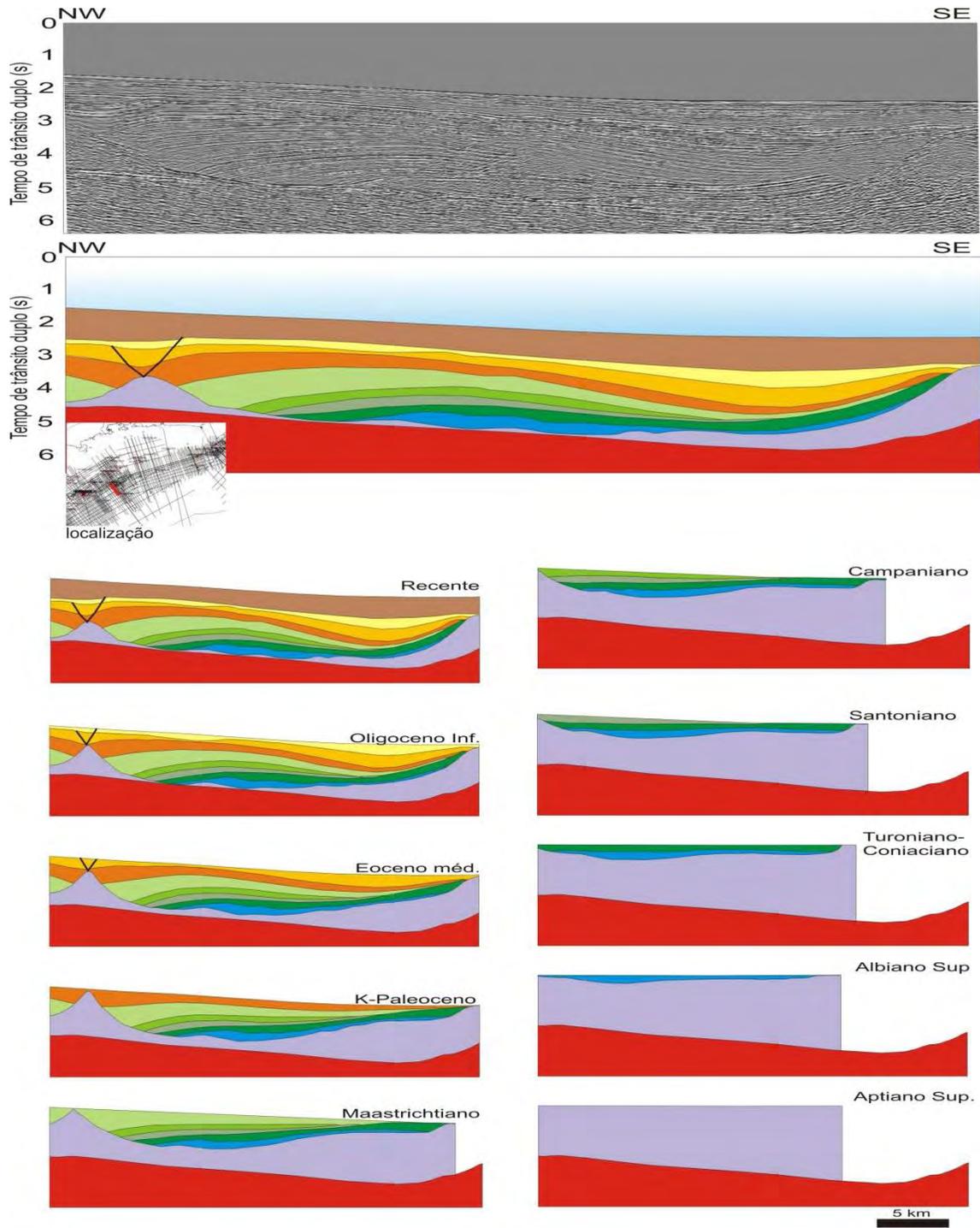


Figura 89: Interpretação geológica de seção sísmica para demonstrar a configuração geométrica e a evolução halocinética/sedimentar das mini-bacias do domínio compressional proximal da área estudada. (A) seção sísmica migrada em tempo. (B) interpretação geológica da seção sísmica. (C) restauração geométrica da seção (B)

Devido à terceira fase de atividade halocinética, a continuidade do traçado do ápice dos diápiros que constituem a estrutura semicircular sul foi deturpada, apresentando em escala regional um padrão caótico devido à superposição de eventos deformacionais (Figura 90).

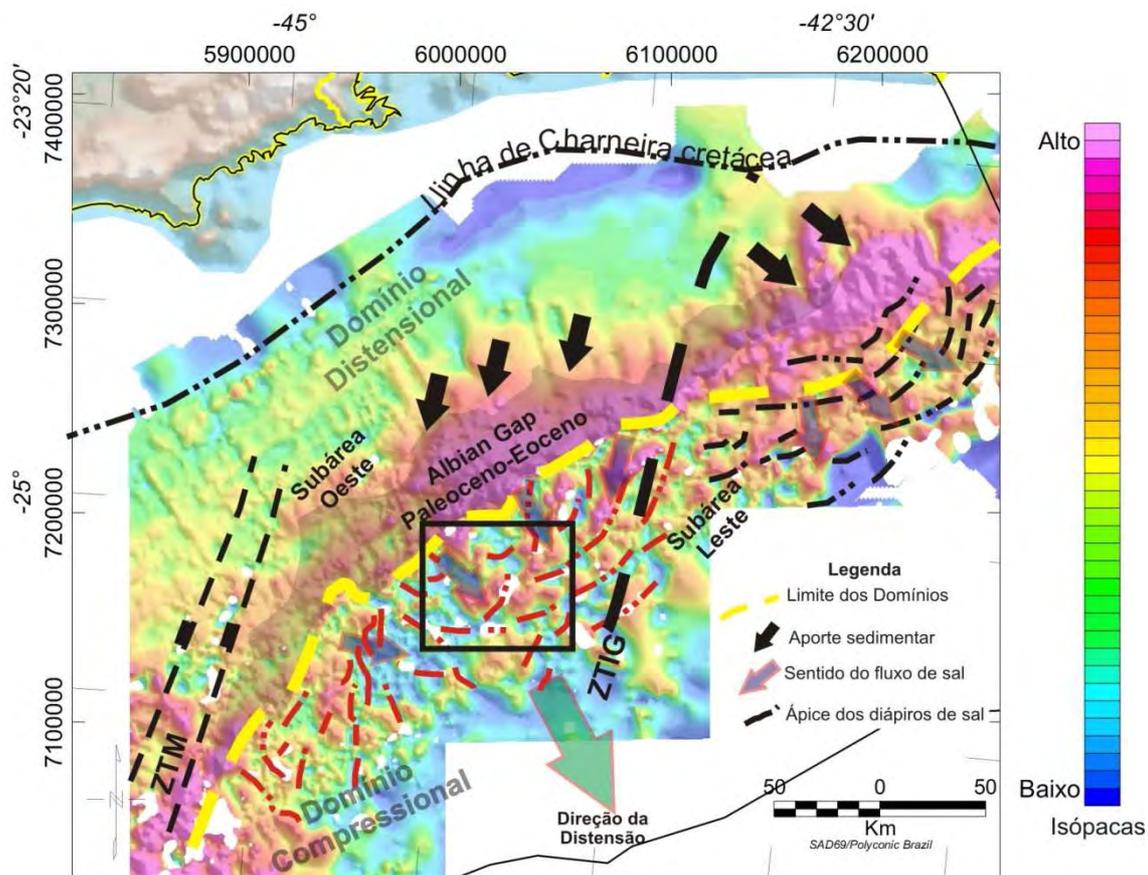


Figura 90: Mapa de isópacas do intervalo Maastrichtiano-Eoceno, com as principais feições estruturais. O quadrado preto delimita a área de reativação da halocinese durante a deposição sedimentar do Terciário Inferior.

5.4 Eo-Oligoceno – Recente

A superfície do Oligoceno inferior, mapeada nas seções sísmicas, constitui uma superfície de máxima inundação, que recobriu quase toda a bacia, alcançando parte do domínio distensional na região proximal da bacia. Foi durante esta época que o último evento halocinético (3°) da Bacia de Santos foi interrompido, entre os domínios distensional e compressional.

Evidências do cessamento da halocinese são observadas nas seções sísmicas, onde a superfície do Oligoceno Inferior é muito pouco afetada pelos diápiros e muralhas

e a resposta sísmica dos depósitos do Oligoceno Superior ao Recente demonstra um padrão plano-paralelo, sem grandes variações de espessura.

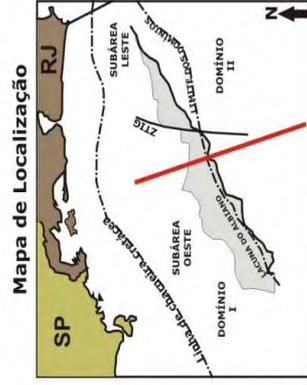
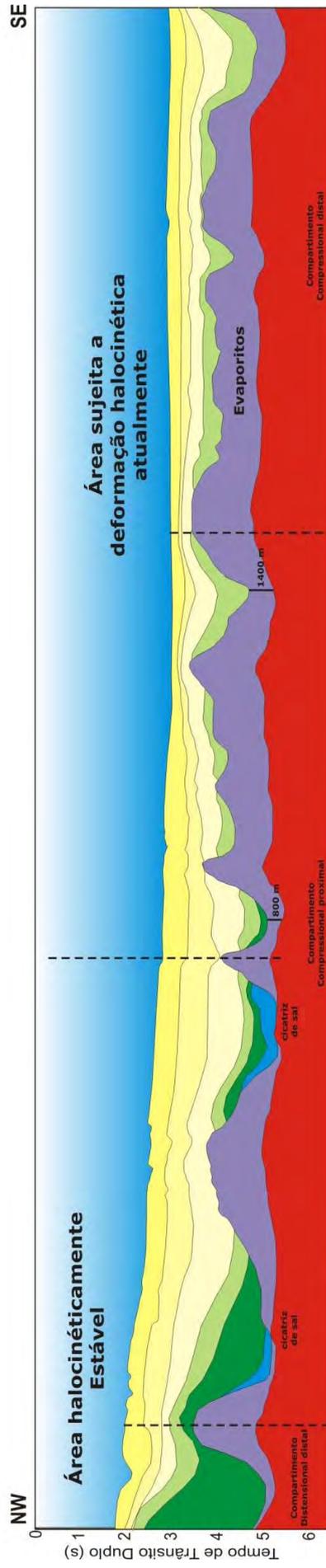
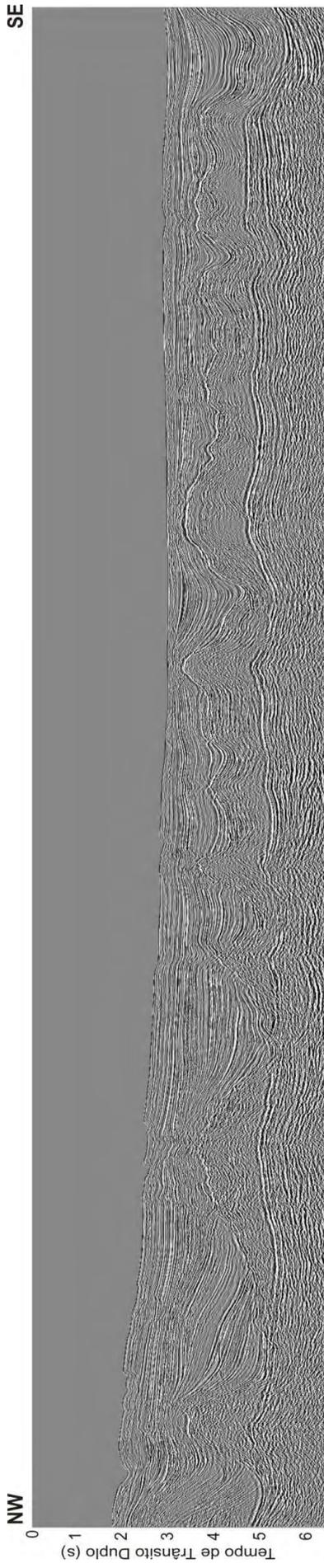
Incipientes deformações associadas aos diápiros de muralhas de sal podem ser observadas onde há propagação de falhas de ápice de diápiros para as sequências mais jovens e até mesmo para o fundo do mar. Contudo, essas deformações podem ser consideradas reajustes na acomodação do sal, resultando em pequenos movimentos ao longo de planos de falhas.

Nas porções mais distais da bacia, no compartimento compressional, observam-se grandes diápiros de sal que soergueram a superfície do Mioceno Médio e, em algumas porções da bacia, atingem até mesmo o fundo do mar, indicando movimentos ascendentes do sal mais recentes. Outra importante constatação advém do fato de que sob as mini-bacias do domínio compressional ainda existe grande quantidade de sal (800 – 1500 m de espessura), com potencial para se descolar e gerar movimentos que deformem as camadas superiores e até mesmo o fundo do mar (Figura 91).

A partir das observações em seções sísmicas, identificou-se a existência da migração da deformação halocinética na bacia ao longo do tempo e do espaço: a primeira etapa de deformação ocorreu na porção proximal do domínio distensional (Albiano), posteriormente na porção distal do domínio distensional (Santonainao-Campaniano), na porção proximal do domínio compressional (Campaniano-Maastrichtiano/Paleoceno-Eoceno) e, por último, na porção distal do compartimento compressional (Eoceno-Oligoceno Inferior), onde até hoje há pequenos movimentos (Figura 91).

O principal controle no avanço da deformação halocinética em direção às águas profundas pode ser atribuído à sobrecarga deposicional, pois à medida que a progradação sedimentar avança sobre os grandes corpos evaporíticos, novos eventos halocinéticos ocorrem, modificando as feições geradas anteriormente ou mesmo amplificando os efeitos desencadeados em eventos halocinéticos anteriores. É por este mesmo motivo que novos eventos não estão acontecendo com grande intensidade na Bacia de Santos, pois a sedimentação atual está concentrada muito distante das grandes massas evaporíticas, depositando somente sedimentos finos que não produzem sobrecargas diferenciais suficiente para promover novas movimentações halocinéticas de grande impacto na sequência pós-sal. Assim, a deposição sedimentar do Mioceno

Médio ao Recente assenta-se sobre uma superfície com pouca interferência das atividades halocinéticas, muito bem evidenciada pelos refletores sísmicos plano-paralelos em águas ultra-profundas (Figura 91).



Legendas

- | | | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|
|  | Lâmina d'água |  | Albiano-Maastric. |
|  | Mioc. méd.-recente |  | Albiano inf. - Albiano sup. |
|  | Oligoc. Inf. - Mioc. méd. |  | Aptiano - Albiano inf. |
|  | Paleoc - Oligoc. Inf. |  | Pré-Sal - seq. rifte |
|  | Maastrichtiano - Paleoc. | | |

Figura 91: Seção sísmica migrada em tempo (acima) e interpretada (abaixo) mostrando a migração da deformação nos compartimentos distal, compressional proximal e distal.

6 CONCLUSÕES

Com base nas interpretações e mapeamento sísmico, compartimentou-se a área estudada conforme os estilos deformacionais e cinemáticos. Perpendicularmente ao mergulho da bacia, foram identificados dois estilos cinemáticos coexistindo temporalmente: cisalhamento sintético e antitético, ambos ocorrendo sobre uma superfície de deslizamento no nível da sequência evaporítica. A diferença no estilo cinemático gerou diferentes estruturas relacionadas à halocinese, permitindo a compartimentação em domínios estruturais.

Paralelamente ao mergulho regional da bacia, dois domínios estruturais foram identificados: distensional, por apresentar falhas lítricas sintéticas com predominância de rotação de blocos e diápiros de pequeno a médio porte (até 2000 m de espessura), com notável simetria, e o domínio compressional, onde ocorrem muralhas e diápiros de grande porte (3000-4000 m de espessura) com profundas mini-bacias (3500 m de espessura). O domínio compressional também foi palco de inversões estruturais por meio da sobrecarga diferencial durante o Terciário inferior, gerando estruturas do tipo casco de tartaruga, muito visadas à exploração de hidrocarbonetos.

O afluxo sedimentar na bacia se concentrou na porção proximal do Domínio Distensional durante o Albiano-Cenomaniano, quando a partir do Santoniano, grande acúmulo de sedimento ocorreu na porção distal do Domínio Distensional, continuando até o Maastrichtiano-Paleoceno, deslocando a linha de costa para mais de 200 km em relação à linha de costa atual. O grande depocentro do Senoniano ocorreu de forma segmentada na Subárea Oeste, apresentando uma migração de sudoeste para nordeste do

depocentro Campaniano-Santoniano para o Maastrichtiano. Ao mesmo tempo, na Subárea Leste, pouca sedimentação do Senoniano se acumulava, indicando que houve um eficiente arranjo da paleo-drenagem que focalizou o afluxo sedimentar nesta região.

A interação entre aporte sedimentar e halocinese resultou em deslocamentos diferenciais do sal nas subáreas, onde nota-se acréscimo de até 70% de deslocamento na Subárea Oeste em relação à Subárea Leste, considerando o limite leste das sequências albiana e maastrichtiana. Este fato remonta às evidências de um depocentro evaporítico localizado na Subárea Oeste, especialmente na porção centro-norte, propiciando o escorregamento do sal em diferentes velocidades em função da resistência ao fluxo variar com a espessura.

Na Subárea Oeste, no limite com Subárea Leste, a diferença de espessura de sal promoveu o deslocamento na direção sudeste com maior velocidade, que em contrapartida, favoreceu o fluxo de sal para nordeste na Subárea Leste, porém com menor velocidade. A divergência de fluxo no limite entre as duas subáreas resultou numa zona de acomodação distensional que foi materializada na forma de um grande *rollover* com mergulho para nordeste. Esta configuração pôde ser observada nos experimentos em caixa de areia, onde a maior espessura de silicone sobre o bloco baixo da falha da base do experimento gerou deslocamentos diferenciais em relação ao restante do experimento, resultando em divergência das direções de falhas lítricas no limite entre a maior e menor espessura de sal. Apesar da semelhante geometria não foi observado nos experimentos, o desenvolvimento de *rollovers* na provável zona de acomodação da distensão.

As direções das falhas lítricas e diápiros indicam dois padrões de escorregamento do sal coexistindo na área estudada: convergente, para a Subárea Oeste, e divergente, para a Subárea Leste. Esta configuração indica que além do fator espessura do sal causar movimentos diferenciais, o substrato do sal pode ter contribuído regionalmente para o estabelecimento dos padrões de fluxo. O fluxo divergente na Subárea Leste pode ser verificado pela geometria côncava voltada para o continente dos alinhamentos dos ápices dos diápiros no domínio compressional (ESCL). Já na Subárea Oeste, esta configuração fica mais evidente na geometria côncava, voltada para a bacia, da frente de progradação da sequência senoniana sobre uma espessa camada de sal, que resultou numa extensa estrutura semicircular (ESCO) com o centro da estrutura defronte ao depocentro maastrichtiano.

O contexto geológico estabelecido pelas análises resultou na determinação de três fases de atividade halocinética associada aos principais eventos deposicionais na área estudada, as quais foram separadas cronologicamente em: (i) albiana-coniaciana; (ii) coniaciana-maastrichtiana e (iii) paleocênica-eocênica.

A fase albiana-coniaciana foi responsável pela geração de falhas sintéticas lítricas ao longo de toda a área de estudo sob ação da distensão regional, onde a transferência de esforços da porção proximal para a porção distal resultou na criação de diápiros simétricos sobre uma superfície pouco inclinada da base do sal.

O grande afluxo sedimentar durante o Senoniano, na Subárea Oeste, modificou o cenário halocinético da área, favorecendo a inversão do padrão de cisalhamento para antitético, o qual deu origem à Zona de Falha de Cabo Frio e à lacuna do Albiano (*Albian gap*). Enquanto na Subárea Leste, o padrão de cisalhamento permanecia sintético sob baixas taxas de distensão.

A fase de atividade halocinética do Coniaciano-Maastrichtiano estabeleceu um arcabouço geológico característico na Subárea Oeste, com terminações progradacionais em *downlap* sobre a superfície de deslizamento ao nível do sal e grandes diápiros e muralhas de sal que delimitam as grandes mini-bacias. Este arcabouço somente foi modificado a partir do Paleoceno, na porção sul da Subárea Oeste, quando depósitos sedimentares assentaram-se sobre os diápiros gerados durante o Senoniano, causando a remobilização do sal que resultou na inversão das mini-bacias senonianas e na geração de mini-bacias do Paleoceno-Eoceno.

A evolução halocinética apresentada neste trabalho apresenta importantes implicações à prospecção de hidrocarbonetos, pois a configuração estrutural impressa pela movimentação do sal até o Senoniano propiciou a construção de estruturas favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, como: blocos basculados sobre falhas lítricas e anticlinais formados por diápiros. O grande aporte sedimentar no Senoniano promoveu a expulsão de grande volume de sal da região da lacuna do Albiano, gerando uma área com grandes possibilidades de migração de hidrocarbonetos para os reservatórios que se assentam diretamente sobre a cicatriz do sal, além de outras possibilidades como a migração através das falhas lítricas. Importante ressaltar que a principal rocha geradora está na sequência rifte e que o pico de maior geração e

expulsão de hidrocarbonetos ocorreu no final do cretáceo devido à grande sobrecarga sedimentar (ANP 2003; Chang *et al.* 2008).

Todavia, a remobilização halocinética do Terciário Inferior ao mesmo tempo em que gerou estruturas favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, como inversão de mini-bacias do Senoniano, também pode ter proporcionado condições para a destruição de acumulações do cretáceo por meio de fraturas e falhas, favorecendo a migração do hidrocarboneto para as sequências estratigráficas mais jovens, onde não há condições estruturais propícias à acumulação. Porém, não se descarta a possibilidade de acumulações em armadilhas estratigráficas nas sequências menos deformadas, a exemplo da congênere Bacia de Campos, onde as principais acumulações de hidrocarbonetos foram encontradas em turbiditos do Terciário com pouca ou nenhuma deformação associada à halocinese.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia(DNPM)*, **241**: 36.
- Almeida, F. F. M. & Carneiro, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geociências*, **28**: 135-150.
- ANP 2003. *Interpretação e Mapeamento dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos*. Rio Claro, SP, Brasil. Universidade Estadual Paulista - UNESP - Relatório interno - Tomo I. 170p.
- Arai, M. 1988. Geochemical Reconnaissance of the Mid-Cretaceous anoxic event in the Santos Basin, Brazil. *Revista Bras. de Geociências*, **18**: 273-282.
- Arthur, M. A. & Schlanger, S. O. 1979. Cretaceous Oceanic Anoxic Events as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bulletin*, **63**: 870-885.
- Asmus, H. E. 1978. Hipótese sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: (ed.) *Série Projeto REMAC*. 4, 39-73.
- Asmus, H. E. & Baisch, P. R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, **4**: 3-9.
- Asmus, H. E. & Ponte, C. F. 1973. The Brazilian marginal basins. In: In: A. E. Nairn and F. G. Stehli, e. (ed.) *The ocean basins and margins: the South Atlantic: New York, Plenum Preas.*, 1, 87-132.
- Asmus, H. E. & Porto, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: Anais do XXXI Cong. Bras.de Geol., v.1, p.225-239.
- Assine, M. L.; Chang, H. K.; Corrêa, F. S.; Mio, E. d. 2005. Depocenter migration in the Santos Basin and its importance in oil and gas exploration. In: AAPG,

- AAPG 2005 Annual Convention: Exploring Energy Systems Calgary - Canada, v.1,
- Assine, M. L.; Corrêa, F. S.; Chang, H. k. 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos e sua importância na exploração de hidrocarbonetos. *Rev. Bras. Geociências*, **38**:
- Athy, L. F. 1930. Density, porosity and compaction of sedimentary basins. *AAPG Bulletin*, **14**: 5-38.
- Azevedo, R. L. M. 2004. Paleocanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **12**: 231-249.
- Balk, R. 1949. Structure of Grand Saline salt dome, Van Zandt County, Texas. *AAPG Bulletin*, **33**: 1791-1829.
- Bally, A. W.; Gordy, P. L.; Stewart, G. A. 1966. Structure, seismic data and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **14**: 87-101.
- Barton, D. C. 1933. Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana. *AAPG Bulletin*, **17**: 1025-1083.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr, O.; Masqueln, H.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M.; Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Rio de la Plata Craton framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: CPRM (ed.) *Tectonic Evolution of South American Platform*. Rio de Janeiro, SBG, 1, 1-856.
- Berner, H.; Ramberg, H.; Stephansson, O. 1972. Diapirism theory and experiment. *Tectonophysics*, **15**: 197-218.
- Beurlen, G. 1982. Bioestratigrafia e geohistória da seção marinha da margem continental brasileira. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **25**: 77-83.
- Biot, M. A. & Odé, H. 1965. Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. *Geophysics*, **30**: 213-227.
- Bosworth, W. 1985. Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, **316**: 625-627.
- Braga, L. F. S.; Costa, C. M.; Gama, F.; Fontura, C.; Cunha, A. S. C.; Dourado, F.; Corrêa, F. S. 2003. Magneto - Structural Imaging (MSI) And Regional Basement of the Santos Basin, Brazil. In: Geofísica, S. B. d., 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, v.1, p.1-4.
- Brice, S. E.; Cochran, M. D.; Pardo, G.; Edwards, A. D. 1982. Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda, Angola. In: Watkins, J. S. & Drake, C. L. (ed.) *Studies in continental margin geology*. Tulsa, Oklahoma, USA, AAPG Memoir, 34, 5-18.
- Brognon, G. P. & Verrier, G. R. 1966. Oil and geology in Cuanza Basin of Angola. *AAPG Bulletin*, **50**: 108-158.

- Bruce, C. 1973. Pressured shale and related sediment deformation: Mechanism for development of regional contemporaneous faults. *AAPG Bulletin*, **57**: 878-886.
- Brun, J. P. 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. Royal Society London*, **357**: 695-712.
- Brun, J.-P. & Fort, X. 2004. Compressional salt tectonics (Angolan margin). *Tectonophysics*, **382**: 129-150.
- Brun, J.-P. & Mauduit, T. P. O. 2009. Salt rollers: Structure and kinematics from analogue modelling. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 249-258.
- Burrollet, P. F. 1975. Tectonique en radeaux en Angola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **17**: 503-504.
- Byerlee, J. D. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, **116**: 615-626.
- Caineili, C. & Mohriak, W. U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental shelf. *Episodes*, **22**: 206-216.
- Cainelli, C. & Mohriak, W. U. 1998. Geology of the Atlantic Eastern Brazilian Basins. In: AAPG International Conference and Exhibition Short Course - Brazilian Geology, *Short Course - Brazilian Geology*,
- Callot, J.; Jahani, S.; Letouzey, J. 2007. The Role of Pre-Existing Diapirs in Fold and Thrust Belt Development. In: Lacombe, O.; Roure, F.; Lavé, J.; Vergés, J. (ed.) *Thrust Belts and Foreland Basins*. Berlin, Springer, 1, 514.
- Carminatti, M.; Wolff, B.; Gamboa, L. A. 2008. New exploratory frontiers in Brazil. In: Council, W. P., 19th World Petroleum Congress, Madrid, Spain, v.1,
- Carvalho, M. D. 1989. *Microfacies, modelo deposicional e evolução da plataforma carbonática do Eo/Mesoalbio da Bacia de Santos*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Mestrado, 110p.
- Carvalho, M. D.; Praça, U. M.; Silva-Telles Jr, A. G.; Jahnert, R. J.; Dias, J. L. (ed.). 2000. *Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil*. AAPG Studies in Geology, (Lake basins through space and time, 46), 245-256p.
- Cesero, P. & Ponte, F. C. 1997. Análise Comparativa da Paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim Geociências da Petrobrás*, **11**: 1-18.
- Chang, H. k.; Assine, M. L.; Corrêa, F. S.; Tinen, J. S.; Vidal, A. C.; Koike, L. 2008. Sistemas Petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Rev. Bras. Geociências*, **38**:
- Chang, H. K.; Corrêa, F. S.; Fernandes, F. L.; Vidal, A. C.; Rostirolla, S. P.; Assine, M. L.; Tinen, J. S.; Castro, J. C. d.; Koike, L. 2003. *Interpretação e Mapeamento dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos*. Rio Claro. Agência Nacional do Petróleo. 170p.

- Chang, H. K. & Kowsmann, R. O. 1987. Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Revista Bras. de Geociências*, **17**: 74-80.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueredo, A. M. F. 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes*, **2**: 194-202.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueredo, A. M. F.; Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, **213**: 97-138.
- Clark, S. P., Jr 1966. *Handbook of physical constants (revised edition)*. Geological Society of America Memoir, 97, 587p.
- Closs, E. 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *AAPG Bulletin*, **52**: 420-444.
- Cobbold, P.; Rossello, E.; Vendeville, B. 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**: 453-460.
- Cobbold, P. R.; Meisling, K. E.; Mount, V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, **85**: 1925-1944.
- Cobbold, P. R. & Szatimari, P. 1991. Radial Gravitational Gliding on passive margins. *Tectonophysics*, **188**: 249-289.
- Cobbold, P. R.; Szatimari, P.; Demercian, L. S.; Coelho, D.; Rossello, E. A. 1995. Seismic and experimental evidence for thin skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep water Santos Basin, Brazil. In: Jackson, M. P. A.; Roberts, D. G.; Snelson, S. (ed.) *Salt Tectonics: a global perspective*. Tulsa, AAPG Memoir, (AAPG Memoir 65), 65, 305-321.
- Cohen, H. & Hardy, S. 1996. Numerical modelling of stratal architectures resulting from differential loading of mobile substrate. In: Alsop, G. I.; Blundell, I.; Davison, I. (ed.) *Salt Tectonics*. London, Geological Society of London, 100, 265-274.
- Corrêa, F. S.; Rostirolla, S. P.; Chang, H. K. 2007. Arcabouço Estrutural e Evolução da Propagação da Fase Rife nas Bacias de Santos e Campos. In: SNET, XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics of the SBG, Natal - RN - Brasil, v.1, p.54-55.
- CPRM 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, 1, 692p.
- Cramez, C. & Jackson, M. P. A. 2000. Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 1095-1109.

- Dahlstrom, C. D. A. 1969. Balanced cross-sections. *Canadian Journal of Earth Science*, **6**: 743-754.
- Dahlstrom, C. D. A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Geologists*, **18**: 332-406.
- Dailly, G. C. 1976. A possible mechanism relating progradation, growth faulting, clay diapirism and overthrusting in a regressive sequence of sediments. *Canadian Petroleum Geology*, **24**: 92-116.
- Davison, I. 1986. Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *Journal of Structural Geology*, **8**: 209-210.
- Davison, I. 1997. Wide and Narrow Margins of the Brazilian South Atlantic. *Journal of the Geological Society*, **154**: 471-476.
- Davison, I. 1999. Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In: Nick.R, C.; Raymond.H, B.; Val.S, C. (ed.) *The oil and gashabitats of the South Atlantic*. Geological Society Special Publication, 153, 133-151.
- Davison, I. 2007. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. In: Ries, A. C.; Butler, R. W. H.; Graham, R. H. (ed.) *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*. London, Geological Society of London, 271, 345-359.
- Davison, I.; Alsop, I.; Blundell, D. 1996. Salt tectonics: some aspects of deformation mechanics. In: Alsop, I.; Blundell, D.; Davison, I. (ed.) *Salt Tectonics*. London, Geological Society Special Publication, 100, 1-10.
- Davison, I.; Insley, M.; Harper, M.; Weston, P.; Blundell, D.; McClay, K.; Quallington, A. 1993. Physical modelling of overburden deformation around salt diapirs. *Tectonophysics*, **228**: 255-274.
- Davy, P. & Cobbold, P. R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, **188**: 1-25.
- De Paula, O. B. & Vidotti, R. M. 2001. Estimativa da descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados gravimétricos - Costa Leste Brasileira. In: VII congresso International da Sociedade Brasileira de Geofísica, Salvador, Brazil, v.1, p.756-758.
- Demercian, L. S. 1996. *A halocinese na evolução do sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretaceo superior*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Mestrado, 201p.
- Demercian, L. S.; Sztamari, P.; Cobbold, P. R. 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basin, offshore Brazil. *Tectonophysics*, **228**: 393-433.
- Dias, J. L. 1991. *Análise estratigráfica e evolução da fase rift nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil*. Programa de Pós-Graduação em Geol. da UFRJ

(Instituto de Geoc.). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Mestrado', 145p.

- Dias, J. L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim Geociências da Petrobrás*, **13**: 7-25.
- Driscoll, N. W. & Hogg, J. R. 1994. Stratigraphic response to basin formation: Jeanne d'Arc basin, Offshore Newfoundland. In: Lambiase, J. J. (ed.) *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins*. Geological Society, (Special Publication 80), 145-163.
- Driscoll, N. W.; Hogg, J. R.; Karner, D. G.; Christie Brick, N. 1995. Extensional tectonics in the Jeanne d'Arc basin: implications for the timing of break-up between Grand Banks and Iberia. In: Scrutton, R. A.; Stoker, M. S.; Shimmield, G. B.; Tudhole, A. W. (ed.) *The Tectonics, Sedimentation, and Paleooceanography of the North Atlantic Region*. Geological Society, (Special Publication 90), 1-28.
- Dula, W. F. J. 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover shapes. *AAPG Bulletin*, **75**: 1609-1625.
- Durst, F. 2008. *Fluid Mechanics: An introduction to the theory of fluid flows*. Berlin, Springer-Verlag, 1, 723p.
- Duval, B.; Cramez, C.; Jackson, M. P. A. 1992. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **9**: 389-404.
- Elliot, D. 1983. The construction of balanced and fault displacement. *Journal of Structural Geology*, **5**:
- Ernesto, M.; Marques, L. S.; Piccirillo, E. M.; Molina, E. C.; Ussami, N.; Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G. 2002. Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **2484**: 1-22.
- Evans, R. 1978. Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic Margin. *AAPG Bulletin*, **62**: 223-234.
- Falvey, D. A. 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, **14**: 95-106.
- Faugère, E. & Brun, J. P. 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **299**: 365-370.
- Fernandes, F. L. 2001. *Estudo da evolução tectono-sedimentar da região centro-oeste da Bacia de Campos, através da técnica de restauração de seções geológicas*. Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, Doutorado, 192p.

- Ferreira, F. J. F. 1982. *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 169p.
- Figueiredo, A. M. F. & Mohriak, W. U. 1984. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo na Bacia de Campos. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v.3, p.1380-1384.
- Fletcher, P. E. & Gay, N. C. 1971. Analysis of gravity sliding and orogenic translation: discussion. *Geological Society of American Bulletin*, **82**: 2677-2682.
- Fort, X.; Brun, J. P.; Chauvel, F. 2004. Contraction induced by block rotation above salt (Angolan margin). *Marine and Petroleum Geology*, **21**: 1281-1294.
- Fort, X.; Brun, J. P.; Chauvel, F. 2004. Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. *AAPG Bulletin*, **88**: 1523-1544.
- Freitas, J. T. R. 2006. *Ciclos deposicionais evaporíticos da Bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica.* Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, Mestrado, 160p.
- Galloway, W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences and basin analysis: I- Architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, **73**: 125-142.
- Gamboa, L. A.; Esteves, F. R.; Shimabukuro, S.; Carminatti, M.; Peres, W. E.; Souza Cruza, C. E. 1986. Evidências de variações do nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas. In: SBG, 34 Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, v.1, p.8-22.
- Gamboa, L. A. P.; Machado, M. A. P.; Silva, D. P.; Freitas, J. T. R.; Silva, S. R. P. 2008. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos. In: Mohriak, W.; Szatmari, P.; Anjos, S. M. C. d. (ed.) *Sal: geologia e tectônica*. São Paulo, BECA, 1, 340-359.
- Gamboa, L. A. P. & Rabinowitz, P. D. 1984. The evolution of the Rio Grande Rise in the Southwest Atlantic Ocean. *Marine and Pet. Geology*, **58**: 35-38.
- Garcia, S. F. d. M. 2008. Fenômenos térmicos associados aos evaporitos. In: Mohriak, W. U.; Szatmari, P.; Anjos, S. M. C. d. (ed.) *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo, BECA, 1, 178-187.
- Gaullier, V.; Brun, J. P.; Gue´rin, G.; Lecanu, H. 1993. Raft tectonics: the effects of residual topography below a salt de´collement. *Tectonophysics*, **228**: 363-381.
- Ge, H.; Jackson, M. P. A.; Vendeville, B. C. 1997. Kinematics and Dynamics of Salt Tectonics Driven by Progradation. *AAPG Bulletin*, **81**: 398-423.

- Gemmer, L.; Ings, S.; Medvedev, S.; Beaumont, C. 2004. Salt tectonics driven by differential sediment loading: stability analysis and finite-element experiments. *Basin Research*, **16**: 199-218.
- Gibbs, A. D. 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, **5**: 153-160.
- Gibbs, A. D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, . **141**: 609-620.
- Gibbs, P. B.; Brush, E. R.; Fiduk, J. C. 2003. The evolution of the sin-rift and transition phases of the central/southern Brazilian and west African conjugate margins: the implications for source rock distribution in time and space, and their recognition on seismic data. In: SBGf, 8 International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro,
- Gladchenko, T. P.; Hinz, K.; Eldholm, O.; Meyer, H.; Neben, S.; Skogseid, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society*, **154**: 465-470.
- Gradstein, F. M.; Agterberg, F. P.; Ogg, J. G.; Handenbol, J.; Van Veen, P.; Therry, J.; Huang, Z. 1994. Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 24051-24074.
- Guardado, L. R.; Gamboa, L. A. P.; Lucchesi, C. F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil. A model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A. (ed.) *Divergent / Passive Margin Basins*. Tulsa, AAPG Memoir, (Memoir 48), 3-79.
- Guerra, M. C. M.; Pequeno, M. A.; Szatimari, P.; Porsche, E. 1997. Modelagem física subaquática de sistemas deposicionais turbidíticos e tectônica do sal associada. In: VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Pirenópolis, GO, Brasil, v.1, p.170-172.
- Guerra, M. C. M. & Szatimari, P. 1993. Efeito do banco vulcânico dos Abrolhos sobre o fluxo de sal na Plataforma Continental: uma abordagem experimental. In: VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, Brasil, v.1, p.251-253.
- Guerra, M. C. M. & Szatimari, P. 2008. Modelagem física de processo halocinéticos. In: Mohriak, W. U.; Szatimari, P.; Anjos, S. M. C. (ed.) *Sal: Geologia e tectônica. Exemplos nas bacias brasileiras*. São Paulo, Becca edições, 1, 164-177.
- Hawkersworth, C. J.; Mantovani, M. M. S.; Taylor, P. N. 1986. Evidence from the Paraná Basin of South Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature*, **322**: 356-359.
- Heilbron, M.; Mohriak, W. U.; Valeriano, C.; Milani, E. J.; Almeida, J.; Tupinamba, M. 2000. From collision to extension: the roots the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W. U. & Tawani-Manik (ed.) *Geophysical Monograph*. States, American Geophysical Union, 115, 1-32.

- Herbin, J. P.; Muller, C.; Gracianski, P. C.; Jacquin, T.; Magniez-Janta, F.; Unternehr, P. 1987. Cretaceous anoxic events in the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geologia*, **17**: 92-99.
- Hoerlle, M. R.; Muniz, M. C.; Lima, R. D.; Souza Cruz, C. E. 2004. Ferramenta de interpretação e visualização sísmica 3D no auxílio de definições para o sistema deposicional do Alagoas/Jiquiá no Sul da Bacia de Campos. *Seminário de interpretação exploratória - relatório interno*, **1**: 1-6.
- Hubbert, K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the geological Society of America*, **48**: 1459-1520.
- Hudec, M. R. & Jackson, M. P. A. 2004. Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. *AAPG Bulletin*, **88**: 971-990.
- Hunt, D. & Tucker, M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**: 1-9.
- Ings, S.; Beaumont, C.; Gemmer, L. 2004. Numerical modeling of salt tectonics on passive continental margin: preliminary assessment of the effects of sediment loading, buoyancy, margin tilting, and isostasy. In: Post, P. J. & Rosen, N. C., 24th Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation, Houston, Texas, USA, v.1,
- Jackson, M. P. A. 1995. Retrospective salt tectonics. In: Jackson, M. P. A.; Roberts, D. G.; Snelson, S. (ed.) *Salt tectonics: a Global Perspective*. Tulsa, USA, AAPG Memoir 65, 1-28.
- Jackson, M. P. A.; Hudec, M. R.; Jennette, D. C.; Kilby, R. E. 2008. Evolution of the Cretaceous Astrid thrust belt in the ultradeep-water Lower Congo Basin, Gabon. *AAPG Bulletin*, **92**: 487-511.
- Jackson, M. P. A. & Talbot, C. J. 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, **97**: 305-323.
- Jackson, M. P. A. & Talbot, C. J. 1989. Salt canopies. In: Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential, v.1, p.72-78.
- Jackson, M. P. A. & Vendeville, B. C. 1994. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 57-73.
- Jenyon, M. K. 1986. *Salt tectonics*. London, Elsevier, 1, 191p.
- Karner, G. D. 2000. Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: distribution and timing. In: Mello, M. R. & Katz, B. J. (ed.) *Petroleum systems of South Atlantic margins*. Tulsa, AAPG, (Memoir 73), 301-315.
- Karner, G. D.; Byamungu, B. R.; Ebinger, C. J.; Kampunzu, A. B.; Mukasa, R. K.; Nyakaana, J.; Rubondo, E. N. T.; Upcott, N. M. 2000. Distribution of crustal extension and regional basin architecture of the Albertine rift system, East Africa. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 1131-1150.

- Karner, G. D. & Driscoll, N. W. 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins; insights from quantitative basin modelling. *Geological Society Special Publication*, **153**: 11-40.
- Karner, G. D.; Driscoll, N. W.; McGinnis, J. P.; Brumbaugh, W. D.; Cameron, N. R. 1997. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, **14**: 973-1000.
- Karner, G. D. & Gambôa, L. A. P. 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: Schreiber, B. C.; Lugli, S.; Babel, M. (ed.) *Evaporites Through Space and Time*. London, Geological Society of London, 285, 15-35.
- Kehle, R. O. 1970. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geological Society of America Bulletin*, **81**: 1641-1664.
- Kehle, R. O. 1988. The origin of salt structures. In: Schreiber, B. C. (ed.) *Evaporites and hydrocarbons*. New York, Columbia University Press, 1, 345-404.
- Kowsmann, R. O.; Leyden, R.; Francisconi, O. 1977. Marine Seismic Investigation Southern Brazil Margin. *AAPG Bulletin*, **61**: 546-557.
- Kowsmann, R. O.; Costa, M. P. A.; Almeida, H. P.; Guimarães, P. P. D.; Boa Hora, M. P. 1982. Geologia Estrutural do Platô de São Paulo. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, v.4, p.1558-1569.
- Koyi, H. 1988. Experimental Modeling of Role of Gravity and Lateral Shortening in Zagros Mountain Belt *AAPG Bulletin*, **72**: 1381-1394.
- Koyi, H. 1998. The shaping of salt diapirs. *Journal of Structural Geology*, **20**: 321-338.
- Koyi, H.; Jenyon, M. K.; Petersen, K. 1993. The effect of basement faulting on diapirism. *Journal of Petroleum Geology*, **16**: 285-312.
- Krantz, R. W. 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, **188**: 203-207.
- Kundu, P. K. & Cohen, I. M. 2002. *Fluid Mechanics, Second Edition*. San Diego, Academic Press, 1, 730p.
- Lana, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás,
- Lehner, P. & De Ruiter, P. A. C. 1977. Structural history of Atlantic margin of Africa. *AAPG Bulletin*, **61**: 961-981.
- Leyden, R.; Asmus, H.; Zembruscki, S.; Bryan, G. 1976. South Atlantic Diapiric structures. *AAPG Bulletin*, **60**: 196-212.

- Lobo, A. P. & Ferradaes, J. O. 1983. *Reconhecimento preliminar do talude e sopé continentais da Bacia de Campo*. Petrbrás /DEPEX.
- Lundin, E. R. 1992. Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **9**: 405-411.
- Macedo, J. M. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 361-376.
- Marton, L. G.; Tari, G. C.; Lehmann, C. T. 2000. Evolution of the Angolan passive margin, west Africa, with emphasis on post-salt structural styles. In: Mohriak, W. U. & Talwani, M. (ed.) *Atlantic rifts and continental margins*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 115, 129– 149.
- Masclé, J. & Renard, V. 1976. The marginal São Paulo Plateau Margin. *An.Aca.Bras.Ciênc* 48,
- Matos, R. M. D. 1993. Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults – a numerical solution. *AAPG Bulletin*, **77**: 1839-1859.
- Mauduit, T. (ed.). 1998. *Déformation Gravitaire Syndérial sur une Marge Passive Modélisation analogique e application au Golfe de Guinée. Modélisation analogique e application au Golfe de Guinée*. Rennes, Université de Rennes 1, (Mém. Géosci. Rennes, 83),
- Mauduit, T. & Brun, J. P. 1998. Growth fault/rollover systems: birth, growth and decay. *Journal of Geophysical Research*, **103**: 119-136.
- Mauduit, T.; Gaullier, V.; Brun, J. P.; Guerin, G. 1997. On the asymmetry of turtle-back growth anticlines. *Marine and Petroleum Geology*, **14**: 763-771.
- Mauduit, T.; Guerin, G.; Brun, J. P.; Lecanu, H. 1997. Raft tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1219-1230.
- McClay, K. R. 1989. Physical models of structural styles during extension. In: (ed.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. Tulsa-USA, AAPG Memoir, 46, 95-110.
- McClay, K. R. 1995. 2D and 3D analogue modeling of extensional faults structures: templates for seismic interpretation. *Petro. Geos*, **1**: 163-178.
- McClay, K. R.; Dooley, T.; Lewis, G. 1998. Analog modeling of progradational delta systems. *Geology*, **26**: 771-774.
- McClay, K. R. & Ellis, P. G. 1987a. Analogue models of extensional fault geometries. In: Coward, M.; Dewey, J.; Hancock, P. (ed.) *Continental Extensional Tectonics*. London, Geological Society, (Geological Society Special Publication), 28, 109-125.

- McClay, K. R. & Ellis, P. G. 1987b. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, **15**: 341-344.
- McClay, K. R.; Waltham, D. A.; Scott, A. D.; Abousetta, A. A. 1991. Physical and seismic modeling of listric normal fault geometries. In: Roberts, A. M.; Yielding, G.; Freeman, B. (ed.) *The geometry of normal faults*. London, Geological Society, (Geological Society Special Publication), 56, 231-239.
- McKenzie, D. P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Plan. Sci. Letters*, **40**: 25-32.
- Meisling, K. M.; Cobbold, P. R.; Mount, V. S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, **85**: 1903-1924.
- Modica, C. J. & Brush, E. R. 2004. Post-rift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin*, **88**: 923-945.
- Mohriak, W. U.; Macedo, J. M.; Castellani, R. T.; Rangel, H. D.; Barros, A. Z. N.; Latgé, M. A. L.; Ricci, J. A.; Mizusaki, A. M. P.; Szatmari, P.; Demercian, L. S.; Rizzo, J. G.; Aires, J. R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In: Jackson, M. P. A.; Roberts, D. G.; Snelson, S. (ed.) *Salt Tectonics: a global perspective*. Tulsa-USA, AAPG Memoir, (Memoir 65), 65, 273-304.
- Mohriak, W. U.; Macedo, J. M.; Tarabini, R. T. 1992. Estilos estruturais e tectônica de sal na região de Cabo Frio, RJ. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, São Paulo, v.1, p.336-337.
- Mohriak, W. U. & Szatmari, P. 2001. Salt tectonics and sedimentation along Atlantic margins: insight from seismic interpretation and physical model. In: Koyi, H. A. & Mancktelow, N. S. (ed.) *Tectonic Modeling: a volume in Honor of Hans Ramberg*. Bolder, Colorado, USA, Geological Society of America Memoir, 193, 131-151.
- Mohriak, W. U. & Szatmari, P. 2008a. Introdução às propriedades químicas e físicas dos evaporitos. In: Mohriak, W.; Szatmari, P.; Anjos, S. (ed.) *Sal: geologia e tectônica*. São Paulo, Becca edições Ltda, 1, 18-41.
- Mohriak, W. U. & Szatmari, P. 2008b. Tectônica de sal. In: Mohriak, W.; Szatmari, P.; Anjos, S. (ed.) *Sal: geologia e tectônica*. São Paulo, Becca edições Ltda, 1, 90-163.
- Molina, E. C.; Ussami, N.; Sa, N. C.; Blitzkow, D. 1989. Interpretação das anomalias Gravimétricas de Parte Norte da Bacia do Parana. *Rev. Bras. Geociências*, **19**: 196-1989.
- Moraes, J. J. J.; Spadini, A. R.; Saito, M.; Lucchesi, C. F. 1989. Campo de Tubarão, Bacia de Santos: uma nova fronteira em reservatórios carbonáticos profundos. In: 1 Seminário de Interpretação Exploratória, p.223-232.

- Moreira, J. L. P.; Madeira, C. V.; Gil, J. A.; Machado, M. A. P. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **15**: 531-549.
- Moreira, J. L. P.; Nalpas, T.; Joseph, P.; Guillocheau, F. 2001. Stratigraphie sismique de la narge éocène du Nord du bassin de Santos (Brésil): relations plate- forme/ systèmes turbiditiques; des sèquences de dèpôt. *Stratigraphie / stratigraphy*, 491-498.
- Morley, C. K.; Nelson, R. A.; Patton, T. L.; Munn, S. G. 1990. Transfer zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin*, **74**: 1234-1253.
- Moulin, M.; Aslanian, D.; Olivet, J. L.; Contrucci, I.; Matias, L.; Géli, L.; Klingelhoefer, F.; Nouzé, H.; Réhault, J. P.; Unternehr, P. 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophysical Journal International*, **162**: 793-810.
- Nalpas, T. & Brun, J. P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, **228**: 349-362.
- Nelson, T. H. 1991. Salt tectonics and listric-normal faulting. In: Salvador, A. (ed.) *The Gulf of Mexico Basin*. Geological Society of America, 73-89.
- Nely, G. 1994. *Evaporites sequences in petroleum exploration*. 2. Paris, Éditions Technip, 2, 252p.
- Nettleton, L. L. 1934. Fluid mechanics of salt domes. *AAPG Bulletin*, **18**: 1175-1204.
- Nettleton, L. L. 1943. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. *AAPG Bulletin*, **27**: 51-63.
- Nettleton, L. L. & Elkins, T. A. 1947. Geologic models made from granular materials. *American Geophysical Union*, **28**: 451-466.
- Nilsen, K. T.; Vendeville, B. C.; Johansen, J.-P. 1995. Influence of regional tectonics on halokinesis in the Nordkapp Basin, Barents Sea. In: Jackson, M. P. A.; Roberts, D. G.; Snelson, S. (ed.) *Salt Tectonics, a global perspective*. Tulsa-USA, AAPG Memoir, 65, 413-436.
- O'Connor, J. M. & Duncan, R. A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge.-Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 17474-17502.
- Odé, H. 1968. Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis. In: Braunstein, J. & O'Brien, G. D. (ed.) *Diapirism and Diapirs*. Tulsa, Oklahoma, USA, AAPG Memoir, 8, 53-78.
- Ojeda, H. A. & Césero, P. 1973. *Bacias de Santos e Pelotas, geologiae perspectivas petrolíferas*. Rel.Int. PETROBRAS/ DEPEX., 50p.

- Ojeda, H. A. & Silva, A. B. 1975. *Bacia de Santos*. Rel.Int. PETROBRAS/ DEPEX, Pelotas, relatório de progresso. 34p.
- Ojeda, H. A. O. 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, **66**: 732-749.
- Oreiro, S. G. 2006. Magmatismo e sedimentação em uma área na plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **14**: 95-112.
- Parker, T. J. & McDowell, A. N. 1955. Model studies of salt dome tectonics. *AAPG Bulletin*, **39**: 2384-2470.
- Pereira, M. J. 1990. *Análise estratigráfica e deposicional das formações Itajaí superior e Juréia inferior (Mesoturoniano/Eo-Santoniano), Bacia de Santos, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 165p.
- Pereira, M. J. 1994. *Seqüências deposicionais de 2ª/3ª ordens (50 a 2,0 Ma) e tectono-estratigrafia no Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil. Comparações com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 271p.
- Pereira, M. J.; Barbosa, C. M.; Agra, J.; Gomes, J. B.; Aranha, L. G. F.; Saito, M.; Ramos, M. A.; Carvalho, M. D.; Stamato, M.; Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos. Análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: Geologia, S. B. d., 34 Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, *Anais*, v.1, p.65-79.
- Pereira, M. J. & Feijó, F. J. 1994. Bacia de Santos. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás.*, **8**: 219-234.
- Pereira, M. J. & Macedo, J. M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim Geociências da Petrobrás*, **4**: 3-11.
- Petrobras 1983. Campos and Espirito Santo Basins, offshore Brazil. In: Bally, A. W. (ed.) *Seismic Expression of Structural Style*. Tulsa, Oklahoma, USA, AAPG, Stud. Geol. Serv., 2, 2.2.3-51-2.2.3-58.
- Pitman, W. C. 1978. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America Bulletin*, **89**: 1389-1403.
- Plint, A. G. & Nummedal, D. 2000. The falling stage system tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D. & Gawthorpe, R. L. (ed.) *Sedimentary response to forced regression*. London, Geological Society (Geological Society Special Publication), 172, 1-17.
- Podladchikov, Y.; Talbot, C.; Poliakov, A. N. B. 1993. Numerical models of complex diapirs. *Tectonophysics*, **228**: 189-198.

- Ponte, F. C. & Asmus, H. E. 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, **67**: 201-235.
- Ponte, F. C.; Fonseca, J. R.; Carozzi, A. V. 1980. Petroleum habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the Continental Margin of Brazil. In: Miall, D. A. (ed.) *Facts and principles of world petroleum occurrence*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, 6, 857-886.
- PRAKLA 1969. *Levantamento Aeromagnetométrico da Bacia de Santos*. Rio de Janeiro. Relatório Interno - Petrobrás.
- Price, N. J. 1977. Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *Journal of Geological Society of London*, **133**: 427-474.
- Rabinowitz, P. D. 1976. A geophysical study of the continental margin of South Africa. *Geological Society America Bulletin*, **87**:
- Rabinowitz, P. D. & Labrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, **84**: 5973-6002.
- Ramberg, H. 1967. *Gravity, deformation and Earth's crust as studied by centrifuge models*. London, Academic, 214p.
- Ramberg, H. 1968a. Instability of layered systems in the field of gravity. I. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **1**: 427-447.
- Ramberg, H. 1968b. Instability of layered systems in the field of gravity. II. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **1**: 448-474.
- Ramberg, H. 1981. *Gravity, deformation and Earth's crust: in theory, experiments and geological applications*. London, Academic, 1, 452p.
- Ramsay, J. G. & Hubert, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures*. Edit. academic press, 2, 504p.
- Richards, M. A.; Duncan, R. A.; Courtillot, V. E. 1989. Flood Basalts and Hot Spot Tracks: Plumes Heads and Tails. *Science*, **246**: 103-107.
- Rizzo, J. G. 1987. *Falhas na sequência Rift e pós-Rift na Bacia de Campos; Rio de Janeiro, Brasil – Possibilidade de Relacionamento*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 74p.
- Rizzo, J. G.; Mohriack, W. U.; Aires, J. G.; Barros, A. Z. N. 1990. Modelagem Física de Falhamentos Antitéticos em Águas Profundas na Região de Cabo Frio na Bacia de Campos, RJ. In: *Geologia*, S. B. d., 37 Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN, Brasil, v.5, p.2228-2249.
- Rosendahl, B. R. 1987. Architecture of continental rifts with special referente to east Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **15**: 445-503.

- Rostirolla, S. P. & Chang, H. K. 1992. Os diques máficos eo-cretácios do sul-sudeste brasileiro: algumas implicações na abertura do Oceano Atlântico Sul. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *Anais*, p.579.
- Rouby, D.; Cobbold, P. R.; Szatmari, P.; Demercian, S.; Coelho, D.; Rici, J. A. 1993. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting--application to the Campos basin (Brazil). *Tectonophysics*, **221**: 439-452.
- Rouby, D.; Cobbold, P. R.; Szatmari, P.; Demercian, S.; Coelho, D.; Rici, J. A. 1993. Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, **228**: 435-445.
- Rowan, M. G. 1993. A systematic technique for the sequential restoration of salt structures. *Tectonophysics*, **228**: 331-348.
- Rowan, M. G. & Kligfield, R. 1989. Cross-section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extension terranes. *AAPG Bulletin*, **73**: 955-966.
- Sage, L. & Letouzey, J. 1990. *Convergence of the African and Eurasian plates in the Eastern Mediterranean, Petroleum and tectonics in mobile belts*. Paris. 49-68p.
- Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F. 1992. *Global marine gravity from ERS-1, Geosat, and Seasat reveals new tectonic fabric*. (EOS transactions of the American Geophysical Union), 73, 133p.
- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **12**: 21-86.
- Schaller, H. & Dauzacher, M. V. 1986. Tectônica gravitacional e sua aplicação na explorações de hidrocarbonetos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **29**: 193-206.
- Schmitt, R. S.; Trown, R. A. J.; Van Schmus, W. R.; Pimentel, M. M. 2004. Late amalgamation in the central part of Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, **133**: 29-61.
- Schultz-Ela, D. D.; Jackson, M. P. A.; Vendeville, B. C. 1993. Mechanics of active salt diapirism. *Tectonophysics*, **228**: 275-312.
- Scotchman, I. C.; Marais-Gilchrist, G.; Souza, F. G. d.; Chaves, F. F.; Atterton, L. A.; Roberts, A.; Kusznir, N. J. 2006. A Failed sea-floor spreading centre, Santos Basin, Brazil. In: Rio Oil and Gas - Exposition and Conference, Rio de Janeiro, Brasil, v.1, p.IBP150_06.
- Seni, S. J. & Jackson, M. P. A. 1983a. Evolution of Salt Structures, East Texas Diapir Province, Part 1: Sedimentary Record of Halokinesis. *AAPG Bulletin*, **67**: 1219-1244.

- Seni, S. J. & Jackson, M. P. A. 1983b. Evolution of Salt Structures, East Texas Diapir Province, Part 2: Patterns and Rates of Halokinesis. *AAPG Bulletin*, **67**: 1245-1274.
- Serrane, M.; Seguret, M.; Fauchier, M. 1992. Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of Southern Gabon. *Bulletin de la Societe Géologique*, **163**: 135-146.
- Silva-Telles Jr, A. G. 1996. *Estratigrafia de seqüências de alta resolução do Membro Coqueiros da Formação Lagoa Feia (Barremiano?/ Aptiano da Bacia de Campos - Brasil)*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Mestrado, 268p.
- Spathopoulos, F. 1996. An insight on salt tectonics in the Angola Basin, South Atlantic. In: Alsop, G. I.; Blundell, D. J.; Davison, I. (ed.) *Salt tectonics*. London, Geological Society, Special Publication 100, 153-174.
- Standlee, L. A.; Brumbaugh, W. D.; Cameron, N. R. 1992. Controlling factors in the initiation of the South Atlantic Rift System. *Elf Aquitaine Memoir*, **13**: 141-152.
- Stewart, S. A. & Coward, M. P. 1995. Synthesis of salt tectonics in the southern North Sea, UK. *Marine and Petroleum Geology*, **12**: 457-475.
- Strugale, M. 2002. *Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do Sistema Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná*. Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Mestrado, 124p.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Sciences*, **283**: 684-721.
- Szatimari, P. 1985. Controle tectônico da origem inorgânico Petroléo. *B.Téc.Petrobrás*, **29**: 3-6.
- Szatimari, P. 1998. Tectonic control of petroleum distribution along the South Atlantic margins. *AAPG Bulletin*, **82**: 1974.
- Szatimari, P.; Conceição, J. C. J.; Lana, M. C.; Milani, E. J.; Lobo, A. P. 1984. Mecanismo tectônico do "rifteamento" sul-Atlântico. In: Congresso Brasileiro de Geologia XXXIII, Rio de Janeiro, v.4, p.1589-1601.
- Szatmari, P. & Aires, J. R. 1987. Experimentos com modelagem física de processos tectônicos no Centro de Pesquisas da Petrobrás. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **1**: 13-24.
- Szatmari, P.; E.Milani; Lana, M.; Conceição, J.; Lobo.A 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves. *Oil & Gas Journal*, **83**: 107-113.
- Szatmari, P.; Guerra, M. C. M.; Pequeno, M. A. 1994. Physical modelling of a giant antithetic fault formed by salt flow in the Santos Basin (Offshore SE Brasil). In: Internacional Sedimentological Cogress, Netherlands, v.14, p.F24-F25.

- Szatmari, P.; Guerra, M. C. M.; Pequeno, M. A. 1996. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brasil. In: ALSOP, G. I. (ed.) *Salt tectonics*. London, Geological Society of London, 19, 259-264.
- Talbot, C. J. 1977. Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. *Tectonophysics*, **42**: 159-181.
- Talbot, C. J.; Rönnlund, P.; Schmeling, H.; Koyi, H.; Jackson, M. P. A. 1991. Diapiric spoke patterns. *Tectonophysics*, **188**: 187-201.
- Tarnner, W. F. & Williams, G. 1968. Model diapirs, plasticity and tension. In: Braunstein, J. & O'Brien, G. D. (ed.) *Diapirism and Diapirs*. Tulsa, Oklahoma, USA, AAPG Memoir, 8, 10-15.
- Teisserenc, P. & Villermin, J. 1989. Sedimentary Basin of Gabon: geology and oil systems. In: J. D. Edwards & Santogrossi, P. A. (ed.) *Divergent / Passive Margin Basins*. Tulsa, AAPG Memoir, 48, 145-164.
- Trusheim, F. 1960. Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bulletin*, **44**: 1519-1540.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G. 2001. *Geodynamics*. 2nd. New York, Cambridge University Press, 1, 456p.
- Vail, P. R.; Audermard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N.; Perez Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (ed.) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, 1, 617-659.
- Vail, P. R.; Mitchum, J. R.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson Iii, S.; Sangree, J. B.; Bubb, J. N.; Hatlelid, W. G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, Oklahoma, USA, AAPG Memoir, 1, 49-212.
- van Keken, P. E.; Spiers, C. J.; van den Berg, A. P.; Muylert, E. J. 1993. The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, **225**: 457-476.
- Vendeville, B. & Cobbold, P. R. 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of Structural Geology*, **10**: 649-659.
- Vendeville, B. C. & Cobbold, P. R. 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. *Compte Rendu Academie Science Paris*, **305**: 1313-1319.
- Vendeville, B. C.; Cobbold, P. R.; Davy, P.; Brun, J. P.; Choukroune, P. 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: Coward, M. P.; Dewey, J. F.; Hancock, P. L. (ed.) *Continental extensional tectonics*. London, Geological Society of London, Special Publication 28, 95-107.

- Vendeville, B. C. & Jackson, M. P. A. 1992. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, **9**: 354-371.
- Vendeville, B. C. & Jackson, M. P. A. 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, **9**: 331-354.
- Verral, P. 1981. Structural interpretation and applications to North Sea problems. Joint Association of Petroleum Exploration Courses (JAPEC), unknownp.
- Ville, L. 1856. Notice géologique sur les salines des Zahrez et les gites de sel gemme de Rang el Melah et d'Ain Hadjera (Algerie). *Annales des Mines*, **15**: 351-410.
- Viviers, M. C. 1986. Bioestratigrafia e evolução paleoambiental do Meso-Neocretáceo da Bacia de Santos. In: Congresso Brasileiro de Geologia XXXIV, Goiânia, v.1, p.50-66.
- Viviers, M. C. & Azevedo, R. L. M. 1988. The southeastern area of the Brazilian continental margin: its evolution during the Middle and Late Cretaceous, as indicated by paleoecological data. *Revista Bras. de Geociências*, **18**: 291-298.
- Waltham, D. 1997. Why does salt start to move? *Tectonophysics*, **282**: 117-128.
- Warren, J. K. 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. New York, Springer, 1, 1035p.
- Weijermars, R.; Jackson, M. P. A.; Vendeville, B. 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, **217**: 143-174.
- White, N. J.; Jackson, J. A.; McKenzie, D. P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, **8**: 897-909.
- White, R. S. & McKenzie, D. P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**: 7685-7729.
- Whitehead Jr., J. A. & Luther, D. S. 1975. Dynamics of laboratory diapir and plume models. *Journal of Geophysical Research*, **80**: 705-717.
- Williams, G. & Vann, I. 1987. The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls. *Journal of Structural Geology*, **9**: 789-795.
- Woidt, W. D. 1978. Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics*, **50**: 369-386.
- Worral, D. M. & Snelson, S. 1989. Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. In: Bally, A. W. & Palmer, A. R. (ed.) *The Geology of North America – An Overview*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, 1, 97-138.
- Wu, S.; Bally, A. W.; Cramez, C. 1990. Allochthonous salt, structure and stratigraphy of the north-eastern Gulf of Mexico. Part II: Structure. *Marine and Petroleum*

Corrêa, F.S. 2009. *Evolução Halocinética da Região Centro-Norte da Bacia de Santos, Brasil.*

Geology, **7**: 334-340, IN17-IN28, 341-348, IN29-IN44, 349-364, IN45-IN56, 365-370.

Xiao, H. & Suppe, J. 1992. Origin of Rollover. *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, **76**: 509-529.

Zalán, P. V. & Oliveira, J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **13**: 269-300.

Zalán, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C. J.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Zanutto, O. A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Geologia, S. B. d., 3^o Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, Atas, v.1*, p.441-477.

Zalán, P. V.; Wolif, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, S.; Conceição, J. C. J.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R.; A., M. 1990. The Paraná basin, Brazil. In: Leighton, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F.; Eidel, J. J. (ed.) *Interior Cratonic Basins*. AAPG, (Memoir 51), 681-708.

ANEXO I

Experimentos Físicos em caixas de areia imageados por tomografia computadorizada de raios-X

A modelagem de processos físicos relacionados à halocinese avançou consideravelmente nas últimas décadas. A modelagem é uma importante ferramenta para expandir o conhecimento sobre a gênese e a evolução de estruturas halocinéticas, bem como da geometria, pois fornece uma visão tridimensional de cada etapa do desenvolvimento das estruturas compatível com o tempo de observação do homem.

1 Experimentos análogos: estado da arte

O estudo da halocinese apresenta grande importância à exploração de petróleo devido à sua capacidade em gerar estruturas propícias à construção de reservatórios (sinformes) e à acumulação de petróleo (trapas - antifomes), bem como na implantação de rotas de migração de hidrocarbonetos. Outra propriedade do sal que deve ser salientada é a alta capacidade de reter fluidos, funcionando como uma eficiente barreira à migração de hidrocarbonetos (selo) (Jenyon 1986).

Devido à importância da halocinese em estudos de bacias, a modelagem física torna-se uma importante ferramenta no esclarecimento da evolução de estruturas halocinéticas, bem como no auxílio à interpretação sísmica voltada a exploração de hidrocarbonetos em bacias com histórico de movimentação salífera (Guerra & Szatmari 1993; Szatmari *et al.* 1996; Guerra *et al.* 1997; Mohriak & Szatmari, 2001 e Guerra & Szatmari 2008).

Os primeiros experimentos realizados na tentativa de simular a halocinese datam do início do século XX, os quais foram conduzidos utilizando-se dois fluidos imiscíveis com densidades contrastantes, normalmente óleo e mel. O fluido mais denso era depositado no topo, favorecendo a instabilidade gravitacional (instabilidade de Rayleigh-Taylor) que provoca a ascensão do fluido menos denso, formando diápiros (Nettleton 1934, 1943; Hubbert 1937; Odé 1968; Ramberg 1967, 1981).

O clássico exemplo da aplicação do conceito da instabilidade de Rayleigh-Taylor na halocinese pode ser visto no trabalho de Trusheim (1960), onde o autor

descreve que a formação de diápiros de sal no norte da Alemanha está relacionada somente com movimentos autônomos do sal sob influência da gravidade.

A inquietação de alguns cientistas em melhorar a analogia dos materiais dos experimentos físicos com as observadas na natureza conduziu à utilização de camadas rúpteis (areia quartzosa) sobre uma camada dúctil (silicone) que representaria os evaporitos (Hubbert 1937; Nettleton & Elkins 1947; Parker & McDowell 1955; Vendeville *et al.* 1987; Szatmari & Aires 1987; Vendeville & Cobbold 1987; Cobbold *et al.* 1989). O grande avanço desta metodologia estava na formação de falhas, que anteriormente não eram observadas, porém ainda com grande dificuldade em criar diápiros perfurantes devido à resistência da camada rúptil sobreposta (Guerra & Szatmari 2008).

O trabalho pioneiro de experimentos análogos na tentativa de observar escorregamentos gravitacionais foi realizado por Cloos (1968), no qual o autor utilizou argila como material dúctil. Desde então, vários trabalhos experimentais têm sido realizados focando o escorregamento gravitacional (Mauduit *et al.* 1997), e a maioria deles, assumem que a direção de escorregamento depende do mergulho da superfície de descolamento e/ou da inclinação da base dos evaporitos.

As primeiras contribuições voltadas ao estudo de espalhamento gravitacional com sistemas de dúctil-rúptil (sal/sedimentos) foram dadas por Vendeville & Cobbold (1987), utilizando experimentos análogos em caixas de areia e silicone. Tais experimentos abriram um leque de possibilidades para a criação de diversos modelos sob variadas condições de contorno, permitindo reproduzir estruturas observadas na natureza, bem como fornecer informações de como foram geradas e qual a interação entre a deformação e a síncrona sedimentação (Brun & Fort 2004).

A grande ênfase dos experimentos físicos foi dada aos processos gravitacionais de escorregamento do sal devido à exploração de hidrocarbonetos em bacias marginais, no intuito de compreender qual o controle das estruturas como: diápiros, *rollovers* e grabens na acumulação de hidrocarbonetos (Cobbold & Szatmari 1991; Vendeville & Jackson 1992 a,b; Gaullier *et al.* 1993; Szatmari *et al.* 1996; Jackson & Vendeville 1994; Mauduit 1998; Mauduit & Brun 1998). Já a análise da deformação compressional, à frente dos sistemas de espalhamento, tem sido considerada por Cobbold *et al.* (1989), Mauduit (1998), Ge *et al.* (1997) e McClay *et al.* (1998).

2 Experimento 2890: Experimento de teste de sensibilidade das variáveis

O experimento 2890 teve como objetivo testar a sensibilidade dos principais fatores que governam o deslizamento gravitacional do sal, como: a inclinação da base, a espessura de sal e o aporte de sedimentos.

2.1 Condições iniciais

A falha que afeta a base do silicone foi construída sobre uma camada de 2 cm de areia no fundo do recipiente, na qual foi moldada uma falha normal com rejeito vertical de 0,4 cm, mergulhando para a borda deposicional.

No bloco baixo da falha foi colocada uma camada de cerca de 4-5 mm de espessura de silicone para preencher o desnível causado pela falha e, posteriormente, mais 4 mm de silicone foi colocado por todo o recipiente, inclusive na região da falha, de forma que todo o recipiente fosse preenchido com silicone.

Passadas 12 horas para que ocorressem homogeneização e estabilização do silicone, o recipiente foi rotacionado em 2°, para que desse início ao deslizamento gravitacional do silicone. Os parâmetros de condução do experimento estão descritos na tabela 1.

2.2 Resultados e Discussão

Os resultados obtidos com o procedimento descrito na tabela 1 estão dispostos em ordem cronológica na figura 1.

A imagem 2890_004 (Figura 1), corresponde à camada de silicone recém basculada para a direita em 2°, porém a mesma não demonstrou qualquer evidência de deslocamento espontâneo do silicone durante o período de pré-sedimentação, o qual durou aproximadamente 50 minutos (Tabela 1).

A velocidade de deslocamento do sal sob ausência de sobrecarga do sedimentar está relacionada ao próprio peso da camada de sal e pela inclinação da base do sal. No caso do experimento, a movimentação da camada inferior de silicone por sobrecarga do próprio silicone foi descartada devido ao fato de o material ser homogêneo e não apresentar grandes diferenças de temperatura e pressão. Portanto, o que controla a velocidade do deslocamento no experimento é a inclinação da base.

Tabela 1: Dados da condução do experimento 2890.

imagens	Experimento	seção	tempo duração	intervalo tempo	Espessura Sed. (cm)	sedimento (Tipo)	quebra plataforma (cm)
1	2890_004_009	275	0:00:00	0:00:00		silicone	
2	2890_006_009	275	0:52:54	0:52:54	0,2	corindon/pedra púmice	15,6
3	2890_008_009	275	2:01:04	1:08:10	0,3	corindon/pedra púmice	15,6
4	2890_010_009	275	3:30:34	1:29:30	0,4	corindon/pedra púmice	15,6
5	2890_014_009	275	6:41:30	3:10:56			15,6
6	2890_015_009	275	7:29:34	0:48:04	0,3	areia/pedra púmice	15,2
7	2890_016_009	275	8:15:33	0:45:59	0,5	areia/pedra púmice	15,2
8	2890_017_009	275	8:48:45	0:33:12			15,2
9	2890_019_009	275	9:50:26	1:01:41			15,2
10	2890_020_009	275	10:02:48	0:12:22	1	areia/pedra púmice	9,74
11	2890_021_009	275	11:04:09	1:01:21			9,74

A inclinação da base foi estimada em 2° com base em informações de bacias sedimentares, inclusive nas bacias de Santos e Campos, onde a superfície do topo da

seqüência evaporítica seria plana e a base apresentaria um declive 2° em às águas profundas.

Existe uma proporcionalidade direta entre a inclinação da base e a velocidade de deslocamento, o que permite avaliar que a baixa inclinação aplicada ao experimento resultou numa baixa velocidade de deslocamento, impossibilitando a movimentação do sal durante o início do ensaio.

A primeira camada de coríndon depositada sobre a camada de silicone apresentava 0,2 cm de espessura e 15 cm de largura, ao longo de toda a borda esquerda do experimento (Figura 1, imagem 2890_006), o que resultou num acréscimo de sobrecarga sedimentar de 50% da espessura do silicone. A sobrecarga aplicada provocou ondulações na porção distal do modelo após 1 hora do ensaio, quando foi depositada mais uma camada de 0,2 cm de espessura de coríndon.

Na porção proximal da imagem 2890 (Figura 1) não ocorreu a formação de diápiros devido a dois fatores: pela grande espessura depositada e porque a distensão regional era pequena devido à baixa velocidade de deslocamento. A espessura da primeira camada de coríndon ultrapassou o limite máximo de 1/3 da espessura da camada de silicone (Vendeville & Jackson 1992a), no qual as forças de flutuabilidade (*buoyancy*) conseguem atuar. Assim, para que diápiros de silicone começassem a crescer seria necessária uma espessura de coríndon de no máximo 0,13 cm.

O excesso de sedimento depositado acima do silicone possibilitou o desencadeamento do processo de transferência de massa intra-camada (lei de Poisuille), onde a velocidade do fluxo (maior deslocamento) é maior no centro da camada de silicone que está limitada no topo pela espessa camada de coríndon e na base pela placa de espuma rígida. Esta interpretação é corroborada pela imobilidade da frente de progradação, que se manteve estacionada na mesma posição de deposição, evidenciando que não houve espalhamento gravitacional da camada sedimentar, mas somente um afundamento do pacote sedimentar dentro do silicone por sobrecarga, resultando na expulsão do silicone para as porções mais distais.

Somente após 2 horas da deposição da primeira camada de coríndon e de sucessivas deposições similares (Tabela 1), os primeiros diápiros de silicone ascenderam na porção distal do experimento como (imagem 2890_014, Figura 1) resultado do acúmulo de silicone vindo das porções mais pressurizadas. Somente após

decorridos 1:34h houve o surgimento de diápiros na porção distal, em reposta a uma pequena distensão que estaria relacionada à fuga do silicone na região proximal.

A fuga do silicone para as porções mais distais causou o colapso da sobrecarga sedimentar, gerando dois pares de falhas sintéticas e antiéticas na borda do experimento e no centro do pacote sedimentar (imagem 2890_021, Figura 7.1). As falhas apresentaram mergulho em torno de 60° , coerente com o critério de Mohr-Coulumb, porém no estágio final do experimento, quando foi adicionada uma camada considerável de areia (1 cm), as falhas se propagaram com ângulos da ordem 76° para as camadas recém depositadas, indicando que o processo de distensão na região proximal havia cessado devido ao término do suprimento de silicone.

Portanto, o experimento 2890 demonstrou que espessos e amplos pacotes sedimentares depositados rapidamente sobre uma camada de sal podem promover halocinese através da transferência de massa ao longo da própria camada de material dúctil, gerando estruturas diapíricas nas porções de maior compressão.

Nas porções próximas ao continente na área estudada, onde as espessuras de sal não ultrapassavam 200 m, o experimento 2890 (adotando-se uma inclinação média de 2° para a base do sal, uma espessura média da camada de sal de 200m e uma alta taxa de sedimentação para os carbonatos (200 m/Ma) e sedimentos da Formação Florianópolis/Guarujá na porção proximal) auxiliou no entendimento do estágio inicial do processo de deslizamento do sal. Pode-se assumir que em 500 mil anos foi depositado sobre a camada de sal cerca de 50% da sua espessura, o que poderia ter causado o fluxo do sal intra-camada, gerando falhas com pequenos rejeitos na porção proximal e diápiros na porção distal, onde houvesse menor pressão litostática e desaceleração do fluxo pelo aumento da espessura da camada do sal (Figura 1).

Portanto, a delgada camada de sal com geometria em cunha em direção ao continente associada à rápida deposição sedimentar albiana, especialmente pelos carbonatos, podem explicar a incipiente ocorrência de jangadas na porção proximal e a seqüência albiana deformada por diápiros de pequena amplitude nas proximidades do *albian gap* (Figura 1).

Outro fato importante é que a partir do Albiano não se observa com muita freqüência a atividade destas falhas para as seqüências superiores, demonstrando que todo o processo halocinético se desenvolveu em aproximadamente 10 Ma na porção

proximal da bacia. Este evento é considerado neste trabalho como a primeira fase de deformação sin-deposicional na bacia.

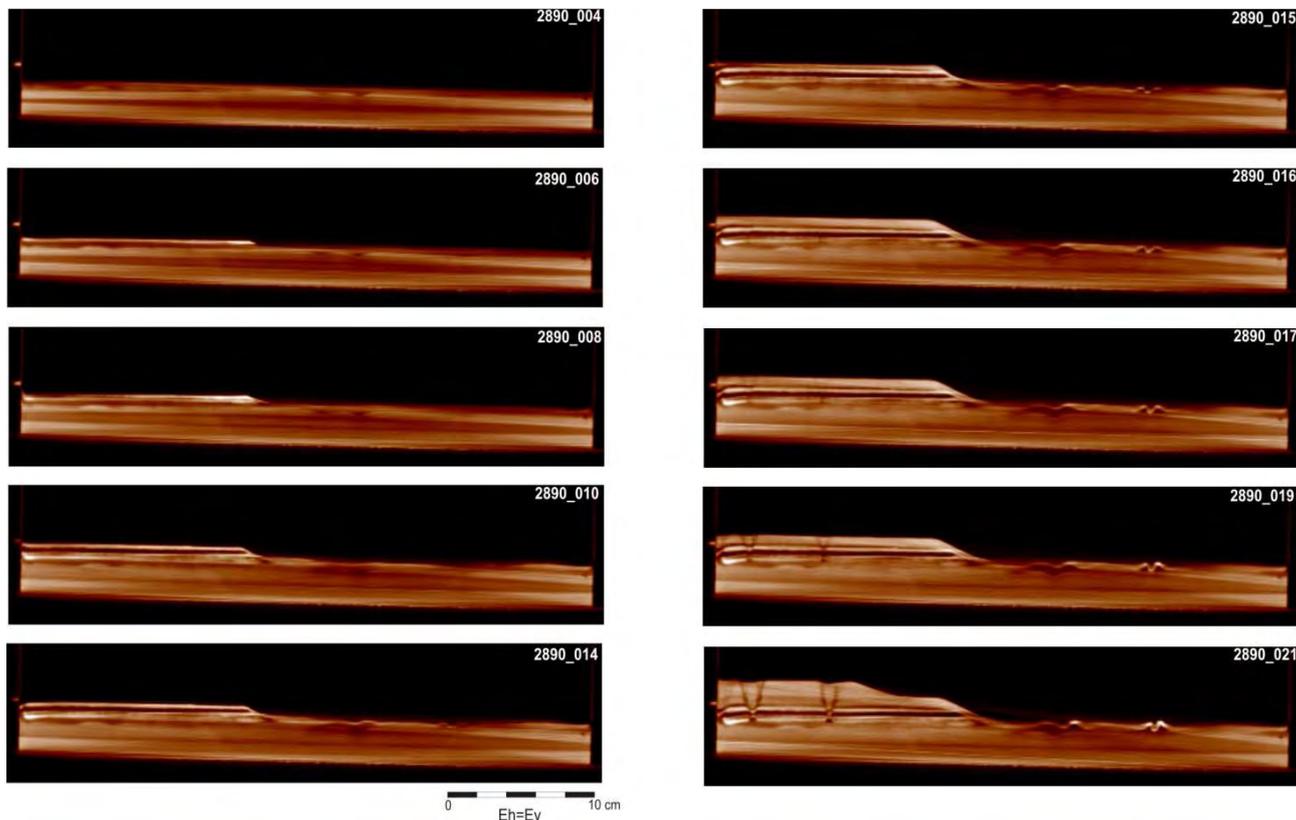


Figura 1: imagens do tomógrafo de raios-X demonstrando a evolução do experimento 2890 (código IFP). Inicia-se na primeira imagem da coluna da esquerda e termina na última imagem da coluna da direita. O traço preto no meio da seqüência sedimentar é constituído de pedra-pomes, estabelecendo um visível marco entre as seqüências de areias de coríndon e de quartzo.

3 Experimento 2 - 2899

3.1 Condições iniciais e de contorno

O recipiente do experimento foi forrado com uma placa de espuma dura, na qual foi esculpida uma falha normal com mergulho para a borda deposicional (Figura 2). A falha apresenta cerca de 1cm de rejeito vertical ao longo de toda extensão, sob o qual foi depositado 1 cm de silicone. O restante do recipiente foi preenchido com 0,5cm de silicone.

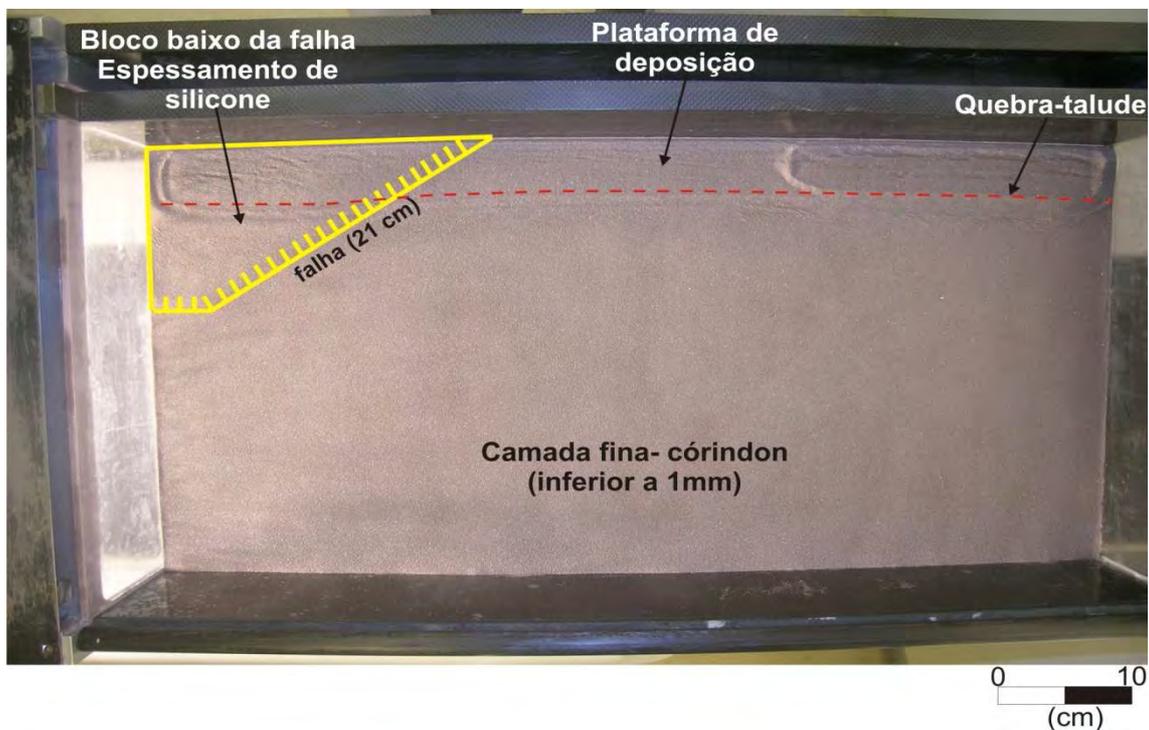


Figura 2: Recipiente do experimento demonstrando as condições iniciais de execução.

A falha está dividida em dois segmentos, sendo que o maior segmento (21 cm) está orientado obliquamente (aproximadamente 34°) à borda deposicional do recipiente (Figura 3) e o menor (4, 8 cm) perpendicular à borda. A falha foi dividida em dois segmentos para testar o impacto de uma sedimentação uniforme (sempre na mesma direção) sobre ressaltos na base do silicone que que apresentam orientações distintas.

Após um período de 12 horas de estabilização do silicone, o recipiente foi rotacionado cerca de 4° , causando a instabilidade do silicone que resultou na movimentação do mesmo declive abaixo. É válido notar que a velocidade de deslocamento do experimento 2899 é praticamente o dobro do experimento 2890, devido ao acréscimo em 100% do ângulo de inclinação da base.

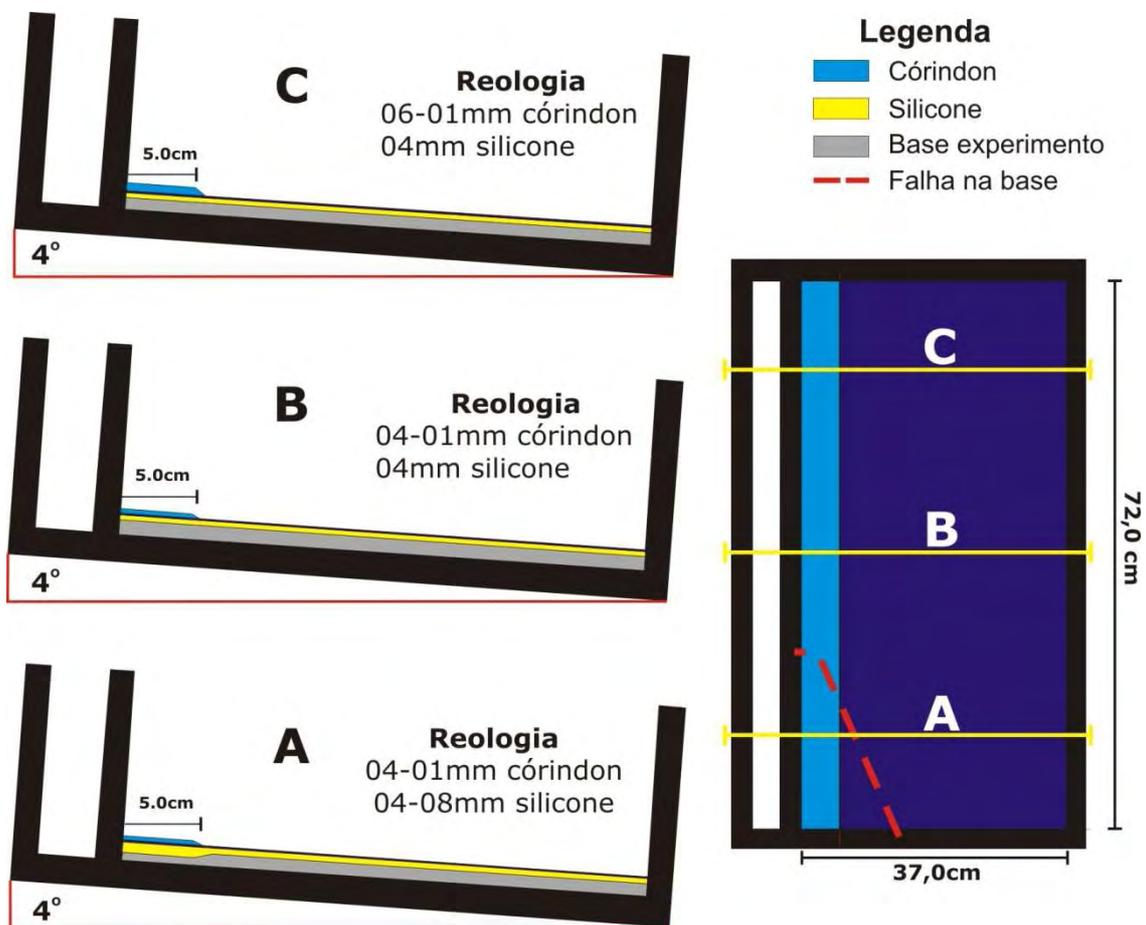


Figura 3: Configuração geométrica inicial do experimento.

Os dados de condução do experimento estão descritos na tabela 7.2.

Tabela 2: Dados da condução do experimento 2899.

imagens	Experimento	seção	tempo duração	intervalo tempo	Espessura Sed. (cm)	sedimento (Tipo)	quebra plataforma (cm)
1	2899_006_001	50	0:00:00	0:00:00	1	silicone	
2	2899_008_001	50	0:32:34	0:32:34	0,5	corindon/pedra púmice	5,8
3	2899_010_001	50	1:16:14	0:43:40			
4	2899_011_001	50	1:57:49	0:41:35	0,8	corindon/pedra púmice	6,9
5	2899_013_001	50	2:33:16	0:35:27			
6	2899_014_001	50	3:19:37	0:46:21	0,5	areia/pedra púmice	9,9
7	2899_022_001	50	5:09:59	1:50:22			
8	2899_023_001	50	6:04:28	0:54:29	1	areia/pedra púmice	15,55
9	2899_031_001	50	7:21:11	1:16:43			
10	2899_032_001	50	7:44:18	0:23:07	1,2	areia/pedra púmice	20,77
11	2899_040_001	50	9:11:02	1:26:44			
12	2899_041_001	50	9:44:57	0:33:55	1,1	areia/pedra púmice	21,8
13	2899_053_001	50	10:07:55	0:22:58	0,7	areia/pedra púmice	

3.2 Resultados

O experimento 2899 apresenta dois resultados distintos, conforme as condições iniciais estabelecidas. Na região da falha, as características das estruturas e da evolução do deslizamento gravitacional foram diferentes da porção onde a base do experimento era plana, sem ressaltos. Assim sendo, a descrição do experimento foi realizada de forma separada conforme os estilos estruturais.

3.2.1 Região da falha da base do silicone

Na região da falha de base, após passados 10 min da inclinação do recipiente, o silicone já apresentava movimentações espontâneas, sem necessitar de sobrecarga diferencial, evidenciada através de uma pequena inflação do sal sobre o bloco alto da falha (Figura 4, imagem 2899_50_06).

A deposição da primeira camada de coríndon criou uma sobrecarga diferencial que rapidamente foi compensada pelo acúmulo de silicone nas imediações do alto estrutural pré-existente. A camada pré-cinemática, após transcorridos 44 min de ensaio, apresentava-se completamente imersa no silicone (Figura 4, imagem 2899_50_10), porém somente a inflação do silicone sobre o alto estrutural demonstrava o deslizamento do silicone declive abaixo.

No centro do pacote sedimentar, uma protuberância sinformal de silicone se formada ocasionando falhamentos sintéticos e antitéticos segundo o critério de Mohr-Coulumb na primeira camada. Na borda do recipiente também foi notado um par conjugado de falhas nas proximidades de uma homoclinal que se formou pela rotação e translação da primeira camada em função do deslizamento gravitacional do silicone.

Em contrapartida à criação da inflação central de silicone, ocorreu um maior aprofundamento da primeira camada nas adjacências da protuberância. Este processo promoveu a preservação completa da camada, o que não ocorreu na região da inflação central, onde a camada era estirada e afinada pela ascensão do silicone, resultando numa distensão que é acomodada por meio de falhas normais.

A deposição da segunda camada de coríndon (figura 4- imagem 2899_50_11) deu início à geração de pequenos diápiros de silicone na zona de inflação frontal a plataforma deposicional. Após 35 min da deposição (figura 4, imagem 2899_50_13), intenso dobramento de alta frequência e baixa amplitude (altura média dos diápiros 0,3cm) se propagou ao longo de toda a zona de inflação frontal, particularmente na porção mais distal da protuberância, sobre o bloco alto da falha, onde ocorre a transição entre os extremos de espessura do silicone.

Analisando a equação de resistência do silicone ($S=V/t$) para a imagem 2899_50_13, pode-se determinar que a região da inflação distal foi a mais propícia à geração de dobras, pois a espessura no bloco baixo da falha atingiu cerca de 1,5 cm após 2:33 horas de ensaio e a espessura de silicone na porção mais distal atingiu no máximo 0,6 cm (espessura original 0,5 cm). Calculando-se a resistência ao fluxo do silicone para ambos extremos, obteve-se: $S=0,66$ para o bloco baixo da falha e $S=2,00$ para a porção mais distal. Esta diferença de resistência foi suficiente para gerar uma zona de compressão na transição entre os extremos de espessuras, que foi materializado pelo intenso dobramento do silicone e das delgadas camadas sobrepostas (Figura 5).

O fato do silicone estar confinado no recipiente pode ter ocasionado uma força contrária ao fluxo gravitacional devido à parede oposta à borda deposicional ter funcionado como um anteparo à movimentação do silicone. Porém, nos estágios iniciais do processo, este efeito ainda apresentou-se incipiente, predominando as forças de resistência do silicone no controle na movimentação descendente do silicone.

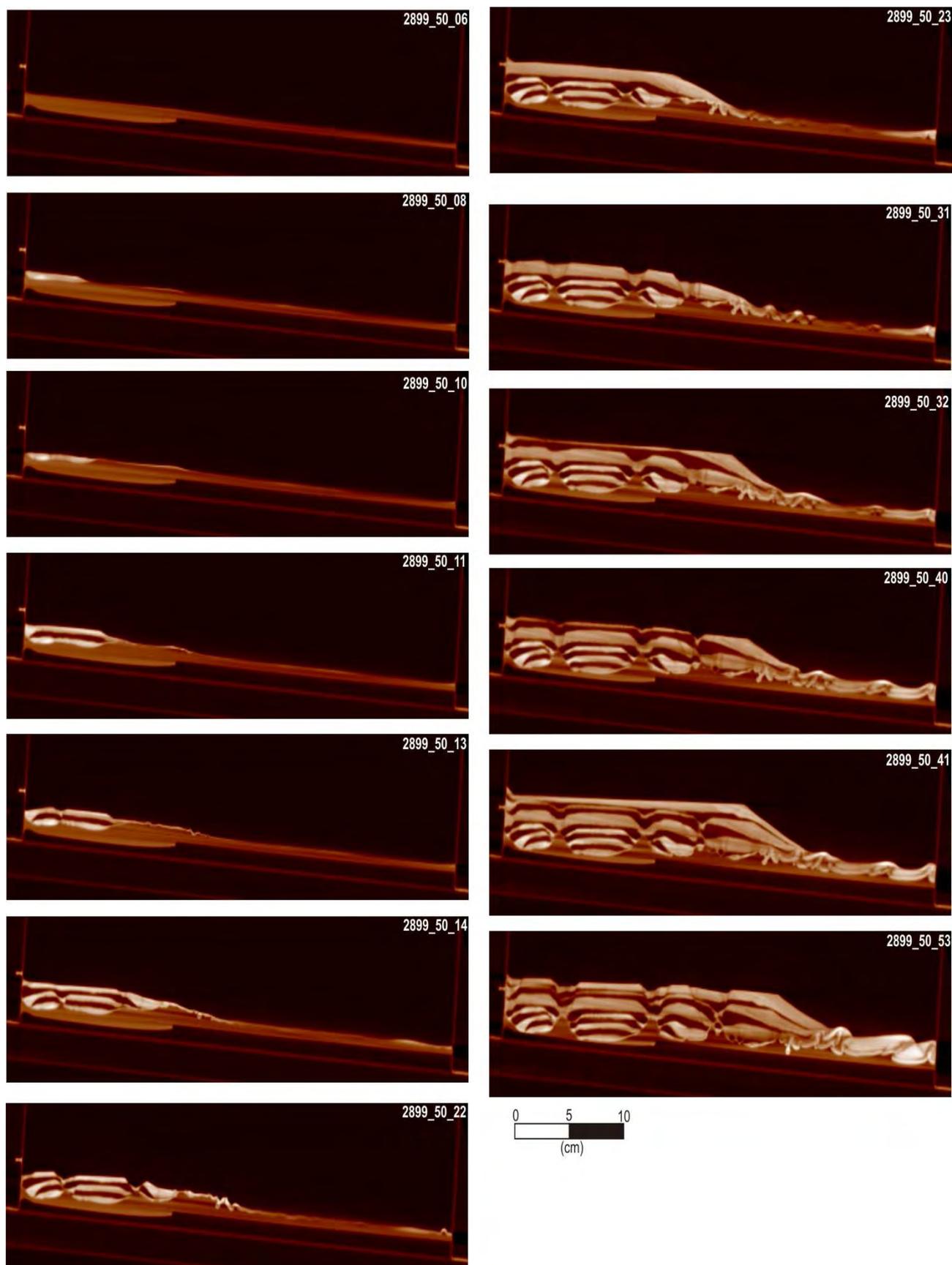


Figura 4: imagens de tomografia demonstrando os estágios de evolução do experimento 2899 para a região da falha da base do silicone.

Passadas 3:20 hs de ensaios, a terceira camada de coríndon foi depositada. A camada de 0,3 mm de espessura foi mantida por toda a plataforma, porém, na região do talude houve um acréscimo de praticamente o dobro da espessura da plataforma, da ordem de 0,6mm. Esta sobrecarga diferencial na inflação distal ocasionou a partição da mesma, resultando na geração de diápiros reativos.

A inflação central evoluiu para um diápiro reativo com falhas de ápice de diápiros durante a deformação proporcionada pela deposição da camada 2. Após a deposição da camada 3, falhas lítricas passaram atuar como protagonistas do processo, acomodando toda a distensão sobre *salt rollers*, acumulando uma distensão horizontal (*heave*) de 0,98cm após a deposição da camada 3.

A inflação distal evoluiu para um diápiro reativo com um par de falhas normais de ápice (sintética e antiética) devido à sobrecarga diferencial no talude ocasionada pela camada 3, resultando no afundamento de toda a seqüência sedimentar e na segmentação da mesma em três blocos, todos separados por diápiros. A distensão acumulada nos diápiros reativos foi de 1,77 cm.

À frente da progradação da camada 3, um novo diápiro iniciou-se em resposta à partição da inflação distal sob atuante processo de deslizamento gravitacional. Na imagem 2899_50_22 (Figura 4) observa-se que a zona das dobras foi comprida à ponto de o silicone cavalgar por cima da delgada camada de sedimentos e englobá-la dentro da massa de silicone, evidenciando que esta região do experimento permaneceu sendo uma zona de compressão.

A geração dos diápiros reativos está relacionada às espessuras e à distribuição das cargas sobre o silicone (Figura 6). Nota-se que no Ponto P1 a pressão foi mais elevada devido à maior sobrecarga, o que favoreceu o maior deslocamento do silicone para a direita da seção. Caso a deposição se restringisse somente à parte esquerda da seção, provavelmente a inflação distal teria aumentado somente em altura e seria deslocada para direita. Contudo, o acréscimo de sedimentos no talude sobre o centro da inflação distal provocou uma sobrecarga diferencial adicional, onde a diferença de pressão entre os pontos P2, P3 e P4 favoreceu o escoamento do silicone para a direita e para a esquerda da carga, resultando no afundamento da camada 3 e na criação de dois diápiros (1 e 2).

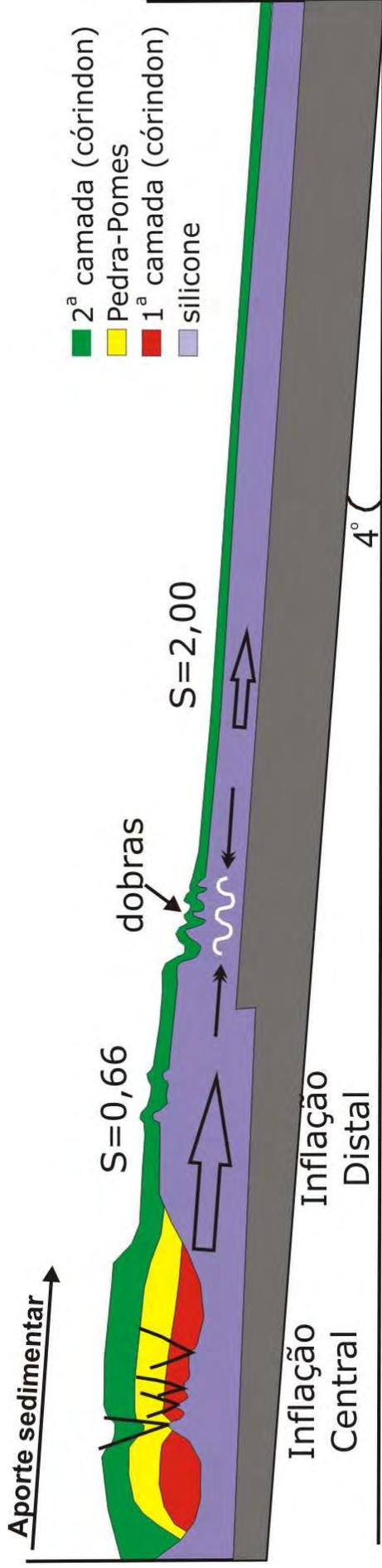


Figura 5: perfil 2899_50_13 interpretado. A deposição das camadas de coríndon proporcionou a criação de duas inflações do silicone, sendo que na distal houve maior acúmulo de material devido à menor pressão litostática sobreposta. O acréscimo de silicone na inflação distal diminuiu a resistência ($S=0,66$) ao fluxo (seta maior) que em contrapartida foi aumentada na porção distal pela pequena espessura, ocasionando uma zona de compressão materializada na forma de dobras.

O acréscimo de sobrecarga sobre grandes inflações de sal como causa da geração de diápiros em condições de progradação da linhas de costa pode explicar a presença de diápiros de sal reliquiais observados nas seções sísmicas da região da Zona de Falha de Cabo Frio. Isso indica que a flutuação do nível do mar e o aporte sedimentar são sensíveis variáveis que podem influenciar, significativamente, o estilo estrutural da seqüência pós-sal, bem como a geometria dos depósitos.

Ao longo da camada de silicone foram observadas ondulações de grande amplitude (média 1,3cm), comparadas às dobras da zona de compressão, indicando que toda a camada de silicone esteve sob compressão neste estágio. Outro fato indicativo de estado de tensão foi o surgimento de um diápiro simétrico de 0,8 cm de largura por 0,24 cm de altura na borda oposta à deposição. Este último resultou da transferência de esforços e de massa da porção proximal para distal, onde a massa de silicone foi barrada pela parede do recipiente, oferecendo resistência ao fluxo gravitacional do silicone (Figura 4, imagem 2899_50_22).

Com o término do ciclo deposicional do coríndon, uma camada de areia foi depositada sobre o arcabouço estrutural descrito até o momento, cerca de 5:10 hs após o início do experimento, com 1,0 cm de espessura recobriu toda a plataforma e talude pré-existentes, soterrando até mesmo a zona das dobras (imagem 2899_50_23, figura 4) num avanço de 5,65 cm em relação à borda da camada 3.

Após aproximadamente 1:15 h da deposição da camada 4, observou-se a consolidação do arcabouço estrutural estabelecido na seqüência de camadas de coríndon (imagem 2899_50_32, figura 4). Os diápiros reativos central, 1 e 2 apresentaram maior desenvolvimento, com propagação de falhas de ápice para as seqüências mais jovens. Nesta fase ficou nítida a separação da seqüência de coríndon em três blocos, limitados por diápiros reativos.

As falhas associadas aos ápices dos diápiros promoveram a geração de grabens simétricos em perfil (imagem 2899_50_31, figura 4) e elípticos vistos em planta (figura 7), nos quais ocorreram acréscimo de deposição sedimentar, ocasionando crescimento preferencial da seção ao longo das falhas sintéticas (imagem 2899_50_32, figura 4). Dentro dos grabens ocorreram falhas secundárias num padrão *en-échelon* envelopadas por falhas levemente curvadas na face da direita do diápiros e por falhas mais retilíneas na face esquerda dos mesmos. Isso pode ser devido à movimentação do diápiro para a

direita em função do deslizamento gravitacional, resultando na intensificação do arqueamento dos traços das falhas.

As três camadas depositadas posteriormente (tabela 2) somente amplificaram os processos já desencadeados durante a deposição das camadas de coríndon, como:

- a permanência da atividade dos diápiros como reativos;
- a propagação dos grabens de ápice dos diápiros central e 1;
- a continuidade da rotação e translação da seqüência sedimentar.

Todavia, algumas sutis modificações foram notadas, como: no diápiro 1, a partir da imagem 2899_50_40 (Figura 4), o graben simétrico deu lugar ao desenvolvimento da falha lítrica sintética, promovendo maior rotação do bloco baixo e crescimento diferencial de seção sedimentar ao longo do plano da falha. Este processo resultou do contínuo afinamento da camada de silicone à direita do diápiro 1, exaurindo o suprimento de silicone para o crescimento do mesmo. Com o término de suprimento de silicone e contínua distensão horizontal, o diápiro começou a colapsar. Este fato foi evidenciado pelo alargamento do ápice do diápiro a partir da imagem 2899_50_32, onde o diápiro apresenta uma forma triangular, e à medida em que o tempo passou, o diápiro apresentou uma forma mais arredondada (imagem 2899_50_53, figura 4), indicando que o diápiro não mais crescia verticalmente, mas alargava-se longitudinalmente devido à distensão horizontal. Este alargamento promoveu o desenvolvimento de uma das falhas, que preferencialmente iniciou-se pela sintética por acompanhar a direção regional do fluxo do silicone.

O mesmo processo pôde ser observado no diápiro 2, porém em estágios mais evoluídos de desenvolvimento, demonstrando partição do diápiro em outros menores e propagação de grabens de ápice para as seções mais jovens.

A análise de distensão em função da sedimentação e níveis de progradação demonstrou que para cada pulso de sedimentação havia um pulso de distensão algum tempo depois.

3.2.1 Região da superfície plana

A grande mudança entre as regiões do experimento 2899 foi a espessura de silicone, a qual foi reduzida para 50% na região da superfície do silicone plana em

função da ausência da falha da base. Assim, a espessura média do silicone passou a ter 0,5 cm.

O basculamento do recipiente em 4° para a direita criou condições de instabilidade na camada de silicone, porém após 32 min que antecederam a deposição da primeira camada de coríndon, não houve mudanças significativas nas imagens de tomografia, demonstrando que a resistência do silicone com esta espessura necessitaria de mais tempo para que houvesse movimentação significativa. Levando em consideração a taxa de deformação do silicone ($3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) durante 32 min haveria um deslocamento de aproximadamente 0,1 cm da camada de silicone, tornando imperceptível qualquer alteração na geometria da camada.

A deposição da primeira camada de coríndon (tabela 2, imagem 2899_300_08-figura 8) causou uma sobrecarga de aproximadamente 73Pa no topo do silicone, a qual acelerou o processo de deslizamento do silicone, resultando no surgimento de falhas normais sintéticas e antitéticas cerca de 1:15hs após a sedimentação (imagem 2899_300_10-figura 8). Estas falhas apresentaram ângulos de aproximadamente 60° com a vertical, demonstrando coerência com o critério de Mohr-Coulumb. Contudo, somente a partir da deposição da segunda camada de coríndon (tabela 2 – imagem 2899_300_11-figura 8) as falhas passaram a ser mais nítidas nas imagens tomográficas, evidenciando um maior deslizamento da camada de silicone.

Na imagem 2899_300_13 (figura 8) nota-se a presença de 4 pares conjugados de falhas sintéticas e antitéticas, resultando em grabens de ápice. Saliências de silicone se formaram devido à sobrecarga diferencial na plataforma, expulsando o silicone para as regiões de menor pressão mais próximas, ou seja, na frente da progradação.

O diapirismo reativo é o processo de deformação dominante na plataforma nas primeiras 3:20 hs de ensaio (imagem 2899_300_14, figura 8). Os blocos de sedimento (jangadas) foram separados pelo crescimento do diápiros e, por isso, apresentaram maior translação em relação à rotação. Ou seja, os blocos flutuaram sobre a camada de silicone em movimento, sendo transportados declive abaixo.

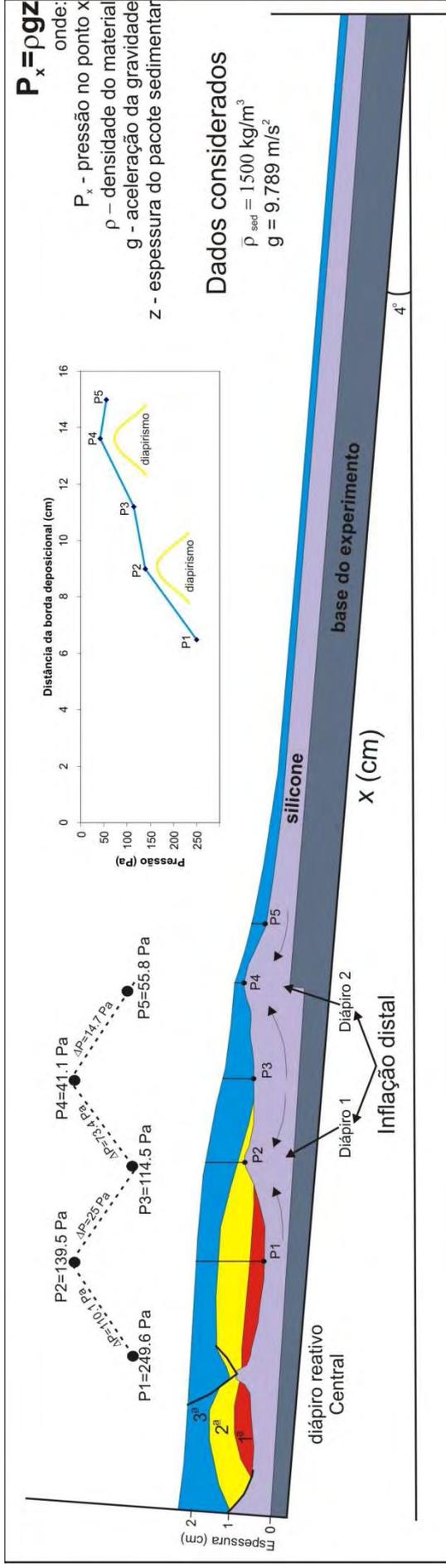


Figura 6: análise de pressão no topo da camada de silicone. Vermelho, amarelo e azul são as camadas 1, 2 e 3 de coríndon, respectivamente. P1,P2,P3,P4 e P5 são os pontos onde foram calculadas as pressões no topo da camada de silicone.

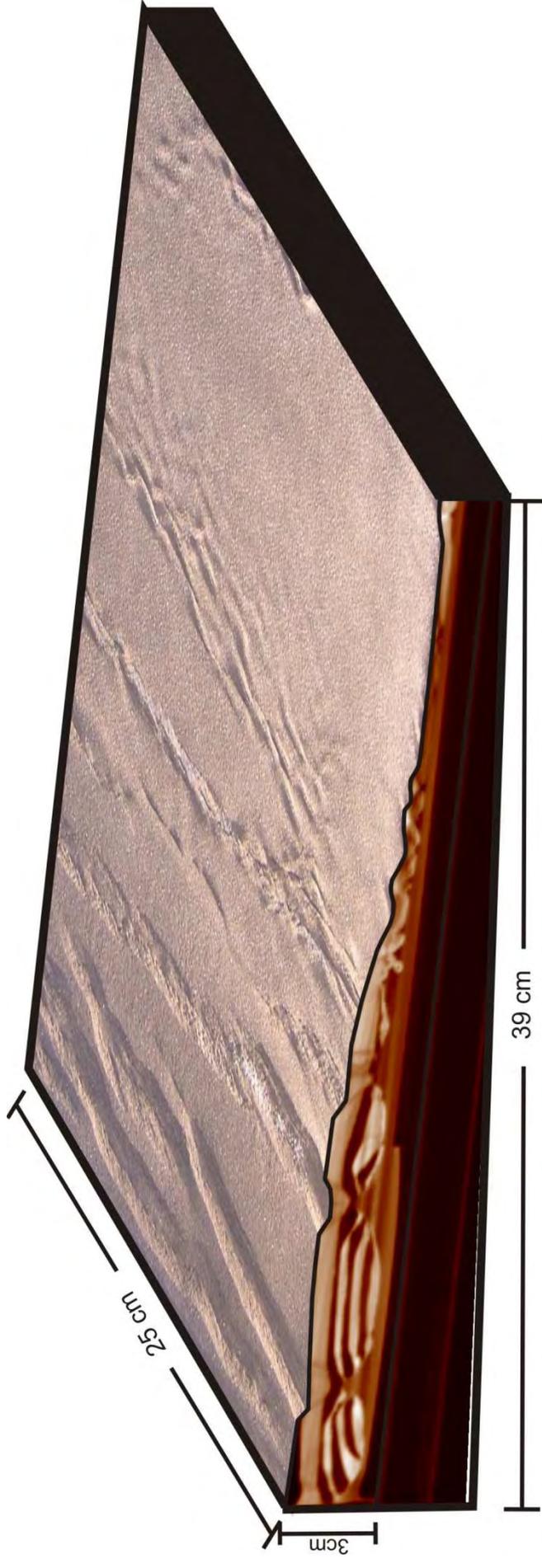


Figura 7: modelo 3D do experimento 2899 na região da falha de base.

Após a deposição da terceira camada de coríndon (imagem 2899_300_14, figura 8), um intervalo de tempo de 1:50 hs sem deposição promoveu o desenvolvimento completo de diápiros reativos até alcançar o início do colapso dos mesmos. Esse cenário ocorreu devido à preponderância da distensão horizontal sobre a sobrecarga sedimentar, onde o espaço gerado pela distensão foi sendo ocupado pelo silicone até que o suprimento de silicone basal fosse praticamente exaurido. A partir deste estágio, o ápice do diápiro passaram a aumentar de largura com o tempo e a se dividir em outros diápiros menores (Figura 9) (colapso de diápiros, Vendeville & Jackson 1992b).

A deformação na borda do experimento apresentou evolução precoce de falhas lítricas, devido ao bloco sedimentar A ter rapidamente afundado e tocado a base do silicone (salt weld), impossibilitando o crescimento do diápiro 2 após este estágio. Assim, a deformação passou a ser acomodada por falha lítrica que tangenciou o flanco esquerdo do diápiro 2, rotacionando o bloco B em 19° no sentido anti-horário, acompanhando a direção do fluxo do silicone. É importante ressaltar que o mecanismo descrito para o bloco B é válido para o bloco A (Imagem 2899-300_15 a 2899-300_22, figura 9).

O desenvolvimento das falhas na borda do experimento e do diápiro 3 causaram a segmentação do bloco C que permaneceu intacto desde a deposição da 3ª camada, sendo somente transportado declive abaixo sobre a camada de silicone por cerca de 1.4 cm (velocidade média de 0.76 cm/h). No flanco esquerdo do bloco C, uma importante falha lítrica sintética se desenvolveu, rotacionando o bloco D no sentido anti-horário com translação para a esquerda.

No talude da 3ª camada, falhas normais se desenvolveram para compensar a remoção do silicone para porções mais distais devido à sobrecarga sedimentar sobre o flanco direito da zona de compressão (1ª fase de dobramentos) (2899_300_15 - figura 9). Em decorrência deste fato, a zona de compressão foi intensificada na forma de uma grande protuberância de silicone, tendo o topo crenulado por dobras de pequenas amplitudes. Este dobramento pode ser considerado a 2ª fase de dobramentos no experimento.

A partir da imagem 2899_300_22 (Figura 8) as tensões de compressão foram observadas na porção distal (direita) do experimento, na forma de dobras de pequena amplitude, que à medida que a distensão ocorria na porção proximal (esquerda), as dobras foram comprimidas e diminuíram de amplitude, denotando um aspecto crenulado à superfície do silicone nesta porção do experimento

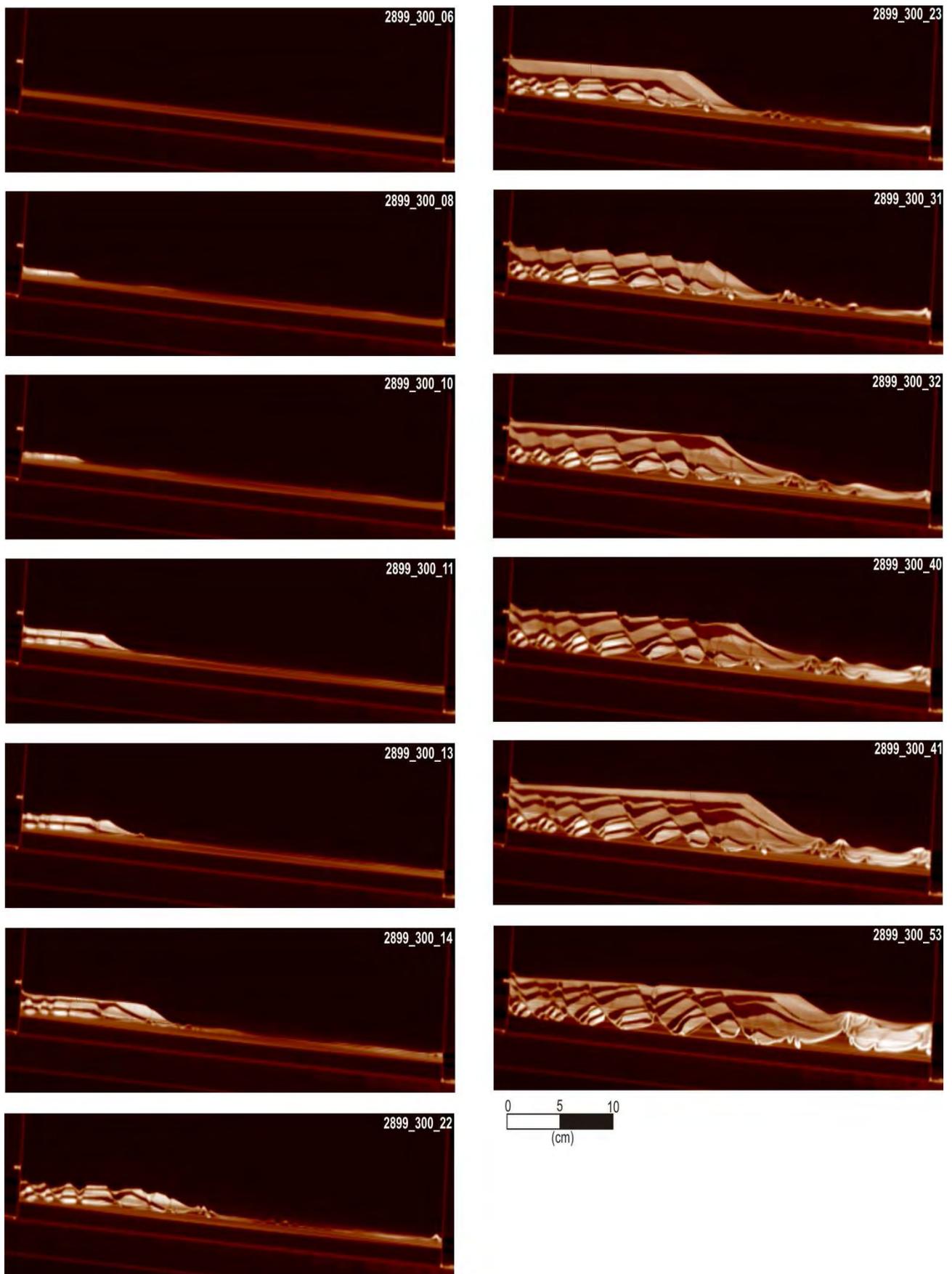


Figura 8: imagens de tomografia demonstrando os estágios de evolução do experimento para a região onde a base do silicone é plana.

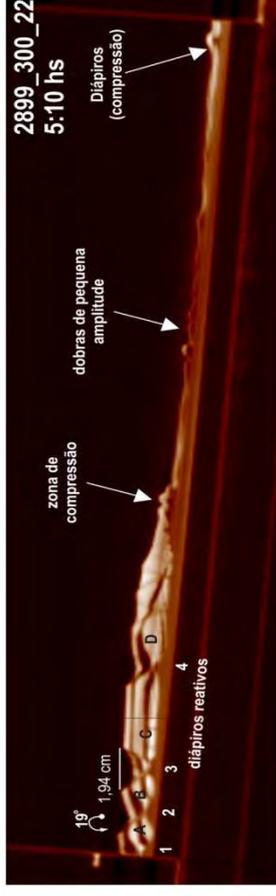
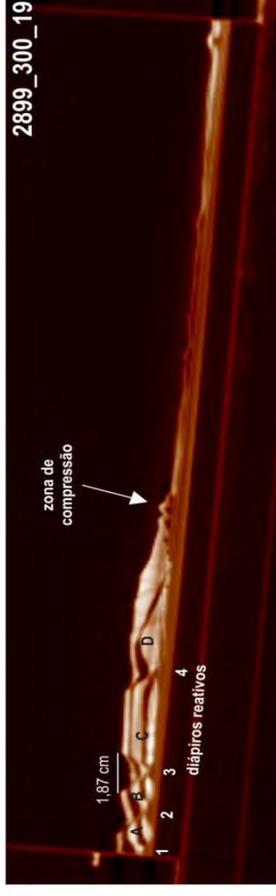
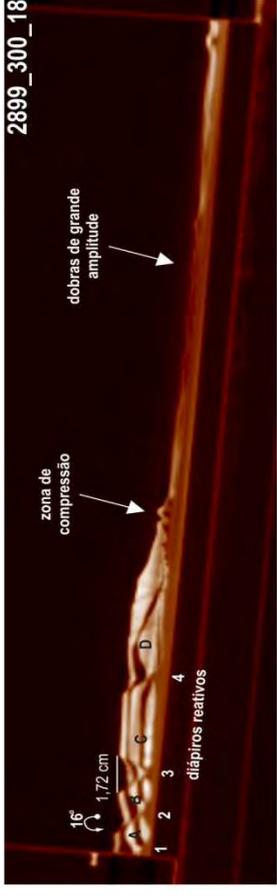
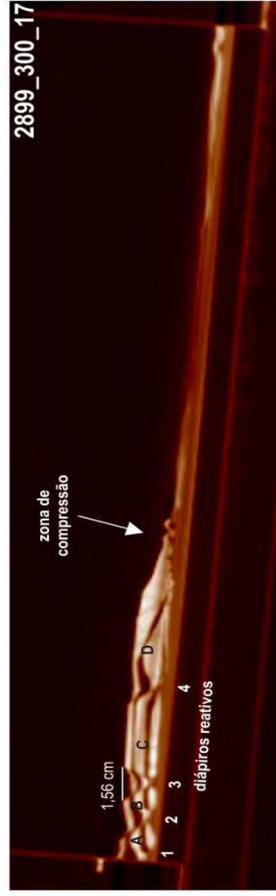
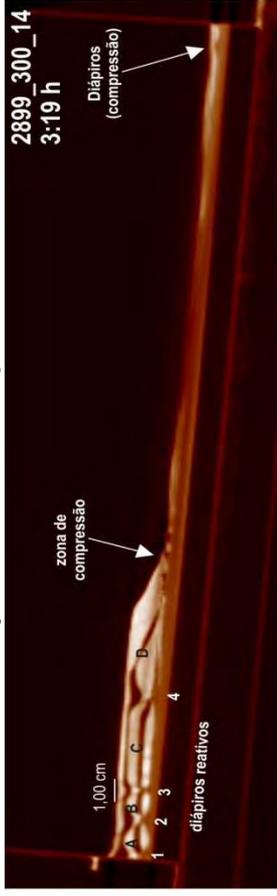


Figura 9: imagens tomográficas demonstrando a evolução estrutural após a deposição da 3^a camada de coríndon.

Com o término da deposição da seqüência de coríndon, uma espessa camada de areia (Tabela xx) foi depositada sobre o arcabouço estrutural estabelecido até então (imagem 2899_300_23, figura 8). Aproximadamente 1:15h após a deposição, um conjunto de falhas lítricas sintéticas (6 falhas sintética e 1 antitética) se desenvolveram com espaçamento regular de cerca de 3,25 cm (Figura10). A espessa camada 4 propiciou uma sobrecarga homogênea em toda a plataforma, favorecendo o desenvolvimento das falhas sintéticas pré-existentes.

A falha lítrica sintética tangencia o flanco direito do diápiro, com geometria côncava voltada para a direção principal do fluxo de silicone. A superfície de descolamento da falha pode ocorrer no topo e/ou no meio da camada de silicone, que num movimento semelhante a um pêndulo, rotaciona o bloco estrutural no sentido anti-horário favorecendo a geração de espaço de acomodação sedimentar na forma de grabens. A contínua deposição sedimentar preferencialmente sobre os grabens cria uma sobrecarga diferencial local, dando continuidade ao processo de rotação e expulsão do sal por sobrecarga e distensão. Dependendo do estágio de evolução, este processo pode ocasionar a completa separação de uma seqüência sedimentar, bem como transportá-las por longas distâncias. Na natureza, este processo é conhecido como tectônica de jangadas (*rafting tectonics*, Duval *et al.* 1992). O processo somente irá estagnar quando o suprimento de sal sob a falha for completamente exaurido e a base da seqüência sedimentar tocar a base do silicone, resultando numa feição estrutural conhecida como cicatriz do sal (*salt weld*).

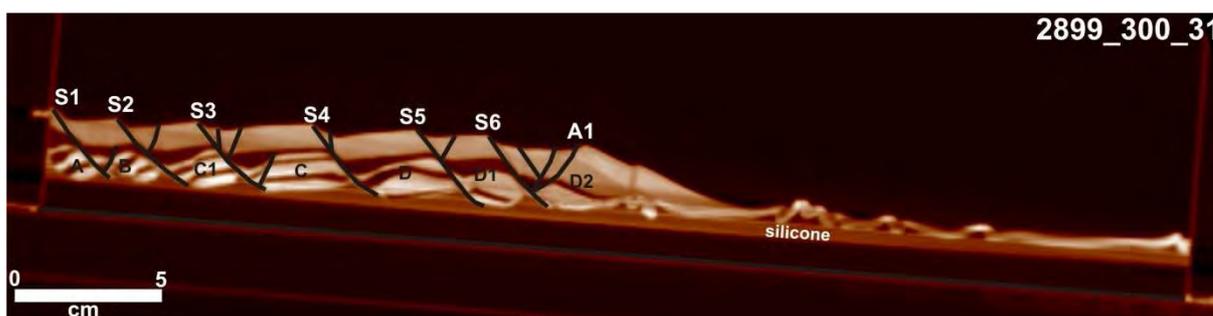


Figura 10: imagem tomográfica após a deposição da 4ª camada, demonstrando o estabelecimento de falhas lítricas sintéticas com espaçamento aproximadamente regular. (S_n identificam as falhas sintéticas e a A1 a falha antitética nas proximidades da quebra da plataforma. A letras A,B,C e D são os blocos gerados durante a deposição das camadas de coríndon. Já as derivações C1, D1 e D2 são blocos gerados após a deposição da 4ª camada de areia e pedra-pomes).

Outras duas camadas de areia e pedra-pomes foram acrescentadas ao experimento (Tabela 2), porém sem grandes modificações no arcabouço estrutural, apenas a evolução das estruturas já desencadeadas com a deposição da 4ª camada. O fato marcante neste processo evolutivo foi a segmentação dos grandes blocos (C e D, figura 9) em blocos menores que passaram a ser limitados por falhas lístricas ancoradas nos flancos do diápiros (salt rollers) (figura 10).

3.2.2 Comparação entre as estruturas do obtidas com experimento com as da área estudada.

Estruturas observadas através de fotografias obtidas sistematicamente durante o tempo do experimento revelaram importantes configurações que podem ser associadas às estruturas interpretadas na área estudada (Figura 11).

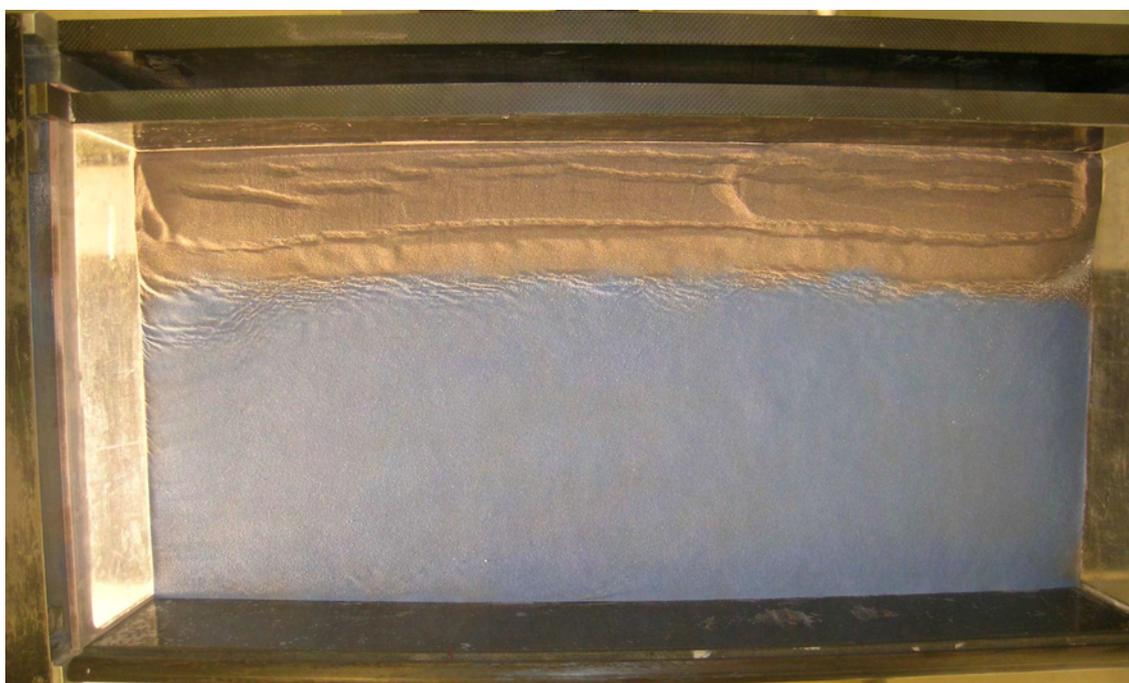


Figura 11: fotografia da superfície do experimento após a terceira camada de coríndon.

No bloco baixo da falha de base observam-se duas características distintas daquelas observadas no restante do experimento: (i) a geração de grabens sobre o ápice de diápiros com direção oblíqua à borda do recipiente e (ii) diápiros subparalelos à falha de base no frente de progradação sedimentar.

A mudança na direção do graben sobre o bloco baixo da falha está associada à movimentação diferencial nesta porção, pois o deslocamento do silicone é maior do que

no restante devido à menor resistência em função da maior espessura de silicone ($S=v/t$) (Figura 11).

O plano de falha da base foi o divisor de espessuras de silicone, onde no bloco baixo a resistência ao fluxo foi menor e no bloco alto a resistência foi maior, resultando numa movimentação diferencial do silicone e na geração de dobras *en-échelon* sobre o plano de falha da base. Estas dobras com o desenvolvimento do deslizamento gravitacional se propagaram ao longo de todo o experimento. Em contrapartida, no lado oposto do experimento, a deposição se desenvolveu sobre uma superfície sem ressaltos no embasamento, gerando dobras subparalelas no frente de progradação. A coexistência de duas frentes de propagação de dobras resultou em figuras de interferência, semelhante à propagação de duas frentes de ondas com diferentes direções (figura 12).

No lado direito da figura 11 foi depositada uma camada mais espessa de sedimentos em relação ao lado esquerdo (tabela 2). A sobrecarga adicional provocou uma modificação na configuração geométrica do silicone, especialmente na região de transição entre as áreas de maior e menor sobrecarga, pois resultou na rotação anti-horária das dobras à frente da maior sobrecarga e, um acréscimo de rotação horária das dobras à frente da menor sobrecarga, resultando numa reentrância defronte a zona de transição.



Figura 12: fotografia da superfície do experimento demonstrando o acréscimo de sedimentação do lado direito.

O experimento 2 demonstrou que não somente a influência de falhas na base do silicone ou sal pode ocasionar modificações na configuração estrutural, mas o aporte sedimentar diferenciado também pode gerar modificações com grande impacto na geometria final do sal, especialmente nas zonas de transição devido às diferenças de tensões serem mais discrepantes.

Na área estudada ocorreram mudanças de depocentros sedimentares ao longo do tempo, particularmente entre o Campaniano e o Maastrichtiano na subárea sul sobre uma espessa camada de sal. Já na porção norte, durante o mesmo intervalo de tempo a deposição foi incipiente, quando comparada à subárea sul. Este fato fez com que o *Albian Gap* na subárea sul fosse mais desenvolvido, pois o maior acúmulo de sedimentos proporcionado pelos depocentros fez com que as muralhas de sal fossem deslocadas mais para leste, ocasionando movimentações diferenciais ao longo da área, resultando numa geometria sigmoideal com fechamento no limite entre as subáreas.

4 EXPERIMENTO 3 - 2902

Os experimentos 2899 e 2902 apresentam exatamente as mesmas condições iniciais, onde a geometria das irregularidades na base e a espessura do silicone se mantiveram as mesmas. Contudo, foram alteradas as condições de condução do experimento após o basculamento do recipiente, como: a espessura de sedimentos, a taxa de sedimentação e o avanço da progradação.

Portanto, o objetivo deste experimento foi testar a sensibilidade dos parâmetros e forma a comparar com o experimento 2899 e avaliar o impacto destes na movimentação do silicone.

4.1 Configuração inicial do experimento

O recorte na base do recipiente foi chamado de falha de base e foi dividido em dois segmentos: (i) paralelo à borda do recipiente com 5 cm de comprimento e 1 cm de profundidade; (ii) segmento com obliquidade em torno de 30° com a borda do recipiente, comprimento de 26 cm e profundidade de 1cm (Figura 13).

O segmento (i) foi propositalmente projetado para testar a influência de uma barreira perpendicular ao aporte sedimentar e ao provável fluxo do silicone. Já o segmento (ii) foi projetado para testar a influência de barreiras inclinadas ao fluxo do silicone.

A exemplo do experimento 2899, a base do recipiente foi forrada com uma espuma dura revestida por cartolinas quadriculadas centimetricamente (Figura 14). No

canto superior esquerdo da figura 14, observa-se recortes na espuma que representam irregularidades na base dos evaporitos.

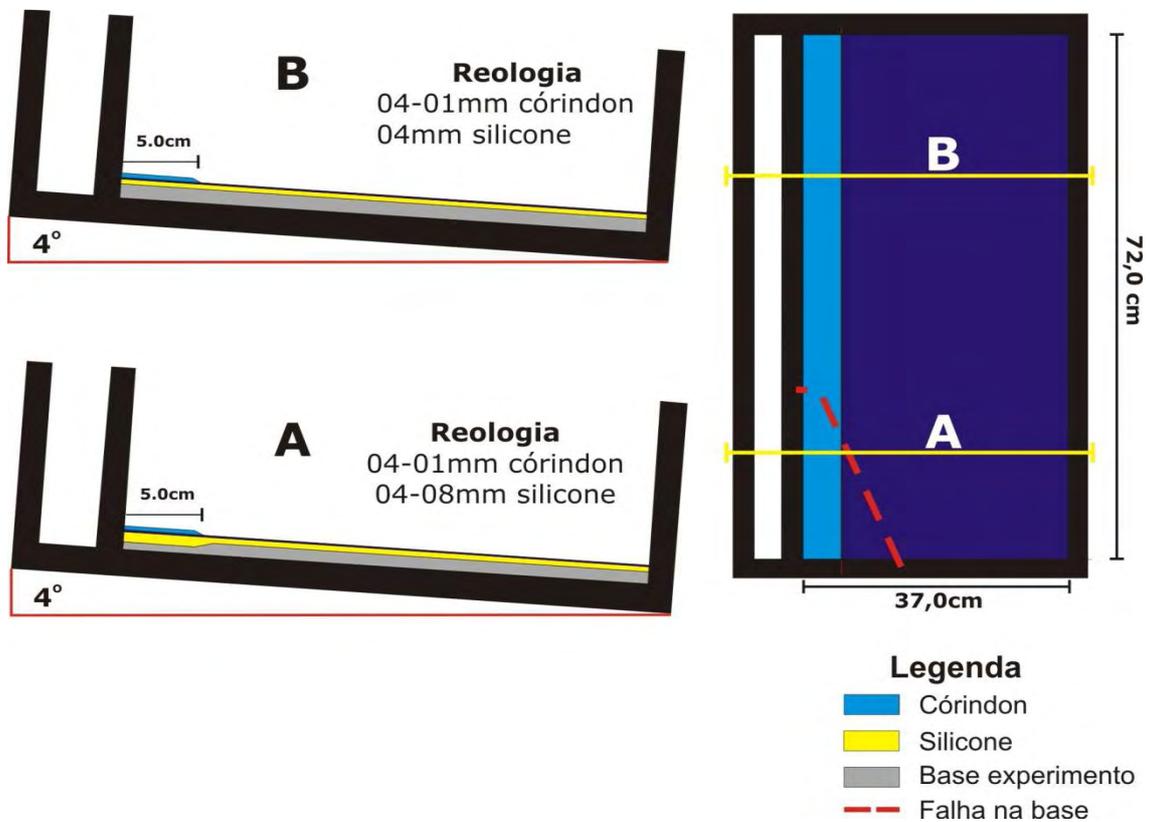


Figura 13: Configuração inicial do experimento 2902. Duas condições iniciais do experimento: região com a presença da falha de base e maior espessura de silicone e região sem falha e menor espessura de silicone.

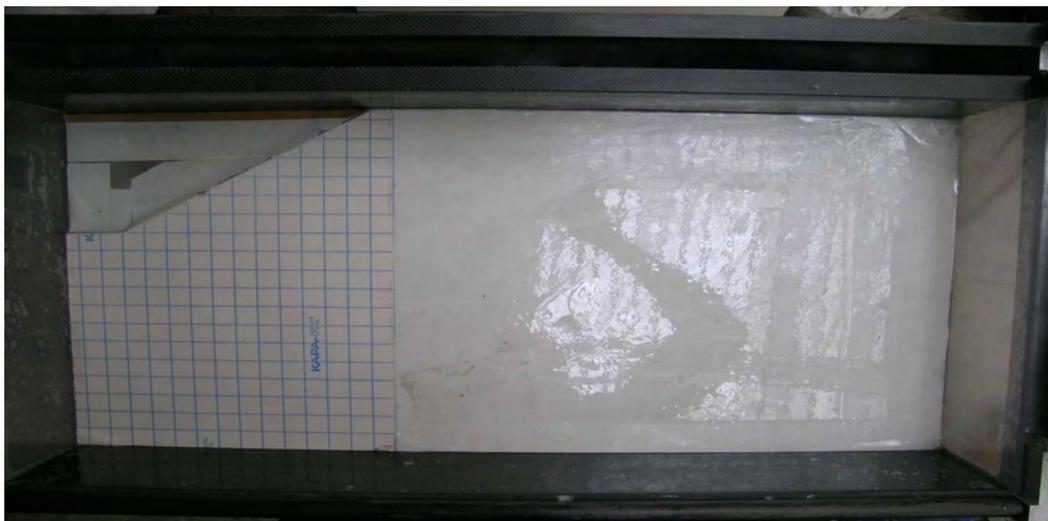


Figura 14: geometria da base do silicone ilustrando no canto superior esquerdo o contorno da falha de base esculpida na cartolina, representando irregularidades existentes na base dos evaporitos.

O recipiente foi preenchido completamente por uma camada de silicone que na região da falha de base atingiu espessura de 1cm e no restante do recipiente de 0,5cm.

Após 12 horas de homogeneização e estabilização do silicone, o recipiente foi rotacionado no sentido horário em cerca de 4°, causando instabilidade gravitacional que deu início ao deslizamento do silicone.

Os dados de condução do experimento estão descritos na tabela 3.

Tabela 3: Dados da condução do experimento.

imagens	Experimento	seção	tempo duração	intervalo tempo	Espessura Sed. (cm)	sedimento (Tipo)	quebra plataforma (cm)
1	2902_005	50	00:00:00	00:00:00	0,4	coríndon	6
2	2902_012	50	01:16:10	01:16:10	0,45	coríndon	6,8
3	2902_024	50	02:58:09	01:41:59	0,4	coríndon	10,1
4	2902_034	50	04:48:46	01:50:37	0,5	areia + pedra-púmice	12,3
5	2902_040	50	06:04:27	01:15:41	0,5	areia + pedra-púmice	14,7
6	2902_047	50	07:49:10	01:44:43	0,4	areia + pedra-púmice	16,6
7	2902_053	50	09:01:17	01:12:07	0,4	areia + pedra-púmice	18,5

4.2 Resultados obtidos

Da mesma forma que o experimento 2899, o experimento 2902 apresentou dois resultados distintos conforme as condições iniciais estabelecidas, os quais foram descritos separadamente para facilitar o entendimento da evolução das estruturas.

4.2.1 Região com presença de falha de base

A deposição da 1ª camada de coríndon (Tabela 3) promoveu o rápido acréscimo de silicone na frente da progradação e sobre o bloco alto da falha da base. (2902_50_05, figura 15) na forma de inflação do silicone em resposta à sobrecarga deposicional.

Na imagem 2902_50_11 (figura 15) toda a 1ª camada ficou imersa no silicone, praticamente coincidindo o topo da camada de sedimentos com a do silicone, o que demonstrou o afundamento da seqüência sedimentar com conseqüente remoção de volume de silicone, que foi transferido na forma de inflações frontais à deposição e no centro da seqüência sedimentar. A partir deste estágio, a camada foi segmentada em dois blocos pela ascensão da inflação central, os quais apresentaram preservação da espessura original. Já sobre a inflação central (Imagem 2902_50_11, figura 15) desenvolveram-se vários pares conjugados de falhas sintéticas e antitéticas com cerca de

60° de inclinação em relação à vertical (critério de Mohr-Coulumb), acomodando a distensão ocasionada pela ascensão do silicone.

Na borda do recipiente observou-se a translação e rotação da 1ª camada devido ao surgimento de um diápiro que aumentou de tamanho à medida que ocorreu a sedimentação (Figura 15, imagens 2902_50_11 a 65). Nota-se que o crescimento do diápiro não ocorreu por influxo de silicone das camadas inferior para o centro do diápiro, mas por sobrecarga adicional sobre as sinformes geradas já durante a deposição da 1ª camada de coríndon (*downbuilding*), favorecendo a expulsão do silicone sob a sinforme para a direita e preservando o diápiro da borda, onde a pressão litostática foi menor. A rotação da seqüência sedimentar ocorreu sobre a superfície do flanco direito do silicone que funcionou, semelhantemente, a uma falha lítrica, apesar desta não demonstrar um bloco alto por estar em contato com a borda do experimento.

A deposição da 2ª camada de coríndon promoveu o desenvolvimento de um diápiro a partir da inflação central, onde uma falha lítrica sintética passou a agir como protagonista da deformação, conduzindo o processo de segmentação dos blocos (Figura15, imagem 2902_50_23). Na frente da progradação, sobre o bloco alto da falha da base, dobras de pequena amplitude e alta freqüência surgiram formando uma zona de compressão semelhante àquela descrita no experimento 2899.

As imagens 2902_50_24 e 39 (figura 15) demonstraram o típico mecanismo de expulsão do silicone por meio da progradação sedimentar. Na imagem 2903_50_24, observa-se a deposição da 3ª camada de coríndon promovendo a rotação horária da 2ª camada sobre uma superfície de cisalhamento antitético no flanco esquerdo da inflação de silicone (inflação distal). A rotação horária ocorreu em resposta à translação da inflação de silicone à frente da progradação para a direita do experimento e pela expulsão do silicone sobreposto à quebra da plataforma da 3ª camada.

A deposição da 4ª camada (imagem 2902_50_34, figura 15) corroborou para a evolução da expulsão do silicone por meio da progradação sedimentar. Observou-se que a inflação distal evoluiu para uma grande muralha de silicone em virtude do grande volume concentrado nesta região.

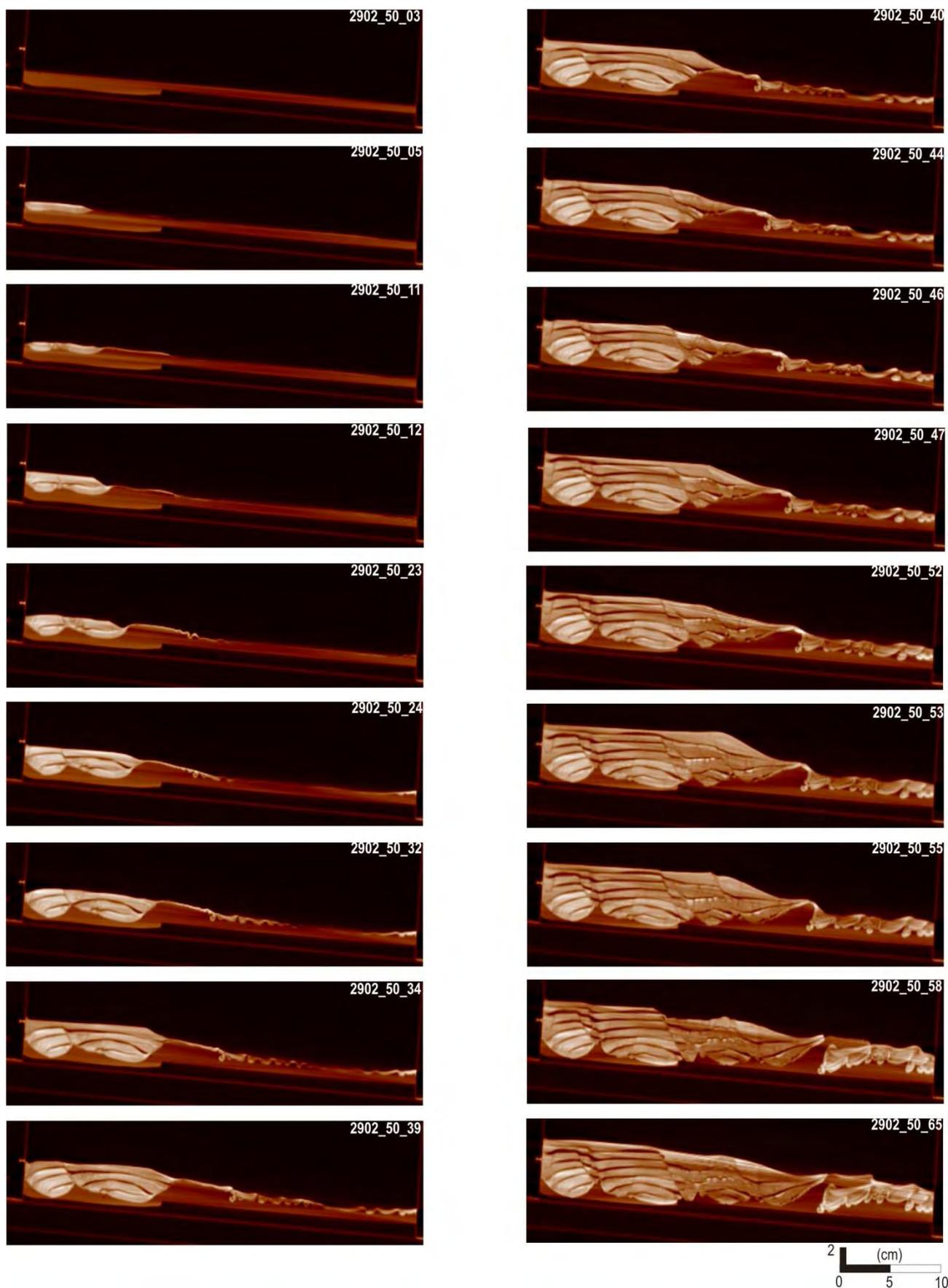


Figura 15: imagens de tomografia demonstrando os estágios de evolução do experimento para a região da falha da base do silicone.

No momento antecedente à deposição da 5ª camada (imagem 2902_50_34, figura 15), observou-se que quanto mais antiga era a camada, maior a inclinação do extremo direito da progradação em direção à base do silicone, evidenciando um contínuo deslocamento da muralha de silicone para a direita devido ao avanço da sobrecarga sedimentar.

A deposição da 5ª camada modificou o estilo estrutural predominante até a imagem 2902_50_39. O grande avanço da plataforma deposicional por sobre a muralha de silicone recém-gerada, deu início à partição da mesma em diápiros menores que ficaram localizados nas imediações do plano da falha da base, principalmente sobre o bloco alto. Tal sobrecarga gerou falhas lístricas sintéticas que resultaram numa nova segmentação do pacote sedimentar (Bloco C - imagem 2902_50_44, figura 15). Com o avanço da sedimentação e da distensão, a falha sintética, que limitava o Bloco C (falha S1) à esquerda, se desenvolveu gerando grabens de ápice propício à acumulação de sedimentos.

Com o avanço da progradação para direita, o foco da deformação também avançou na mesma direção, acompanhando as maiores sobrecargas e permitindo que a porção mais à esquerda simplesmente desenvolvesse as estruturas geradas durante a passagem das maiores sobrecargas (Figura 15). Este fato evidencia que a deformação do silicone estava fortemente associada aos pulsos de sedimentação e, à medida que a progradação avançava, estruturas eram modificadas e novas estruturas eram geradas sobre um espesso pacote de silicone à jusante.

A evolução da falha S1 deu início à rotação do bloco baixo C em direção à base do silicone, que em contrapartida foi alçado e cortado por outra falha sintética à direita (S3), que delimitou o recém-gerado Bloco D. Este processo resultou na geração de uma estrutura anticlinal com o núcleo formado por uma almofada de silicone e, limitados à esquerda e à direita por dois diápiros. Esta estrutura é conhecida como casca de tartaruga (Imagem 2902_50_55, figura 15).

O contínuo avanço da progradação, o grande suprimento de silicone à direita do Bloco C e o desenvolvimento da Falha S3 culminaram com a construção de um grande diápiro assimétrico com vergência para a direita (imagem 2902_50_52, figura 15) devido à grande sobrecarga imposta no flanco esquerdo. É fato que a compressão proporcionada pela borda direita do experimento contribuiu para a geração desta estrutura, indicando que é necessário um anteparo de grandes proporções para que isso

ocorra na natureza. Alguns exemplos podem ser observados no Golfo do México, onde uma grande falha na base do sal faz com que o sal suba e aflore na superfície, gerando *salt glaciers* e *canopies*.

Na imagem 2902_50_55 (Figura 15) pode se observar o limite crítico de ruptura da cobertura sedimentar pelo diápiro, elevando a seqüência sedimentar adjacente ao máximo de altura possível e depois rompendo-a (Imagem 2902_50_58, figura 15). A ruptura provocou o extravasamento do silicone na superfície de deposição que escorreu declive abaixo por gravidade (*salt glaciers*) até encontrar alguma barreira. Estas estruturas são conhecidas como *canopies* e são comuns no golfo do México. O resultado do processo desta estrutura pode ser observado pelo abatimento da porção centro-esquerda do bloco D devido à expulsão do silicone sobreposto por sobrecarga dos blocos C e D e por alívio de pressão no ponto de ruptura do diápiro. Este processo fez com que o bloco D rotacionasse ainda mais em relação à Falha S3, amplificando e propagando a antiformal CT1 (casco-de tartaruga) para as camadas mais jovens (tabela 3) (Imagem 2902_50_65, figura 15).

A imagem 2902_50_58 foi obtida após 13:10h de interrupção da sedimentação, demonstrando um estágio avançado do *canopie*. Por sobre este arcabouço aparentemente estável, foi depositada uma nova camada de areia que recobriu todo o recipiente. Cerca de 3:50hs depois da deposição, somente houve movimentação do silicone na camada alóctone, a qual apresentou um afundamento da sobrecarga sedimentar com decorrente expulsão para a direita formando pequenas protuberâncias na porção de menor pressão. Tais estruturas são também identificadas no Golfo do México, onde grandes massas evaporíticas alóctones são observadas em todo pacote sedimentar e especialmente em águas profundas, onde deforma o fundo do mar desde o Mioceno.

4.2.2 Região sem presença de falha de base

A deposição da 1ª camada de coríndon sobre uma camada de silicone de 0,5 cm de espessura começou a apresentar as primeiras falhas normais após 50 min da rotação do recipiente. Pares conjugados de falhas sintéticas e antitéticas se desenvolveram em decorrência da distensão horizontal (Imagens 2902_300_05 e 11, figura 16) que, somente a partir da 2ª camada as falhas se tornaram mais evidentes sobre ápices de diápiros reativos que cresceram à medida que a distensão horizontal evoluiu.

Na imagem 2902_300_23 (figura 16), a nítida presença de 3 diápiros reativos compartimentou o pacote sedimentar em 4 blocos principais (blocos A, B, C e D), delimitados por pares conjugados de falhas sintéticas e antitéticas que configuraram um sistema de grabens de ápice. Concomitantemente a distensão na borda esquerda do experimento, se formou uma zona de compressão na frente da progradação da 2ª camada de coríndon, sobre uma inflação de silicone, sendo caracterizada por dobras de pequena amplitude e alta frequência que consiste em mais um elemento da 1ª fase de deformação do silicone.

A 3ª camada de coríndon avançou por sobre a inflação distal de silicone, causando uma sobrecarga sedimentar local que resultou no desenvolvimento de falhas lítricas sintéticas (Falhas S4) e na criação do bloco E (Imagens 2902_300_24-32, figura 16). Em contrapartida, a uniforme sobrecarga sedimentar na borda esquerda do experimento favoreceu o desenvolvimento das estruturas geradas anteriormente, especialmente as falhas lítricas (Falhas S1, S2 e S3) com cisalhamento sintético que acompanhou o mesmo sentido de deslocamento do silicone (Imagem 2902_300_32, figura 16).

O desenvolvimento da Falha S4 promoveu um acréscimo significativo de tensão no bloco E por sobrecarga sedimentar, o que propiciou a compressão de toda a porção direita do experimento, resultando em dobras de pequena amplitude que deixam a superfície do silicone com aspecto crenulado (imagem 2902_300_32, figura 16).

Durante a deposição da 5ª camada de areia, dois estilos estruturais foram observados: blocos rotacionados por falhas lítricas sintéticas (blocos A, B e C) e antifomes semelhantes à casca de tartaruga limitada por diápiros, onde as falhas lítricas se desenvolveram na forma de rollovers (blocos D e E) (Figura 16 e 17).

O estilo estrutural do experimento permaneceu o mesmo até a deposição da 5ª camada de areia (tabela 3), com rotação de blocos pelo desenvolvimento de falhas lítricas sintéticas ancorados sobre diápiros de silicone e anticlinais semelhante à casca de tartaruga. Contudo, a partir da 5ª camada, o avanço da progradação posicionou a quebra da plataforma sobre o flanco esquerdo da inflação distal, que agora apresenta uma forma semi-circular com a superfície crenulada por pequenas dobras da 1ª fase de deformação (imagem 2902_300_44, figura 16). O fato da quebra da plataforma estar posicionada sobre o flanco da muralha propiciou o deslocamento da muralha como um toda para a direita, resultando na rotação das camadas mais antigas segundo um plano

de cisalhamento antitético (flanco esquerdo da muralha). Esta condição deposicional estabeleceu definitivamente os estilos estruturais desta região do experimento.

A continuidade da deposição e o progressivo avanço da progradação resultaram em estágios evoluídos destes dois estilos estruturais. A homogênea sobrecarga sedimentar na porção esquerda do experimento resultou na maior rotação dos blocos e amplificação da curvatura das antiformais, a ponto de gerar falhas de charneira de dobras para compensar o arqueamento (imagem 2902_300_44 – 65, figura 16). A sobrecarga proporcionada pela frente de progradacional no flanco esquerdo da muralha causou o deslocamento contínuo da mesma para a direita, resultando na maior inclinação das terminações progradantes das camadas mais antigas contra o flanco esquerdo da muralha (imagem 2902_300_58, figura 16).

A assimetria notada nas anticlinais da imagem pode ser associada a dois fatores principais:

(i) o suprimento de silicone na base da falha S3 foi suficiente para causar grandes deslocamentos ao longo da falhas (*rollovers*), resultando no maior abatimento da porção esquerda do bloco D em relação à direita, onde além da elevação proporcionada pela rotação da falha S3, ainda serviu de bloco alto para a falha S4, que no mínimo o manteve estático (imagem 2902_300_58, figura 16, observar o lado direito do bloco D mais elevado).

(ii) a resistência causada pela borda direita do experimento propiciou movimentos verticais ao invés de movimentos horizontais do silicone, impedindo que a porção direita do bloco E fosse ainda mais basculada em direção à base do silicone. Outra evidência foram as dobras comprimidas e soerguidas pelo alto grau de compressão proporcionada pela movimentação de massa da esquerda para direita e pela barreira que representa a borda direita do experimento.

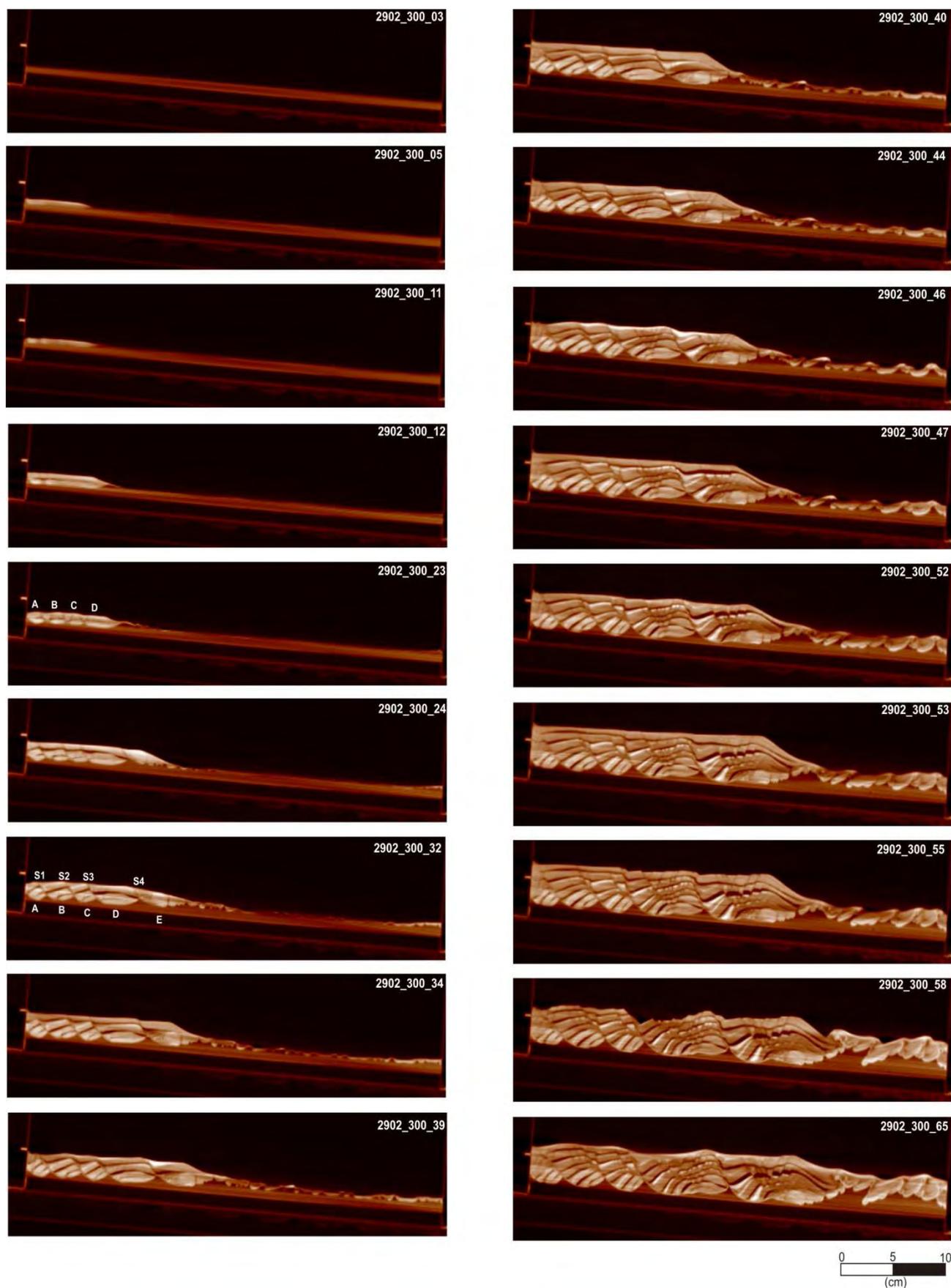


Figura 16: imagens de tomografia de raios-X demonstrando os estágios de evolução do experimento para a região onde a base do silicone é plana.

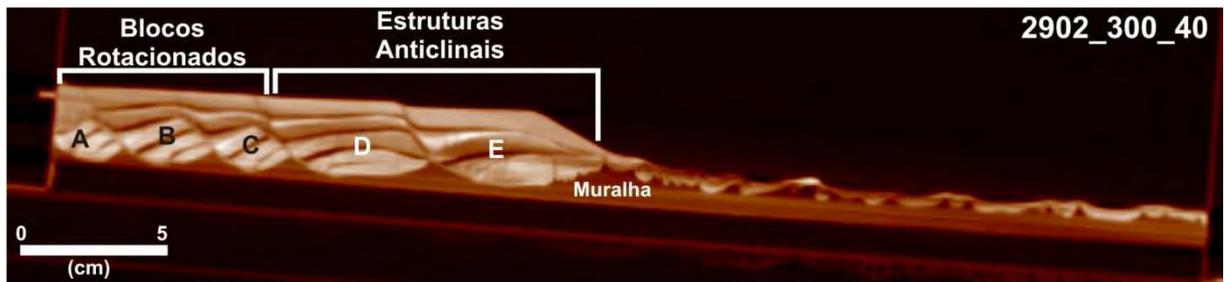


Figura 17: Estilos estruturais predominantes no experimento na porção proximal, onde há presença de irregularidades na base do silicone.

4.2.3 Comparação entre as estruturas obtidas com experimento e da área estudada.

As condições iniciais do experimento 2902 foram mais apropriadas para a comparação das estruturas halocinéticas entre o modelo e a real, pois as maiores espessuras de sedimentos foram depositadas sobre a falha da base e foram diminuindo a espessura de silicone tornando-se homogêneas na porção direita da figura 18.

Na porção esquerda da figura 18 está localizada a falha da base, onde a maior espessura de silicone no bloco baixo favorece menor resistência ao fluxo descendente, resultando numa movimentação diferencial na região da plataforma e sobre a falha da base. Os grabens de ápice de diápiros, com direção subparalela à borda do recipiente, apresentaram deslocamentos horários em planta, com a formação de falhas normais no interior dos grabens (figura 19). Corroborando com o mesmo deslocamento, dobras subperpendiculares se formaram sobre o plano de falha da base do silicone sob condições de deslizamentos anti-horários.

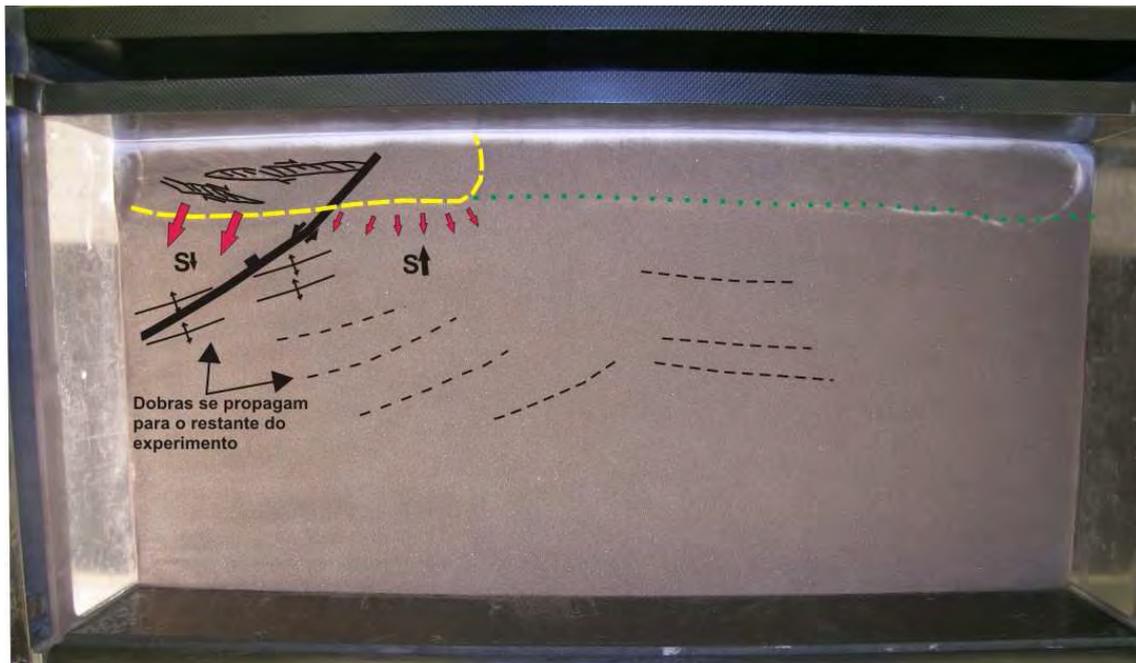


Figura 18: vista em planta do experimento 2899, após 2 hora de ensaios. S significa a resistência ao fluxo do silicone, onde a proporção da seta indica relativa diferença. Linha tracejada em amarelo indica plataforma com maior aporte sedimentar. Linha pontilhada em verde indica plataforma com menor aporte sedimentar.

As dobras geradas pelo movimento anti-horário sobre o plano de falha da base se propagaram pelo experimento, formando figuras de interferência quando interceptaram às frentes de propagação paralelas a borda do experimento, propiciadas pela progradação sedimentar (Figura 19).



Figura 19: fotografia da superfície do experimento demonstrando a figura de interferência causada pela progradação de ondas geradas pela sobrecarga sedimentar diferencial.

Na figura 19, observa-se o padrão de interferência de propagação de dobras ocasionadas por dois mecanismos distintos:

Influência de falha na base do sal, onde no bloco baixo houve maior espessura de silicone que favoreceu maior fluxo, causando deslocamento direcional ao longo do plano de falha da base, gerando dobras sub-perpendiculares que se propagaram ao longo de todo o experimento;

Diferenças no aporte sedimentar causaram propagação de dobras no silicone, especialmente na região transicional, resultando em reentrâncias voltadas para a borda deposicional ou para as porções mais profundas da bacia.

No caso da figura 19, foram testadas as hipóteses de influência de falha na base do silicone com progradação sedimentar paralela à borda deposicional e mudanças na quantidade do aporte sedimentar, também paralelos à borda deposicional. Ambas as hipóteses se confirmaram, quando mudanças nas direções de propagação das dobras ocorreram a partir do plano de falha da base do silicone ou da zona de transição de maior e menor aporte sedimentar.

Considerando a hipótese do prisma sedimentar retilíneo ao longo de toda a plataforma deposicional do experimento, uma tensão vertical teria sido aplicada ao longo de toda a plataforma, que quando transferida para a camada de silicone, resultou em diápiros de silicone paralelos à borda deposicional. A propagação de diápiros oblíquos gerados pela falha da base do silicone se interceptou com os diápiros paralelos à borda deposicional, resultando numa reentrância em forma de V.

A mesma estrutura também pode ser observada na zona de transição do aporte sedimentar, onde a diferença de sobrecarga criou fluxo de silicone radial com centro na zona de transição, favorecendo a formação de dobras perpendicular ao raio de propagação da onda. Este efeito foi suficiente para modificar o padrão retilíneo das dobras geradas pela plataforma uniforme, ocasionando figuras de interferência semelhantes ao encontro de duas frentes de ondas com diferentes direções de propagação (Figura 20).

Semelhanças entre as estruturas semi-circulares sul e norte podem ser tecidas com relação à propagação de ondas na forma de dobras observadas no experimento 3. As estruturas semi-circulares que ocorreram no domínio compressional proximal da área estudada apresentaram uma reentrância aproximadamente sobre a ZTIG, onde os

ápices das muralhas da ESCS tangenciaram a ZTIG e os diápiros da ESCN foram abruptamente truncados.

A propagação dos esforços causados pelo grande acúmulo de sedimentos do Senoniano se propagou na forma de ondas, gerando esforços compressivos radialmente a partir do maior depocentro do Maastrichtiano. Concomitantemente, na porção sul, a ZTM oferecia condições para propagação de dobras en-échelon, principalmente na direção NE. A junção de ambas propagações de esforços culminou com a geração de uma reentrância defronte a Ilhabela, com geometria em V e distribuição caótica dos diápiros.

Como observado no experimento, a reentrância é uma zona de intensa deformação halocinética, com abruptas mudanças de direção de diápiros em virtude da interferência das ondas de propagação. Isso poderia explicar a mudança abrupta de direção e a caótica distribuição dos diápiros e muralhas nas proximidades com a ZTM. Porém é necessário lembrar que nas proximidades com a ZTM ocorreu uma nova fase de atividade halocinética gerada pela deposição do terciário inferior, que culminou em deturpar o padrão estabelecido durante o Senoniano.

Em contrapartida, defronte ao principal depocentro Maastrichtiano, as frentes de propagação apresentaram-se nítidas e preservadas no contato com a frente de propagação da ZTM, e ao norte, apresentam-se tangenciando a ZTIG, a qual será melhor explicada no experimento 5.

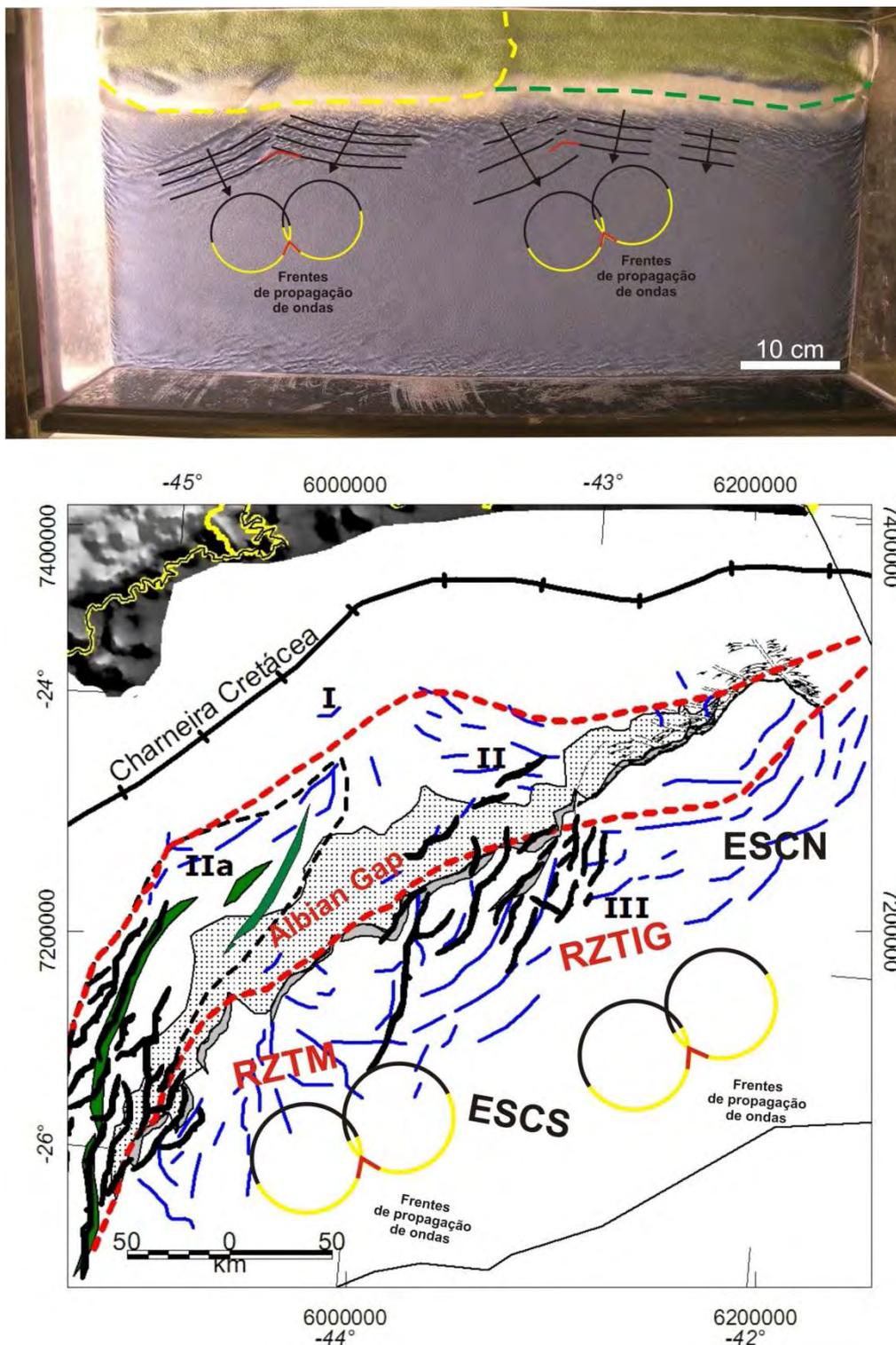


Figura 20: comparação entre as estruturas obtidas com o experimento e as estruturas da área estudada. (A) fotografia da superfície do experimento 2902 após o térmico na deposição de coríndon. (B) Círculos em preto e amarelo demonstram esquematicamente as direções de propagação dos esforços e as reentrâncias (RZTM – reentrância da Zona de Transferência de Merluza e RZTIG - reentrância da Zona de Transferência de Ilha Grande). Traços em azuis são as cumeeiras dos diápiros e muralhas de sal. Traços em preto são as falhas da fase rift. Linha tracejada em vermelho define os domínios distensional e compressional.

5 Experimento (4) 2963

5.1 Condições iniciais e de contorno

As condições iniciais do experimento estão ilustradas na figura 21, onde pode-se observar a espessura de silicone de 1 cm no bloco baixo da falha e 0,5 cm no restante do experimento. O comprimento inicial da plataforma foi de 5,0 cm ao longo de todo experimento e a inclinação entre 3° a 4° para a direita.

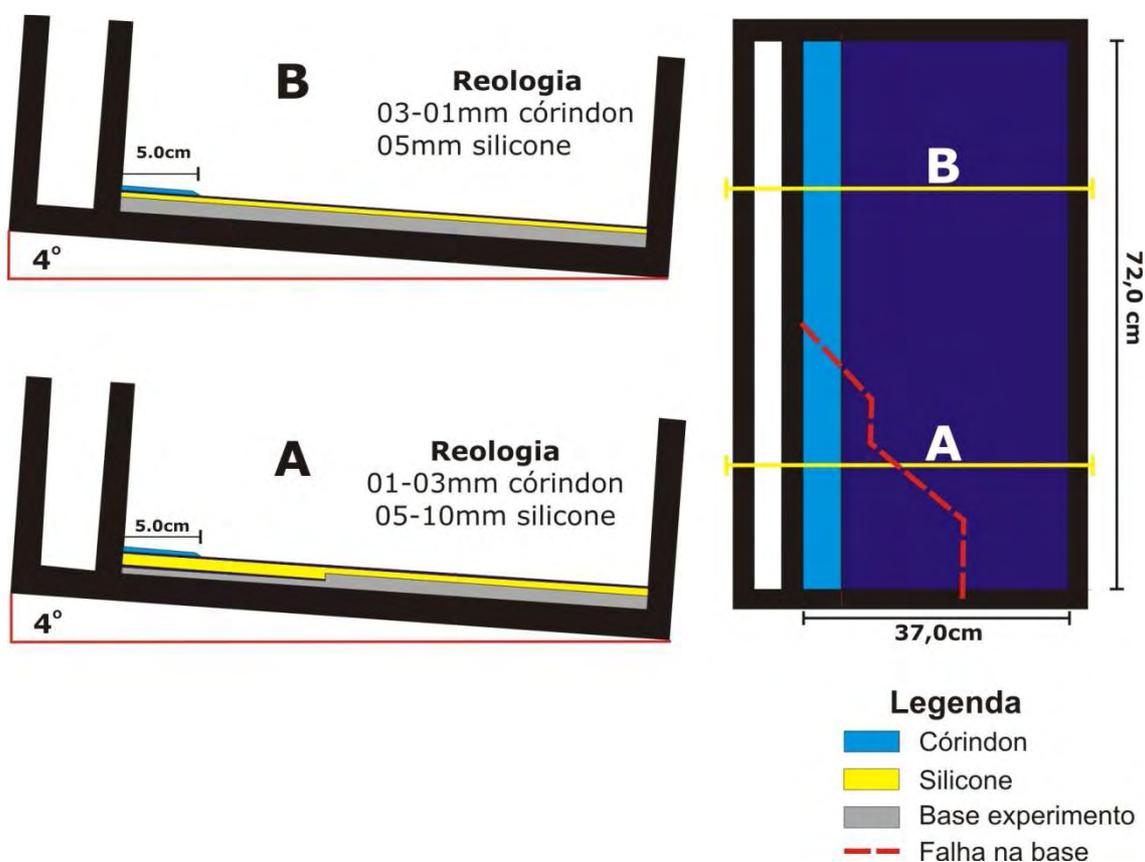


Figura 21: configuração inicial do experimento 2963. (a) perfis transversais ao recipiente demonstrando a geometria das camadas de sedimentos iniciais. (b) visão em planta da configuração da base do silicone.

A exemplo dos outros experimentos, uma falha na base do silicone foi introduzida esculpindo uma placa de espuma de 1cm de espessura. A diferença para os outros experimentos é que esta falha está segmentada em traços que alteram entre paralela e oblíqua à borda deposicional (Figura 22). O intuito desta modificação foi testar as mudanças ocasionadas pela falha segmentada no desenvolvimento de estruturas

quando submetidas à deposição sedimentar homogênea, e, qual a influência destas modificações ao longo do experimento.

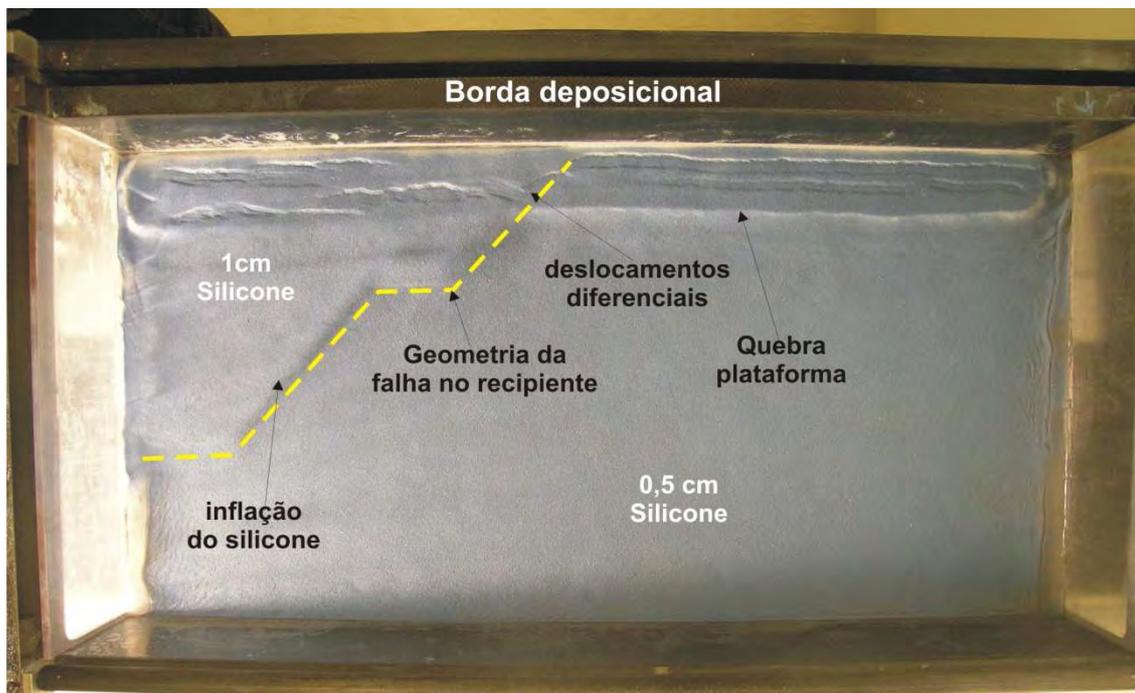


Figura 22: fotografia do experimento obtida após a 3ª camada de deposição de coríndon. A falha condiciona o deslocamento do silicone conforme a geometria preestabelecida, causando uma inflação de silicone ao longo de toda a falha. Deslocamentos diferenciais também são percebidos na plataforma em virtude da maior velocidade de deslizamento do silicone no bloco baixo da falha.

Os dados de condução do experimento estão descritos na tabela 4.

Tabela 4: Dados da condução do experimento 2963

Imagens	Experimento	Seção	Tempo duração	Intervalo tempo	Espessura Sed. (cm)	Sedimento (tipo)	Quebra plataforma (cm)
1	2963	50	0:00:00	0:00:00			
2	2963	50	0:23:00	0:23:00	0,30	coríndon	5,0
3	2963	50	0:48:00	0:25:00	0,30	areia	5,0
4	2963	50	1:33:00	0:45:00	preencimento grabens	coríndon	5,0
5	2963	50	1:54:00	0:21:00	preencimento grabens	areia	5,0
6	2963	50	2:13:00	0:19:00	preencimento grabens	coríndon	5,0
7	2963	50	3:00:00	0:47:00	0,40	coríndon	6,0
8	2963	50	3:30:00	0:30:00	0,10	areia	6,0
9	2963	50	3:35:00	0:05:00	0,1	coríndon	7,0
10	2963	50	4:04:00	0:29:00	0,40	areia	8,0
11	2963	50	4:44:00	0:40:00	0,40	areia+pedra púmice	7,0
12	2963	50	5:02:00	0:18:00	0,30	córindon+pedra púmice	5,0
13	2963	50	5:32:00	0:30:00	0,40	areia	7,0
14	2963	50	6:11:00	0:39:00	0,40	coríndon	7,0
15	2963	50	6:47:00	0:36:00	0,50	areia	7,0
16	2963	50	7:26:00	0:39:00	0,50	coríndon	7,0
17	2963	50	7:54:00	0:28:00	0,70	areia	7,0
18	2963	50	8:30:00	0:36:00	0,80	coríndon	7,0
19	2963	50	8:52:00	0:22:00	erosão silicone		
20	2963	50	9:08:00	0:16:00	0,70	areia	7,0
21	2963	50	9:22:00	0:14:00	0,80	coríndon	8,0
22	2963	50	9:51:00	0:29:00	preencimento grabens	areia	7,0

5.2 Resultados

5.2.1 Deslizamento sob influência de Falha da Base do Silicone

O recipiente, contendo o silicone previamente depositado e estabilizado, foi rotacionado cerca de 4° para a direita (figura 21) e após cerca 21 min foi depositada a primeira camada de coríndon (tabela 4). Contudo, somente a partir da 2ª camada (areia) começou a haver um incipiente desenvolvimento de falhas normais (2963_50_008, figura 23).

A 3ª camada (coríndon) acrescentou 4mm de espessura ao conjunto sedimentar que, rapidamente, respondeu com intenso desenvolvimento das falhas sobre diápiros reativos, resultando na rotação do bloco A e no afundamento da seqüência sedimentar na camada de silicone (imagem 2963_50_017_figura 23). Neste estágio, à frente da progradação, uma inflação distal de silicone surgiu em resposta à sobrecarga na plataforma rotacionando as terminações das progradações no sentido anti-horário. Ao mesmo tempo sobre a falha de base do silicone uma outra protuberância de silicone

surgiu, indicando que o anteparo gerado pela falha provocou movimentos verticais do silicone. Esta feição é mais pronunciada a partir da imagem 2963_50_026 (figura 23). A partir da imagem 2963_50_030 (figura 23) as terminações progradacionais passam a serem rotacionadas no sentido horário devido à sobrecarga sedimentar nas imediações do flanco esquerdo da inflação distal e pelo contínuo deslocamento da mesma para a direita, causando um efeito gangorra nas primeiras camadas depositadas.

As deposições sedimentares seguintes deram continuidade ao processo de espalhamento gravitacional, como se pode notar na imagem 2963_50_031 (figura 23) a grande rotação do bloco A e a maior separação entre blocos devido ao progressivo crescimento dos diápiros. Neste estágio, observa-se no diápiro 1 indícios de colapso, pois o bloco A quase tocou a base do silicone, estagnando o suprimento de silicone para o mesmo e, com a atuante distensão horizontal, o ápice do diápiro começou a se alargar e a colapsar no centro, gerando grabens de ápice de diápiro que afetaram os flancos esquerdos dos blocos B e C. Este processo ficou mais evidente na imagem 2963_50_041 (figura 23), onde o diápiro se dividiu em dois (diápiros D1 e D2), gerando uma pequena anticlinal entre os diápiros, do tipo casca de tartaruga. O mesmo mecanismo também foi verificado para os diápiros D3 e D4 (imagem 2963_50_41, figura 7.24), o qual se estendeu até o final do experimento causando pequena rotação nas camadas mais jovens através da atividade de falhas normais, principalmente aquelas com cisalhamento sintético.

A partir da imagem 2963_50_023 (figura 23) a tensão compressiva foi transferida para as porções mais distais do experimento, resultando no surgimento de dobras de pequena amplitude ao longo de toda a camada do silicone, imprimindo a estas um aspecto crenulado.

Após 6:11 h de experimento (imagem 2963_50_037, figura 23), dois aspectos são importantes de ressaltar:

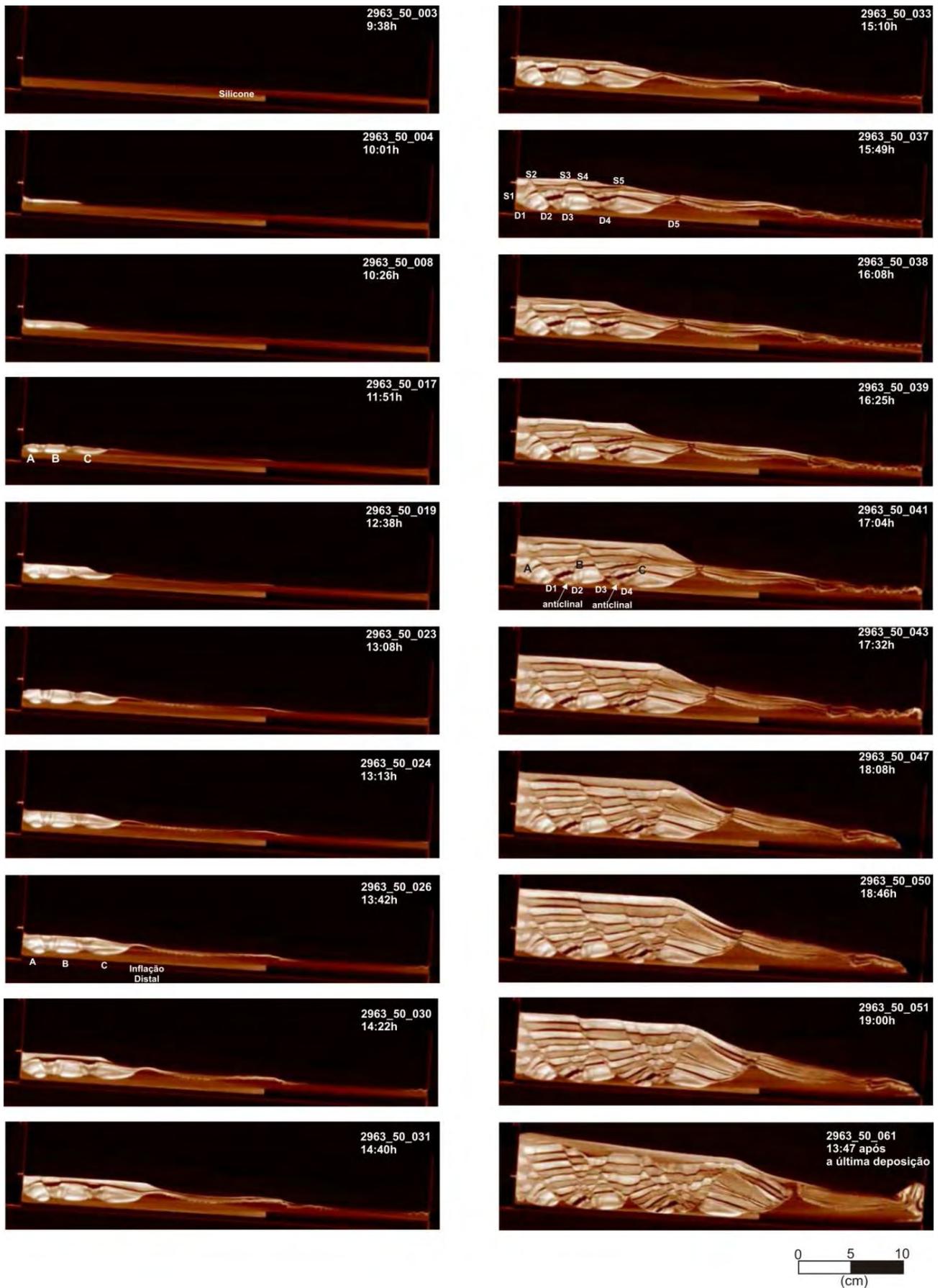


Figura 23: imagens de tomografia demonstrando os estágios de evolução do experimento para a região da falha da base do silicone

(i) a inflação distal foi sendo ampliada em altura e deslocada paulatinamente para a direita devido à sobrecarga na porção proximal. Contudo, após cada passo de deposição, uma fina camada de sedimento foi depositada à frente da plataforma para simular a deposição de finos. Esta deposição delgada sobre a inflação possibilitou uma atividade reativa no ápice da inflação, a qual pode ser considerada a partir deste momento de diápiro reativo (D5). Sobre o ápice deste ocorreram falhas normais com abatimento de blocos que deram origem a grabens, onde a sedimentação foi mais concentrada.

(ii) a rotação da seqüência inferior, especialmente sobre a falha da borda do experimento (S1) foi uma importante característica que demonstra o mecanismo de distensão atuante. Contudo, a partir deste momento, a rotação foi interrompida devido ao término do suprimento de silicone na base. Tal fato foi evidenciado pela permanência da angulação deposicional das seqüências sobrepostas, onde somente a propagação das falhas com pouco rejeito foram observadas nas imagens, indicando que o processo de deslizamento do silicone foi estagnado.

O avanço progradacional a partir da imagem 2963_50_037 (Figura 23) resultou num contínuo deslocamento do diápiro D5 para direita, amplificando a rotação das terminações progradacionais em direção à base do silicone sobre a superfície do flanco esquerdo da muralha M1. A rotação horária das seqüências em direção à base indicaram um cisalhamento antitético contrário à direção principal de deslizamento do silicone, mesmo apesar de não haver um traço de falha expressivo. Somente a partir do ápice da muralha, onde uma falha antitética intercepta as seqüências mais jovens. A borda da muralha funcionou como uma superfície de deslizamento, gerando um grande crescimento da seção sedimentar à esquerda da muralha, restringindo eficazmente a passagem de grande quantidade de sedimento para a direita da mesma. Esta descrição se assemelha muito com a definição de falha que é uma superfície num volume de rocha, onde se observa deslocamento relativo dos blocos paralelos à fratura.

5.2.2 Deslizamento sem influência de Falha da Base do Silicone

Semelhantemente aos outros experimentos, após a deposição das primeiras camadas sobre uma delgada camada de silicone, pares conjugados de falhas se desenvolveram para acomodar a distensão horizontal ocasionada pelo deslizamento

descende do silicone, resultando num espalhamento do pacote sedimentar (imagens 2963_650_004-024, figura 24).

Os pares conjugados de falhas localizaram-se no ápice de diápiros reativos que surgiram a aproximadamente 3:30h do início do experimento. À medida que a distensão horizontal ocorreu devido ao deslizamento gravitacional, o silicone procurou ocupar o espaço vazio gerado no pacote sedimentar, ascendendo reativamente na forma de diápiros com geometria triangular (imagens 2963_650_024-026, figura 24).

A deposição da 3ª camada de coríndon resultou no surgimento da inflação distal de silicone, devido ao aumento da sobrecarga sedimentar na plataforma deposicional (2963_650_019, figura 24). A taxa de deposição neste momento estava maior do que a taxa de deslizamento do silicone, por isso ocorreu discreto desenvolvimento de falhas. Todavia, a alta taxa deposicional resultou no fluxo de silicone intra-camada (lei de Pouisuille), o qual se concentrou à frente da progradação, onde a pressão litostática era menor. Deste processo surgiu a inflação distal (imagens 2963_650_019-031, figura 24) que se comportou como uma muralha de silicone com a superfície crenulada, o que indica uma fase anterior de dobramentos com características de pequena amplitude e alta frequência (imagens 2963_650_026, figura 24).

A geração da inflação distal acumulou grande parte do silicone vindo das porções de maior pressão, resultando numa barreira à sedimentação. Em contrapartida, a pontual sedimentação aumentou a pressão local, fazendo com que toda a massa de silicone avançasse para a direita, comprimindo desta forma toda a camada. O resultado deste processo foi a geração de dobras de pequena amplitude e alta frequência à frente da progradação. À medida que a sedimentação avançava as dobras evoluíram para dobras mais altas e comprimidas e, em alguns casos, com vergência para direita indicando processos de cavalgamentos. É válido ressaltar que este processo foi simulado em virtude do silicone estar comprimido pela borda oposta à plataforma deposicional, caso contrário, a camada toda seria deslocada para direita sem que houvessem grandes deformações.

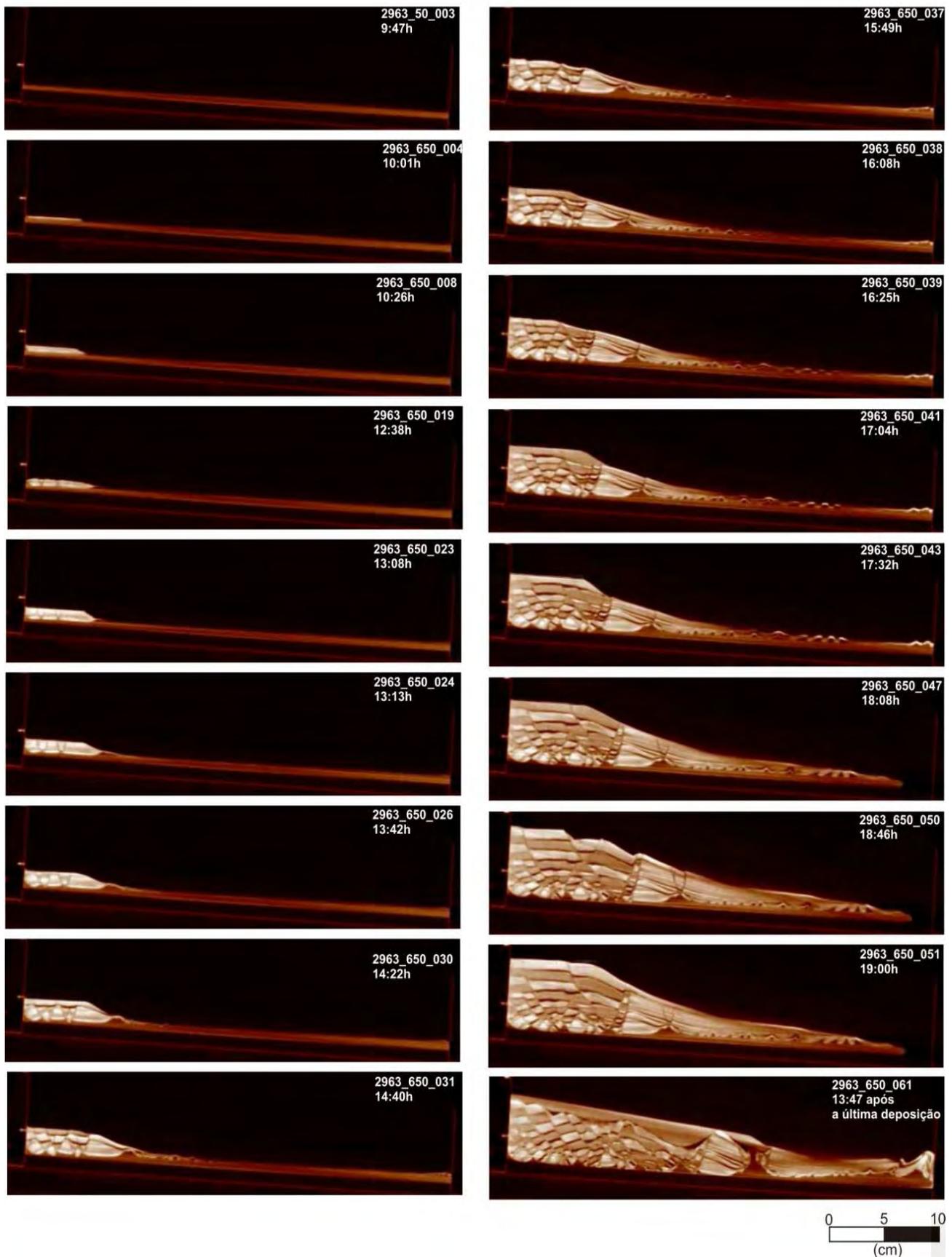


Figura 24: imagens de tomografia de raios-X demonstrando os estágios de evolução do experimento para a região onde a base do silicone é plana.

O modelo estrutural final do experimento 2963, onde a superfície da base não apresentou irregularidades, demonstra que superfícies de deslizamentos com cisalhamento antitético ao fluxo do silicone não necessitam de irregularidades na base para que seja formadas, atribuindo, desta forma, maior importância à espessura do silicone e ao avanço da progradação sedimentar. Embora irregularidades na base do silicone não sejam um fator determinante na geração de falhas antitéticas, irregularidades podem contribuir com a geração de inflações, diápiros e muralhas do silicone em pontos que não a frente das progradações, atribuindo à área uma complexidade adicional.

5.2.3 Comparação entre as estruturas obtidas com experimento e da área estudada.

No experimento 4 procurou-se obter resposta sobre a influência da falha de base do silicone mantendo a sedimentação homogênea ao longo de toda a plataforma deposicional.

Inicialmente, foi observado que a geração de grabens de ápice de diápiros ocorreram sobre o bloco baixo da falha do silicone, devido à maior quantidade de silicone diminuído a resistência ao fluxo e se movimentado mais rapidamente (Figura 25).

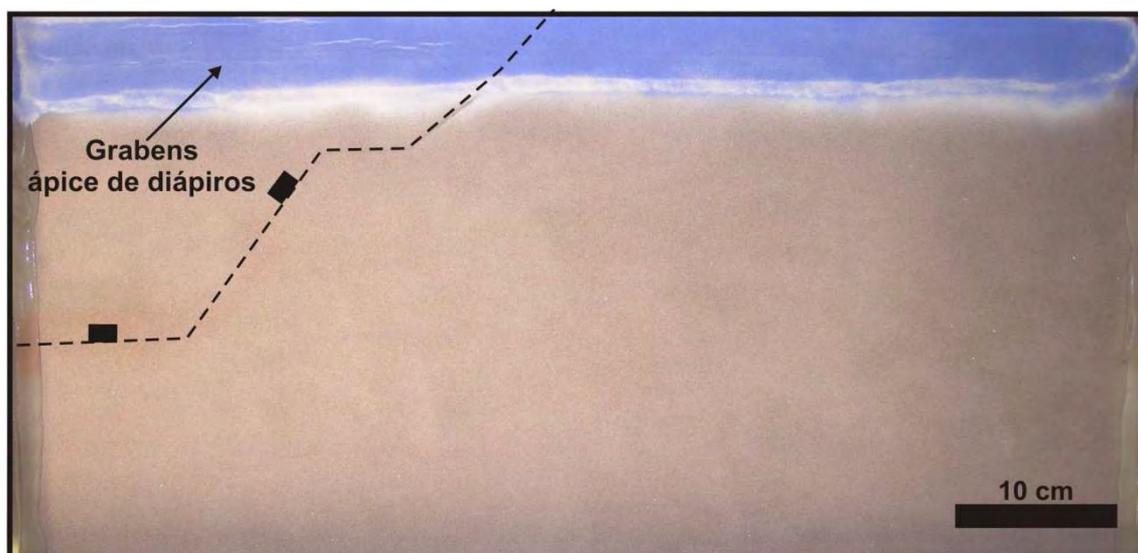


Figura 25: Fotografia da superfície do experimento logo após a primeira camada de coríndon.

A diferença de velocidades de fluxo em virtude da maior espessura de silicone no bloco baixo da falha de base em relação ao bloco alto da falha estabeleceu um binário de tensões que resultou em esforços direcionais anti-horários (Figura 7.27). Os esforços gerados pelo binário foram responsáveis pela geração de dobras en-échelon que se propagaram para o restante do experimento, semelhantemente a ondas (Figura 27).

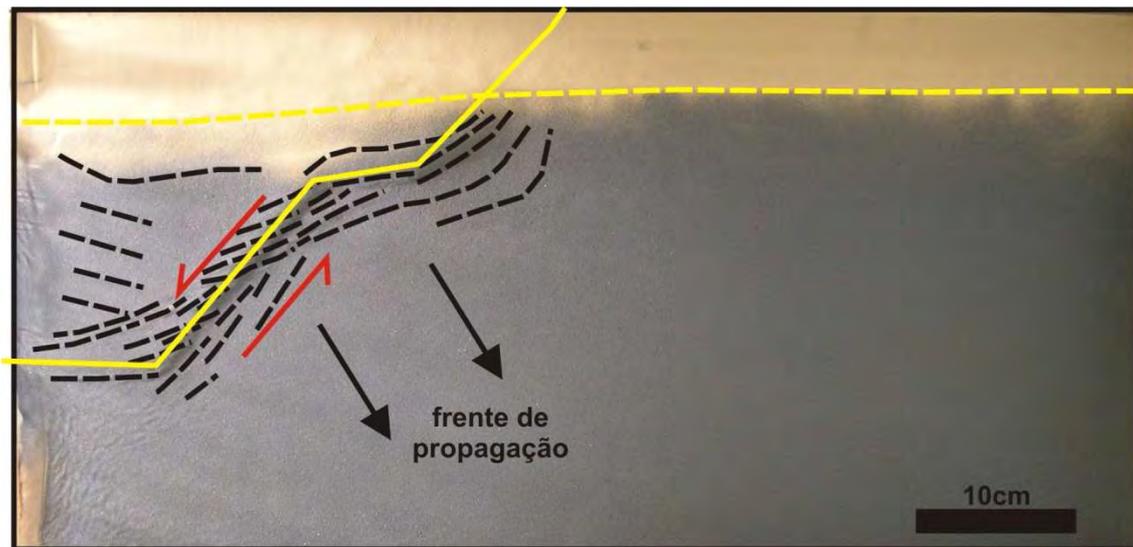
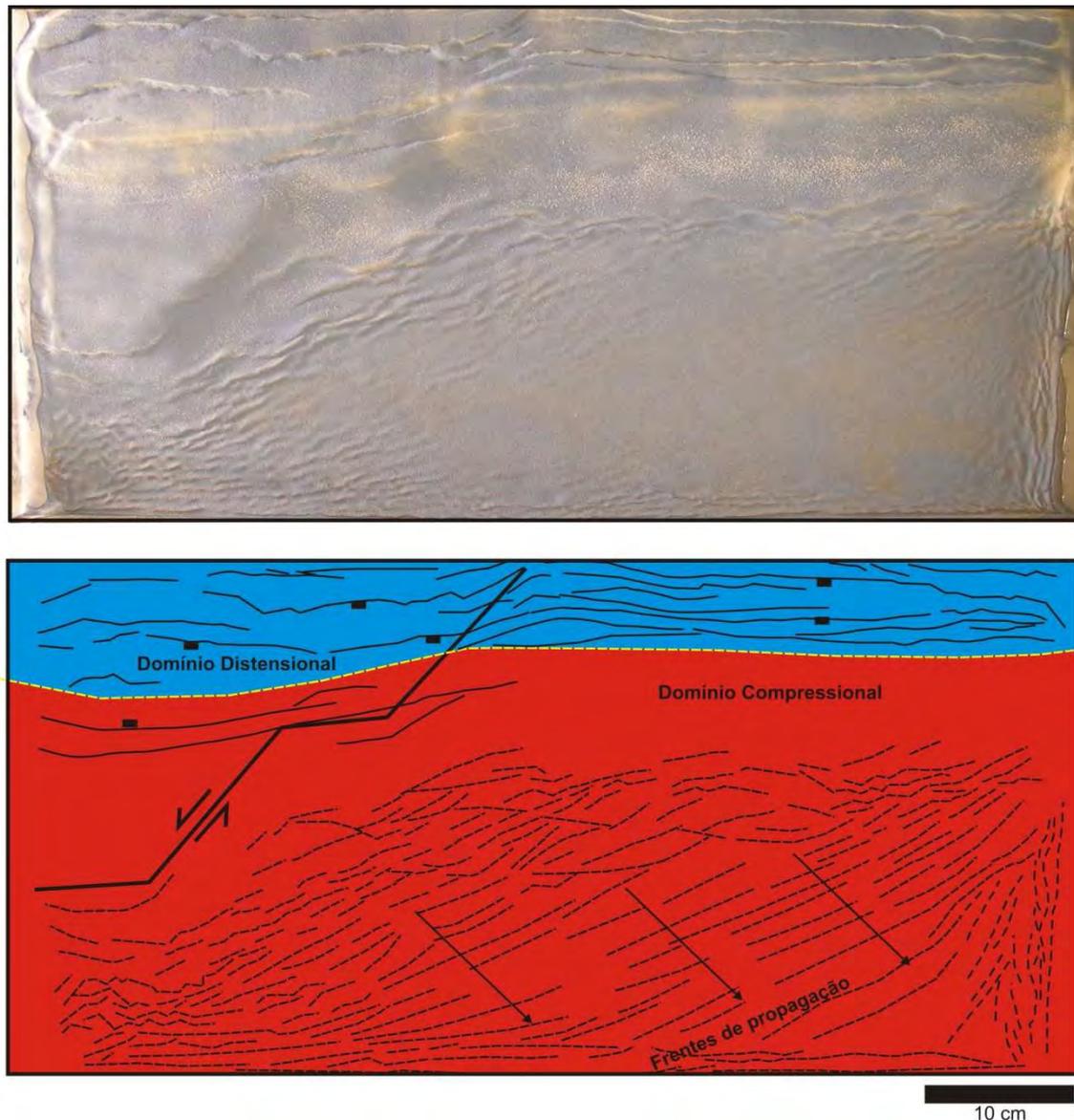


Figura 26: Fotografia da superfície do experimento, demonstrando a cinemática de deslizamento do silicone sobre a falha de base onde no bloco baixo, o sal se desloca mais rapidamente do que no bloco alto em função da espessura do sal, gerando um binário de deslocamento anti-horário. A partir deste binário, surgem as direções oblíquas de diápiros que se propagam por todo o experimento.



Figuras 27: Fotografia da superfície do experimento (acima) e a interpretação dos principais elementos estruturais. Importante notar o padrão de propagação dos diápiros de silicone subparalelo à direção da falha de base.

No caso do experimento 2902, não houve a implantação de artefatos que causassem modificações estruturais iniciais na porção direita do recipiente, como falhas na base e/ou aporte sedimentar diferencial, permitindo que a frente de onda fosse se propagando livremente até encontrar as bordas do recipiente, onde esta sofreu interferência (Figura 28).

Em comparação com as estruturas da área estudada, o experimento 2902 representa a propagação de dobras a partir de ressaltos oblíquos à direção de sedimentação e à direção do fluxo do sal, implantados na base do recipiente. Esta

situação condiz com o cenário das imediações da zona de transferência de Merluza, onde a distribuição de diápiros subparalela à direção da zona de falhas se assemelha com a distribuição das dobras do experimento.



Figura 28: conjunto de fotografia do experimento 2902 demonstrando a propagação das dobras sub-paralelas a falha de base do silicone.

6 Experimento 2003 (5)

O experimento 2003 foi elaborado com o objetivo de demonstrar a influência de falhas de transferência paralelas que estão dispostas obliquamente à direção principal do deslizamento do sal e à direção de avanço da progradação.

O experimento foi idealizado a partir do mapa estrutural da seqüência rifte, onde duas grandes zonas de transferência de direção N20-30W afetaram a base do sal: Zona de transferência de Merluza (a sul) e a Zona de transferência de Ilha Grande (norte). Tais estruturas apresentam papel importante na configuração geométrica-estrutural dos evaporitos, pois podem ter atuado tanto no controle da espessura do sal, bem como nas características da halocinese.

6.1 Condições iniciais e de contorno

À base do experimento foi adicionada uma placa de espuma de 1 cm de espessura, sobre a qual foi esculpida uma falha de traçado segmentado, paralelo e oblíquo à borda deposicional do experimento (Figura 29). A seção A (Figura 30) demonstra a configuração da base do experimento nesta região, bem como a geometria dos materiais análogos logo no início do experimento.

Na outra extremidade do experimento, uma placa de espuma rígida de aproximadamente 0,5mm foi adicionada acima da placa de espuma, gerando uma irregularidade que também simula uma falha (Seção B, figura 30), porém com redução da espessura do silicone em relação à porção da seção A.

A deposição do silicone neste experimento foi diferente dos outros, pois por todo o recipiente foi colocada inicialmente uma camada de silicone, preenchendo principalmente o bloco baixo da falha posicionada na seção A (Figura 30). Sobre a camada de silicone foi depositado uma camada de pedra-pomes com cerca de 1 mm de espessura. Em seguida, uma segunda camada de silicone, de aproximadamente 0,5mm, foi depositada sobre a delgada camada de pedra-pomes. O intuito desta configuração foi adicionar à camada de silicone um marcador com visível contraste perante o tomógrafo, a fim de demonstrar a deformação interna da camada de silicone.

Após período de o homogeneização e estabilização do silicone, o recipiente foi rotacionado cerca de 4° para direita, dando início à instabilidade do silicone por gravidade e, posteriormente pela deposição sedimentar.

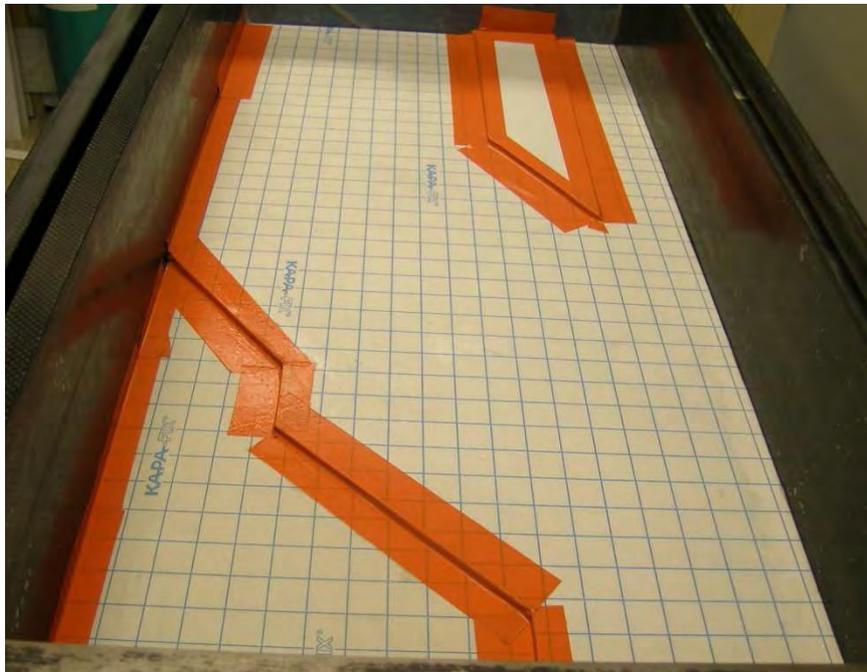


Figura 29: fotografia demonstrando a configuração inicial da base do silicone no experimento 2993.

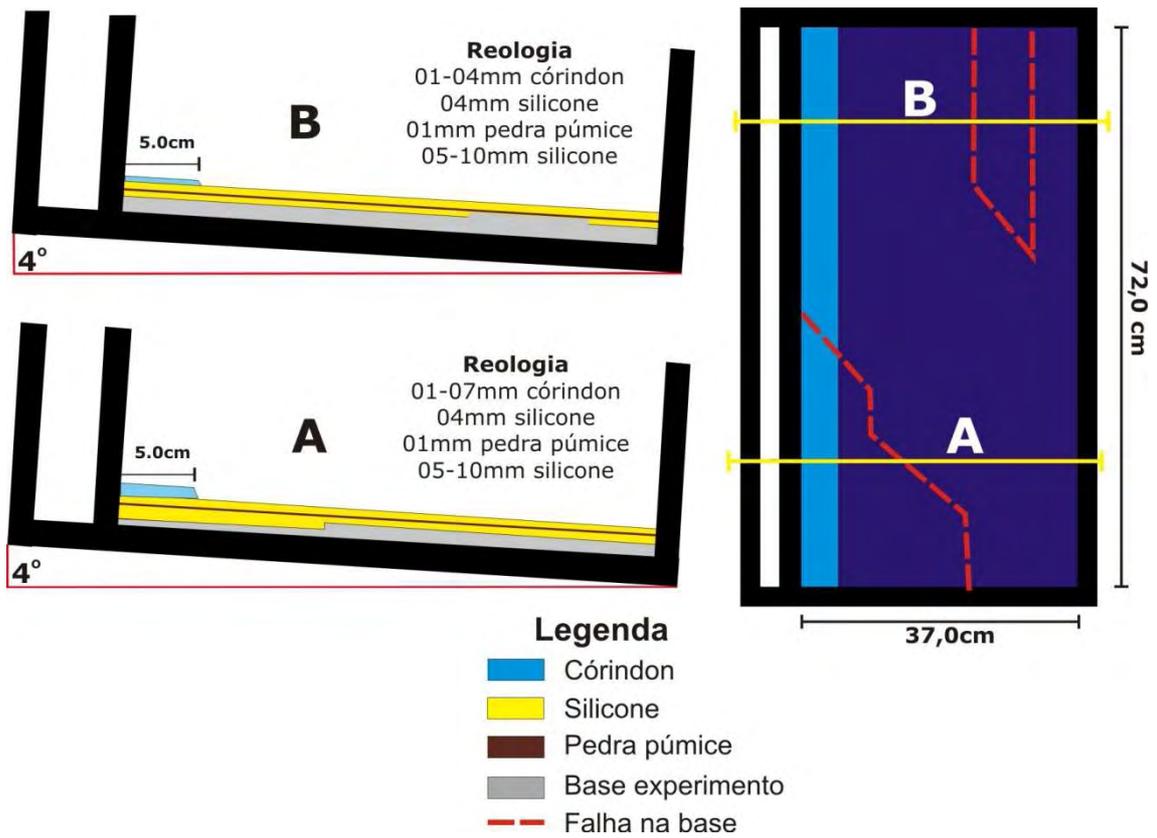


Figura 30: Configuração inicial do experimento 2993.

Os parâmetros de condução do experimento 2993 estão descritos na Tabela 5.

Tabela 5: Dados de condução do experimento 2993.

Imagens	Experimento	Seção	Tempo duração	Intervalo tempo	Espessura Sed. (cm)	Sedimento (tipo)	Quebra plataforma (cm)
1	2993	420	0:00:00	0:00:00			
2	2993	420	0:25:00	0:25:00	0,40	coríndon	5,0
3	2993	420	1:00:00	0:35:00	0,50	areia	5,0
4	2993	420	1:59:00	0:59:00	0,50	coríndon	7,0
5	2993	420	2:10:00	0:11:00	preenchimento grabens	coríndon	7,0
6	2993	420	2:49:00	0:39:00	0,80	areia	7,0
7	2993	420	3:06:00	0:17:00	erosão silicone		7,0
8	2993	420	3:28:00	0:22:00	0,80	coríndon	7,0
9	2993	420	4:04:00	0:36:00	1	areia	7,0
10	2993	420	4:30:00	0:26:00	1,00	coríndon	7,0
11	2993	420	5:35:00	1:05:00	1,00	areia	7,0
12	2993	420	5:52:00	0:17:00	2,00	areia	8,0
13	2993	420	6:07:00	0:15:00	0,50	areia	8,0
14	2993	420	6:48:00	0:41:00	0,50	coríndon	10,0
15	2993	420	7:07:00	0:19:00	0,50	areia	10,0
16	2993	420	7:29:00	0:22:00	preenchimento grabens	sand	17,0
17	2993	420	7:45:00	0:16:00	erosão silicone		17,0
18	2993	420	8:00:00	0:15:00	preenchimento grabens	coríndon	17,0
19	2993	420	8:09:00	0:09:00	preenchimento grabens	coríndon	20,0
20	2993	420	8:49:00	0:40:00	preenchimento grabens	areia	25,0
21	2993	420	9:18:00	0:29:00	preenchimento grabens	coríndon	30,0
22	2993	420	9:27:00	0:09:00	erosão silicone		30,0
23	2993	420	09:58:00	0,021527778	preenchimento grabens	areia	30,0

6.2 Resultados

6.2.1 Deslizamento com influência de Falha da Base do Silicone

A deposição da 1ª camada de coríndon, após 25 minutos do basculamento do recipiente, resultou na rápida geração de falhas que são observadas na imagem 2993_235_03 (Figura 31). Nesta imagem a mais proeminente feição está associada ao afundamento da seqüência sedimentar no silicone, dando início a rotação anti-horária sobre o proto-diápiro da borda deposicional devido à sobrecarga sedimentar.

Sucessivas deposições sedimentares ocorreram durante 1:58h na borda deposicional do experimento (tabela 5), enquanto dobras surgiram à frente da progradação, especialmente na porção central do experimento. Nas porções mais distais próxima à borda direita, estas dobras não foram observadas, indicando que os esforços compressoriais originados da distensão na borda deposicional ainda não atingiram o extremo oposto do experimento (imagem 2993_235_10, figura 31).

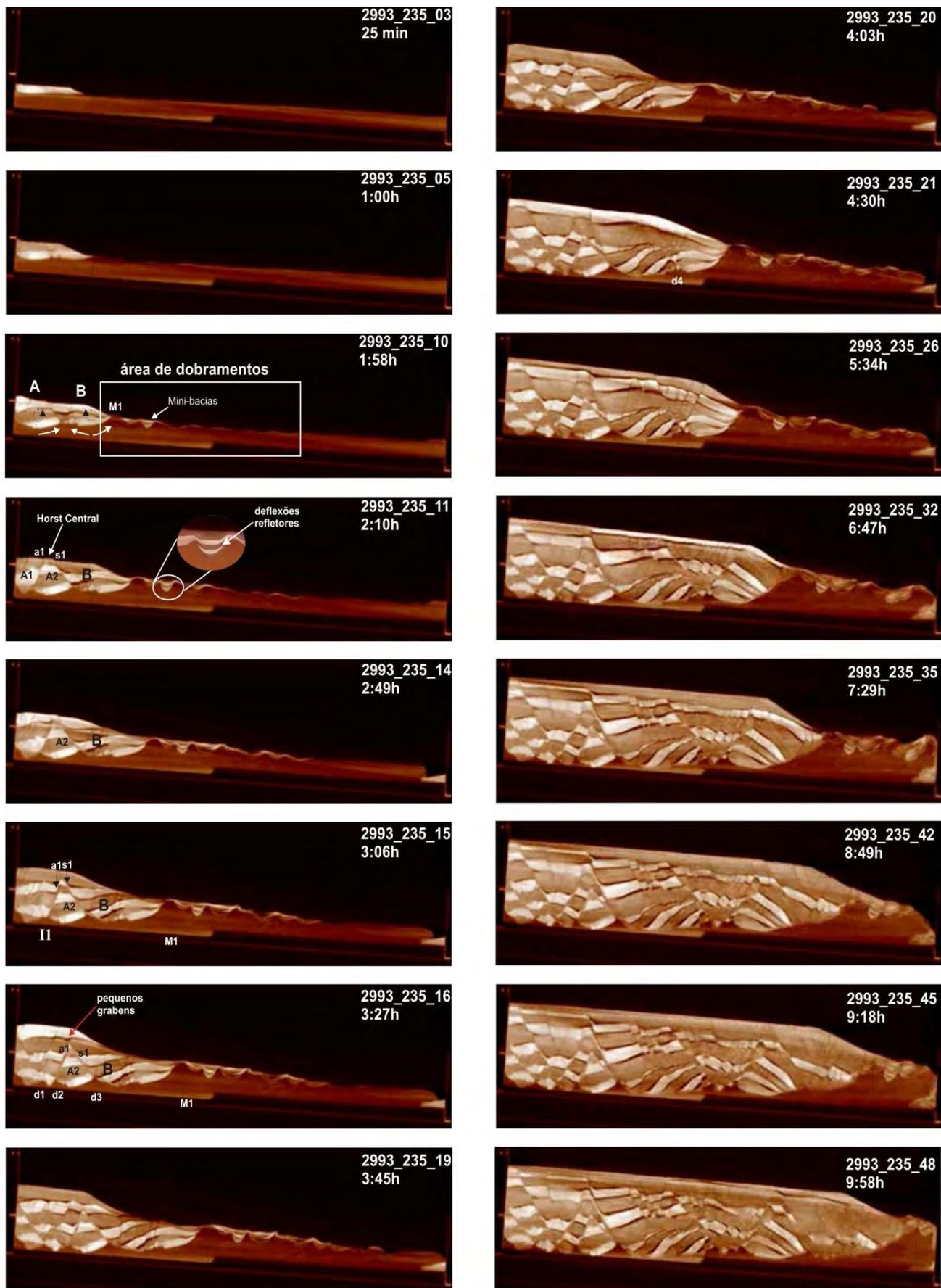


Figura 31: imagens de tomografia demonstrando os estágios de evolução do experimento para a região da falha da base do silicone.

No contato entre a frente da progradação e a camada superficial de silicone surgiu uma grande muralha (M1) em função do afundamento do bloco A e do deslocamento vertical do silicone sob o bloco B para as menores pressões. A muralha M1 consistiu numa importante barreira à deposição sedimentar, impedindo que a porção distal do experimento recebesse grandes quantidades de sedimentos. Os sedimentos depositados à direita da muralha M1 representaram, em grande parte, sedimentação fina e de ambiente de águas profundas. Estes sedimentos são acumulados nas sinformes geradas durante o processo de compressão, exemplificando a origem e evolução de mini-bacias sedimentares sobre espessas camadas de sal.

Na imagem 2993_235_10 (Figura 31) ocorreu o desenvolvimento de um par conjugado de falhas sintética e antitética sobre uma inflação suave do silicone, resultando em grabens de ápice com rotação anti-horária do bloco A e horário do bloco B devido à remoção do silicone para o centro da inflação. Em casos onde a espessura do silicone era grande, a suave inflação do silicone pode ser considerada como a fase inicial de diápiros reativos. Já na borda, importante falha antitética se desenvolveu para compensar o grande deslocamento sintético, o qual evoluiu para a criação de diápiros de menor porte (2933_235_11, figura 31).

Em virtude da sedimentação com espessura constante sobre o arcabouço halocinético descrito até a imagem 2993_235_10, a falha sintética do par conjugado se desenvolveu e deu origem a um rollover assentado sobre um diápiro reativo, onde a distribuição do esforço distensivo foi compensada por duas falhas antitéticas assentadas sobre diápiros reativos menores (imagem 2993_235_11, figura 31). Nota-se que a movimentação horária do bloco B foi bruscamente invertida pela movimentação da falha sintética S1, resultando na partição do bloco A em dois outros. O bloco A1, recém-gerado, assumiu uma posição estacionária entre as falhas s1 e a1, dando origem a um horst central. A falha antitética a1 foi assentada sobre o novo diápiro reativo, gerado durante o desenvolvimento do *horst* central.

A distensão horizontal e a sobrecarga sedimentar na plataforma deposicional fizeram com que o silicone fosse expulso para as porções de menor pressão, onde causou esforços compressivos acentuando o efeito das dobras já criadas. O resultado deste efeito são deflexões nos refletores das seqüências sedimentares em função da ascensão das muralhas (imagem 2993_235_11, figura 31).

As deposições sedimentares que sucederam as da imagem 2993_235_11 ficaram limitadas a uma plataforma de 5-7 cm de comprimento a partir da borda (imagem 2993_235_19, figura 31), possibilitando o desenvolvimento da halocinese na porção proximal. A falha normal sintética se desenvolveu, resultando em crescimento de seção sedimentar no bloco B. Já no bloco A (segmentado) falhas antitéticas predominaram o padrão deformacional, particionando a inflação de silicone (I1 - imagem 2993_235_15, figura 31) em dois diápiros (d1 e d2, imagem 2993_235_16, figura 31), os quais passaram a absorver toda a deformação do bloco A.

No instante da imagem 2993_235_15 (Figura 7.32) observa-se que as falhas sintética (s1) e antitética (a1) interceptaram-se na superfície deposicional da plataforma, evoluindo a ponto de gerar somente pequenos grabens na camada que recobre o horst central (imagens 2993_235_15 e 16, figura 31).

A deposição de uma camada de areia (tabela 5) sobre o horst central favoreceu o desenvolvimento da falha a1 até que a seqüência sedimentar inferior atingisse a base do silicone, cessando o movimento

O processo de fragmentação da inflação culminou com o deslocamento de todo o conjunto do bloco A2 e B para a direita numa taxa de 4,7 cm/hora (Figura 32), criando espaço para acomodação da sedimentação por meio de falhas que evoluíram sobre diápiros reativos durante uma movimentação anti-horária.

O deslocamento predominantemente anti-horário da seqüência sedimentar foi interrompido a aproximadamente após 4:30h de experimento, marcado pela interrupção da movimentação do horst central (Figura 33). A inversão de sentido de rotação e a parada na movimentação do horst central foram associadas ao esgotamento do suprimento de silicone sobre a seqüência sedimentar depositada. A partir deste momento, a progradação apresentou um avanço em direção à borda direita do experimento (2993_235_26, figura 31), resultando em sobrecarga deposicional no flanco esquerdo da muralha M1 e conseqüente translação da mesma para direita (2993_235_35, figura 31).

O avanço da progradação sobre o flanco esquerdo da muralha M1 resultou na inversão do sentido de rotação de anti-horário para horário por meio do deslizamento gravitacional com cisalhamento antitético sobre o flanco esquerdo (2993_235_32, figura

31). Esta observação foi demonstrada pelo basculamento das frentes progradacionais em direção à base do silicone.

A fase de rotação horária permitiu que as terminações progradacionais atingissem a base do silicone, causando um arqueamento em todo o fronte progradacional. A conjugação entre a fase de rotação anti-horária e horária resultou na construção de uma grande anticlinal, onde no ápice estão dispostas falhas que tangenciam diápiros de silicone (imagens 2992_235_21-32, figura 31).

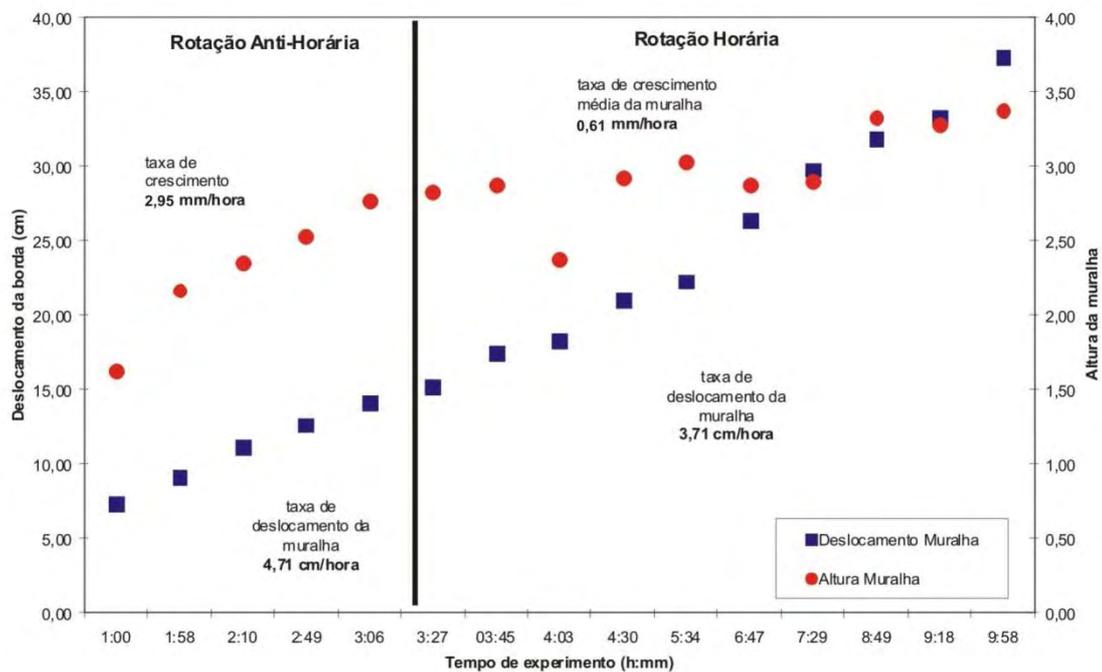


Figura 32: gráfico de crescimento da muralha à frente da progradação e de deslocamento da mesma para a direita ao longo do tempo.

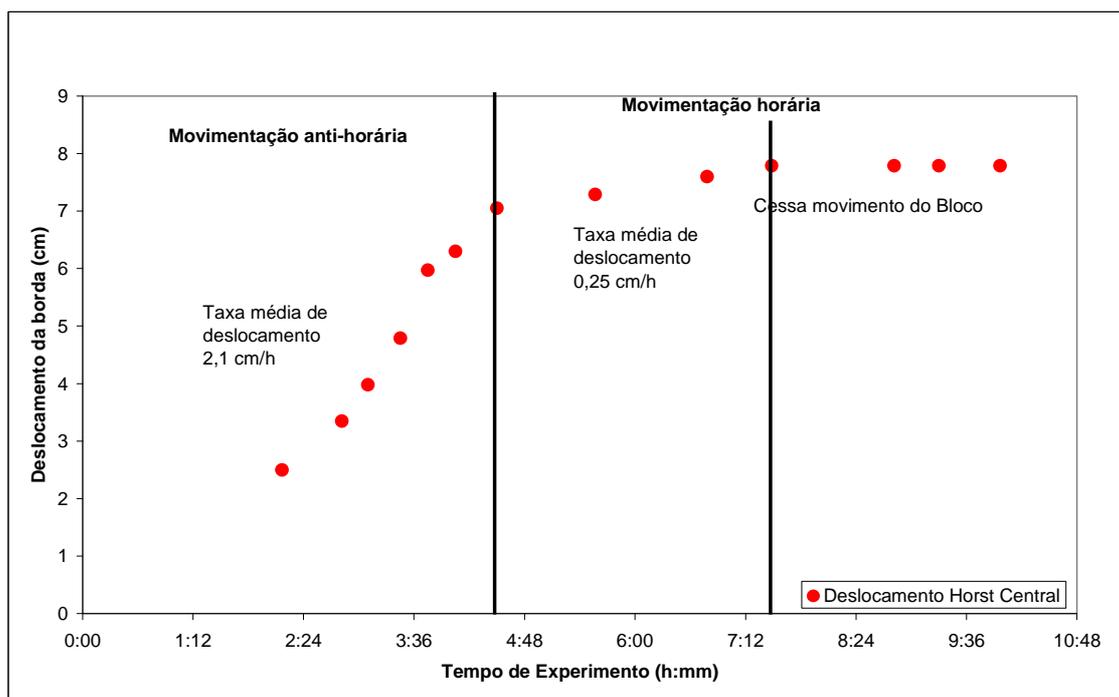


Figura 33: gráfico demonstrando o deslocamento do horst central ao longo do tempo e a taxa média de deslocamento.

No início da formação da anticlinal, um diápiro de sal (d4 imagem 2993_235_21, figura 31) se formou em decorrência da sobrecarga sedimentar sobre o flanco esquerdo da muralha M1, onde parte do silicone foi deslocada em direção ao diápiro d4 e o restante para direita. Na imagem 2993_235_26 sobre o diápiro d4 ocorreu um conjunto de falhas, onde a falha principal apresentou cisalhamento sintético. Observou-se na superfície dos diápiros irregularidades semelhantes àquelas descritas por Vendeville & Jackson (1992 a,b) e Mauduit & Brun (1998) a respeito de surgimento e colapso de diápiros de sal.

O diápiro d4 cresceu rapidamente (imagem 2992_235_20 a 26, figura 31) devido ao suprimento de silicone ainda existente no bloco baixo da falha da base, resultando em processos de diapirização reativa. Com o avanço da progradação, a muralha M1 foi transladada para a direita, aumentando a distensão horizontal no experimento. Essa fez com que o diápiro aumentasse de largura e começasse a colapsar, dando origem a outros dois diápiros e a geração de novas falhas (imagem 2993_235_35, figura 31).

O avanço da progradação sobre o flanco esquerdo da muralha M1 proporcionou o deslocamento da camada de silicone para a borda direita e toda a seqüência

sedimentar sobreposta sofreu rotação horária até o final do experimento (imagem 2993_235_48, figura 31).

Na porção central do experimento, não houve a presença de irregularidades na base do silicone (Figura 30). Contudo a história evolutiva do deslizamento do silicone foi semelhante à descrita anteriormente, apresentando primeiro um estágio de rotação horária sobre falhas lítricas com predominância de cisalhamento sintético e, posteriormente, rotação anti-horária sobre superfícies de deslizamento que coincidiu com o flanco esquerdo da muralha que se formou à frente da cunha progradante (Figura 34).

A maior intensidade de falhas geradas na porção central do experimento foi devido à redução da espessura do silicone em cerca de 36% em relação à região da grande falha da base do silicone. Esta redução aumentou a resistência do silicone ao fluxo, favorecendo o surgimento de maior número de falhas para compensar o esforço distensivo atuante no experimento.

Os mesmos efeitos podem ser observados na porção do experimento, na qual foi colocado um ressalto nas porções mais distais da progradação (Seção B, figura 30). Importante notar que, a primeira protuberância na superfície do silicone se formou sobre a falha na base do silicone, indicando que a movimentação vertical do silicone foi favorecida por irregularidades na base do mesmo sob ação de esforços compressivos (Figura 35). Em contrapartida, pode-se avaliar que não é necessário que haja uma irregularidade na base do silicone para que uma muralha se forme, pois na seqüência de imagens da porção central, uma muralha de silicone se formou à frente da progradação sem que houvesse uma falha como obstáculo. Portanto, a interação entre a sedimentação e a espessura do silicone foram os principais fatores que governaram o deslizamento gravitacional e a geração das diversas estruturas halocinéticas.

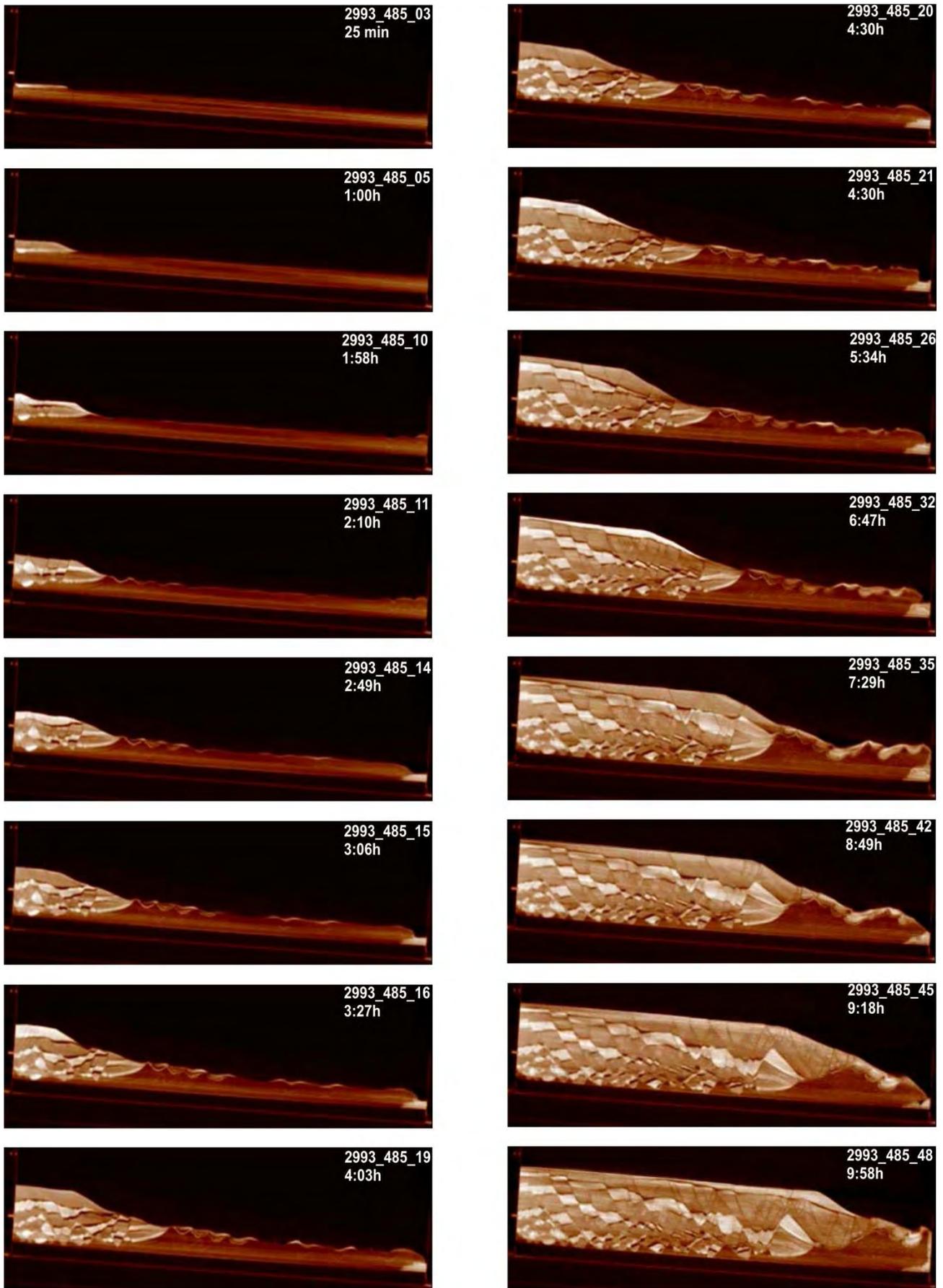


Figura 34: imagens de tomografia de raios-X demonstrando os estágios de evolução do experimento para a região, onde a base do silicone é plana (Porção central).

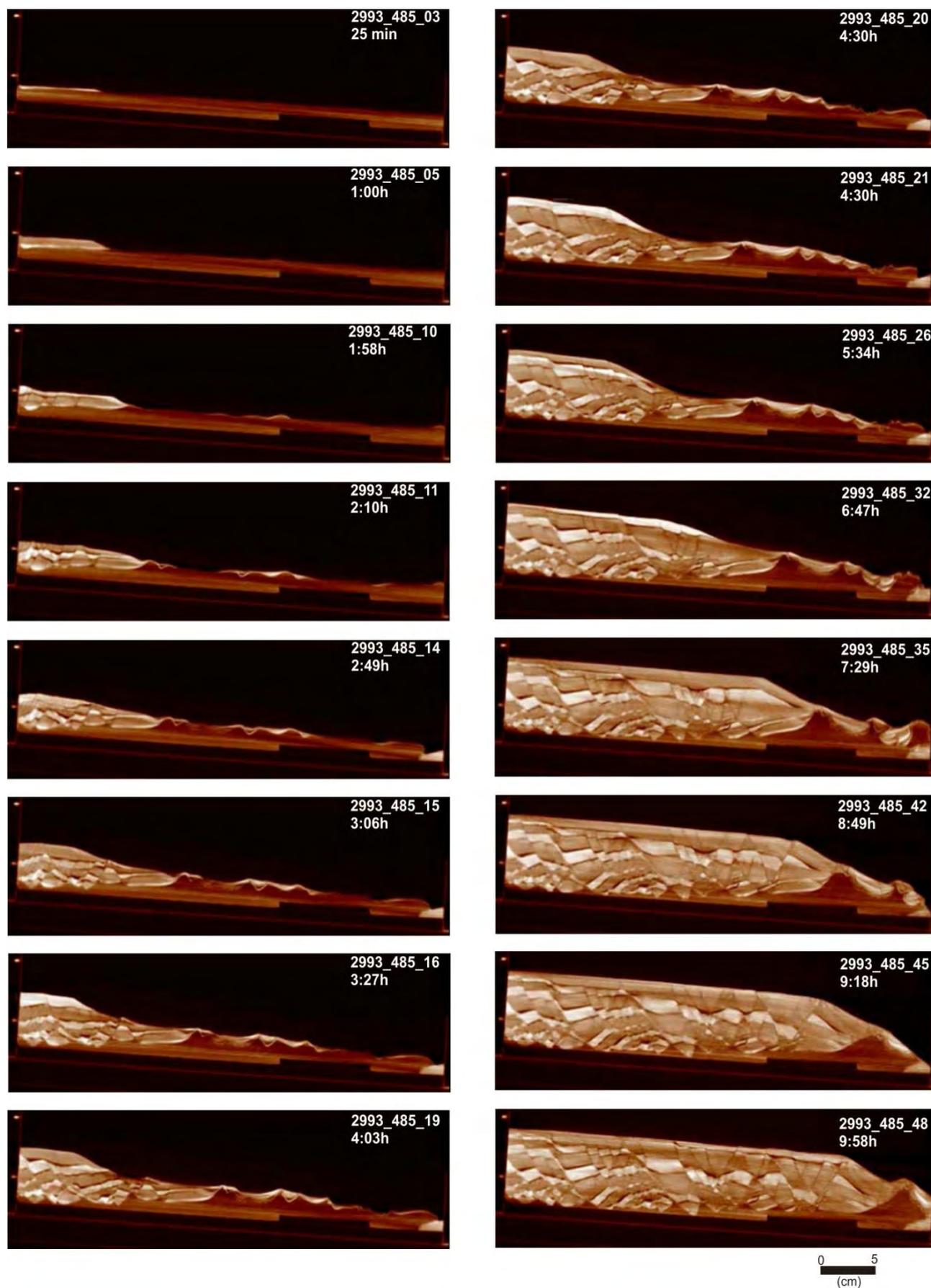


Figura 35: imagens de tomografia de raios-X demonstrando os estágios de evolução do experimento na região, onde a falha da base do silicone está mais distal (ver seção B, figura 30).