



**UNIVERSIDADE FEDERAL
DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E
RECURSOS NATURAIS**

Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 386

**Modelagem Física Analógica de Estruturas Pós-sal
relacionadas a uma Inversão Tectônica**

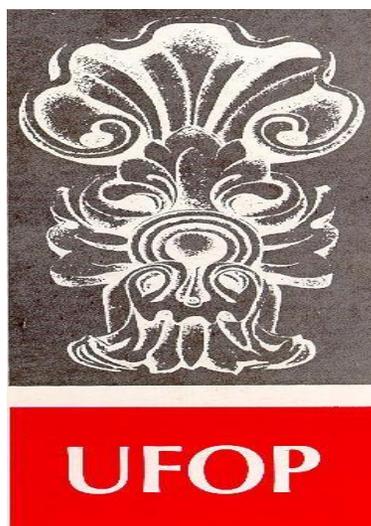
por

Gisela Miranda de Souza Almeida

Orientadora: Caroline Janette Souza Gomes

Ouro Preto – Maio de 2019

**MODELAGEM FÍSICA ANALÓGICA DE ESTRUTURAS
PÓS-SAL RELACIONADAS A UMA INVERSÃO
TECTÔNICA**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Sérgio Francisco de Aquino

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Issamu Endo

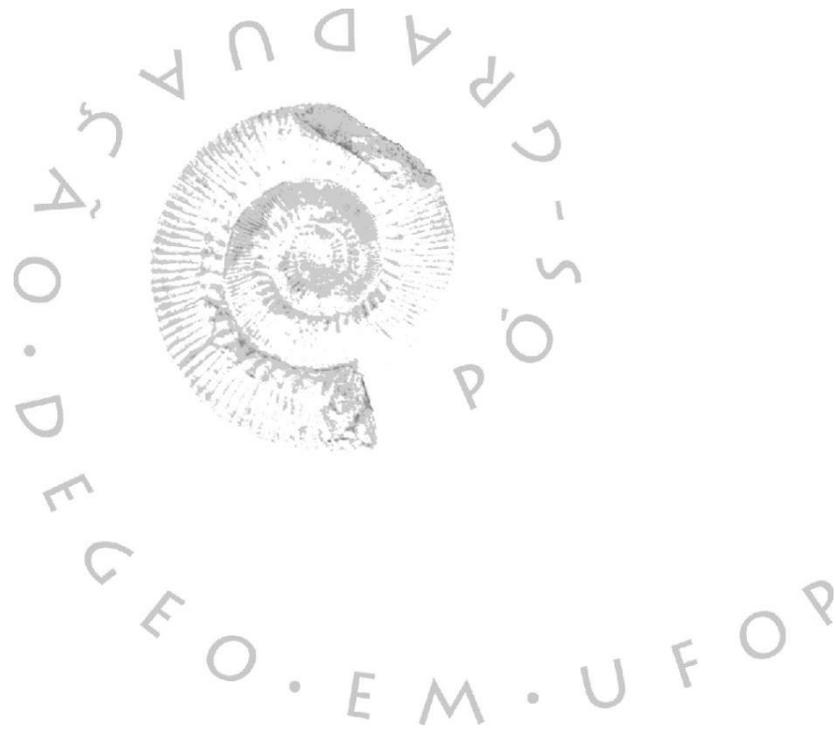
Vice-Diretor

Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Marco Antônio Fonseca



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 386

**MODELAGEM FÍSICA ANALÓGICA DE ESTRUTURAS
PÓS-SAL RELACIONADAS A UMA INVERSÃO
TECTÔNICA**

Gisela Miranda de Souza Almeida

Orientadora

Caroline Janette Souza Gomes

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito à obtenção do Título de Mestre em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais.

OURO PRETO

2019

Universidade Federal de Ouro Preto - <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n – Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Os direitos de tradução e reprodução reservados.
Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do Sistema de Bibliotecas e Informação -SISBIN -Universidade Federal de Ouro Preto

A447m Almeida, Gisela Miranda de Souza .
Modelagem física analógica de estruturas pós-sal relacionadas a uma inversão tectônica [manuscrito] / Gisela Miranda de Souza Almeida. - 2019.
82f.: il.: color; grafs; tabs; mapas. (Série M)

Orientadora: Profª. Drª. Caroline Janette Souza Gomes.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.
Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais - TPRM.

1. Geologia estrutural. 2. Falhas (Geologia). 3. Bacias sedimentares. 4. Modelagem física. I. Gomes, Caroline Janette Souza . II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU: 551.243.4

Catálogo: www.sisbin.ufop.br



FICHA DE APROVAÇÃO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

TÍTULO: "Modelagem física analógica de estruturas pós-sal relacionadas a uma inversão tectônica".

AUTOR: GISELA MIRANDA DE SOUZA

ORIENTADOR: PROF.^a DR.^a CAROLINE JANETTE SOUZA GOMES

DATA DA DEFESA: 31 de maio de 2019

PRESIDENTE: PROF.^a DR.^a CAROLINE JANETTE SOUZA GOMES

BANCA EXAMINADORA:

PROF.^a DR.^a CAROLINE JANETTE S. GOMES (Presidente - UFOP)

PROF. DR. HUMBERTO LUIZ SIQUEIRA REIS (UFOP)

(Participação por videoconferência)

PROF. DR. FERNANDO C. A. SILVA (UFRN)

*“Nosso Senhor e nosso Deus, tu és digno de receber a glória,
a honra e o poder, porquanto tu és o Criador de tudo e,
por tua soberana vontade, tudo o que há,
foi criado e veio a existir”.*

Apocalipse 4.11

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, que sob sua infinita graça e misericórdia, me permitiu chegar até aqui! Sem Ele nada seria possível.

Aos meus pais Geovacil e Ednamar e aos meus irmãos Mateus e Felipe por serem minha base, por todo amor, apoio e incentivo concedidos ao longo dessa jornada.

À minha orientadora Caroline Janette Souza Gomes, pela dedicação, paciência, ensinamentos e orientação.

Às queridas amigas Thaís e Jordânia, pelo incentivo e pelas palavras de coragem. Ter a amizade de vocês é um grande privilégio e sem dúvida alguma um presente de Deus.

À UFOP, pelo ensino de ótima qualidade por meio do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.

À CAPES, pelo auxílio financeiro mediante a concessão da bolsa de mestrado.

Sumário

AGRADECIMENTOS	xi
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xvii
RESUMO	xix
ABSTRACT	xxi
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Considerações Iniciais	1
1.2 - Objetivos	2
1.3 – Metodologia do Trabalho	3
1.3.1 – Revisão Bibliográfica.....	2
1.3.2 – Modelagem Física Analógica.....	3
<i>Tratamento do Material Analógico</i>	3
<i>Etapa Experimental</i>	3
1.3.3 – Análise e Interpretação.....	5
1.3.4 – Confecção da Dissertação	6
CAPÍTULO 2 – REGIMES DISTENSIONAIS E DE INVERSÃO POSITIVA E A TECTÔNICA DE SAL – UMA BREVE REVISÃO	7
2.1 – Regime distensional	7
2.2.1 – As Falhas Normais e o Sistema de Falhas Normais.....	7
2.2 – Tipos de Rifteamento	10
2.3 – A Inversão Tectônica Positiva.....	13
2.3.1 – A Inversão das Bacias Evaporíticas na Margem Passiva Brasileira	15
2.4 – A Tectônica de Sal	17
2.4.1 – Propriedades do Sal e os Processos de Deformação em Margens Passivas	18
2.4.2 – As Bacias Evaporíticas Marginais Brasileiras	21
CAPÍTULO 3 – MODELAGEM FÍSICA ANALÓGICA – O ESTADO DA ARTE	23
3.1 - Introdução	23
3.2 – Fatores de Escala.....	24
3.3 – Modelagem Física de Bacia Sedimentares com Sal e sem Sal.....	26
3.4 – Modelagem Física de Bacia Sedimentares Invertidas	35
CAPÍTULO 4 – ARTIGO – MODELAGEM FÍSICA DA DEFORMAÇÃO PÓS-SAL EM BACIAS INVERTIDAS	45
4.1 – Introdução	46
4.2 – O método experimental	47

4.2.1 – Os materiais analógicos e a escala	47
4.2.2 – Os modelos experimentais	49
4.2.3 – Limitações dos modelos.....	51
4.3 - Resultados.....	51
4.3.1 – A fase de extensão – modelo 1.....	51
4.3.2 – A inversão com diferentes magnitudes de compressão e baixas espessuras das camadas pós-silicone e silicone; velocidade de deformação intermediária (2 cm/h), série 1 – modelos 2, 3 e 4	52
4.3.3 – A inversão com baixa espessura das camadas pós-silicone; variação da velocidade de deformação e da espessura da camada de silicone, série 2 – modelos 5, 6, 7 e 8.....	53
4.3.4 – A inversão com alta espessura das camadas pós-silicone; variação da velocidade de deformação e da espessura da camada de silicone, série 3 – modelos 9, 10, 11 e 12	54
4.3.5 – A inversão com baixa espessura das camadas pós-silicone; velocidade de deformação intermediária (2 cm/h) e espessura da camada de silicone de 1 cm (mais elevada) – modelo 13.....	57
4.3.6 – Extensão assimétrica; baixa espessura das camadas pós-silicone e silicone; velocidade de deformação intermediária (2 cm/h) – modelo 14	57
4.3.7 – Descolamento basal dúctil; baixa espessura das camadas pós-silicone e silicone; velocidade de deformação baixa (1 cm/h) – modelo 15.....	57
4.4 - Discussão	59
4.4.1 – A deformação nas unidades do pré- e pós-silicone	59
<i>As séries 1, 2 e 3</i>	59
<i>Os outros experimentos</i>	62
4.4.2 – A deformação da camada de silicone.....	62
4.4.3 – Exemplo natural	63
<i>Bacia de Tucumán (Argentina)</i>	63
4.5 - Conclusões	64
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
APÊNDICE.....	75

Lista de Figuras

Figura 1.1 - Desenho esquemático das etapas de montagem e deformação dos modelos	4
Figura 1.2 - Desenho da caixa dos experimentos	5
Figura 2.1 - Relação entre a orientação dos vetores dos esforços principais.....	7
Figura 2.2 - Ilustração esquemática de um <i>graben</i> simétrico, um <i>horst</i> e um <i>graben</i> assimétrico.....	8
Figura 2.3 - Seção esquemática em perfil da disposição do anticlinal de <i>rollover</i> sobre uma falha.....	8
Figura 2.4 - Seção esquemática em perfil da disposição dos anticlinais e sinclinais de <i>rollovers</i>	9
Figura 2.5 - Modelos da disposição geométrica de falhas normais	9
Figura 2.6 - Esquema de um sistema distensional com bacias simétricas e assimétricas	10
Figura 2.7 - Desenho em 3D, de um descolamento basal distensional	10
Figura 2.8 - Blocos diagrama representando o desenvolvimento de um rifte passivo	11
Figura 2.9 - Esquema dos estágios evolutivos de um processo de rifteamento	12
Figura 2.10 - Esquemas representando os modelos de cisalhamento puro e de cisalhamento simples	13
Figura 2.11 - Representação esquemática de uma bacia extensional sendo invertida	13
Figura 2.12 - Exemplos de bacias invertidas e estilos de reativação de falhas	14
Figura 2.13 - Modelo esquemático do efeito da divergência entre as placas Sul-Americana e Africana..	15
Figura 2.14 - Mapa esquemático, simplificado, da Margem Continental do Sudeste Brasileiro	16
Figura 2.15 - Uma seção sísmica, em profundidade, da Bacia de Campos	17
Figura 2.16 - Distribuição global de bacias evaporíticas do tipo margem passiva	18
Figura 2.17 - Esquemas representando os três processos da deformação induzidos por gravidade	19
Figura 2.18 - Esquemas simplificados dos processos que causam o fluxo de sal.....	20
Figura 2.19 - Modelo esquemático da evolução geotectônica das bacias evaporíticas	21
Figura 2.20 - Seção geológica esquemática das principais estruturas de bacias evaporíticas	21
Figura 2.21 - Diagrama esquemático dos campos de tensões em bacias evaporíticas.....	22
Figura 3.1 - Aparato para gerar modelos físicos de dobras por compressão lateral	23
Figura 3.2 - Esquemas das caixas de experimentos de McClay & Ellis (1987)	27
Figura 3.3 - Desenhos dos modelos físicos de McClay & Ellis (1987).....	27
Figura 3.4 - Esquemas das caixas de experimento de McClay (1990)	28
Figura 3.5 - Figuras esquemáticas das estruturas formadas sobre uma folha de borracha	29
Figura 3.6 - Interpretação da seção sísmica do Rifte de Moçambique e da Costa do Golfo	30
Figura 3.7 - Figura esquemática da caixa de experimentos de McClay <i>et al.</i> (2002).....	30
Figura 3.8 - Representação em planta e em perfil do modelo de abertura ortogonal	31
Figura 3.9 - Desenhos esquemáticos do aparato de deformação de Allemand & Brun (1991)	32
Figura 3.10 - Desenho esquemático dos principais experimentos de Bahroudi <i>et al.</i> (2003).....	32
Figura 3.11 - Desenho esquemático do modelo 2 de Bahroudi <i>et al.</i> (2003).....	33
Figura 3.12 - Desenho esquemático do modelo 3 de Bahroudi <i>et al.</i> (2003).....	33
Figura 3.13 - Desenho esquemático dos experimentos de Withjack & Callaway (2000).....	34

Figura 3.14 - Desenhos esquemáticos, em perfil, dos experimentos de Withjack e Callaway (2000)	35
Figura 3.15 - Desenho esquemático da caixa de experimentos de McClay (1989)	35
Figura 3.16 - Fotografias e respectivas interpretações dos modelos da série 1 de McClay (1989)	36
Figura 3.17 - Fotografias e respectivas interpretações dos modelos da série 2 de McClay (1989)	37
Figura 3.18 - Imagem esquemática da caixa de experimentos de Del Ventisette <i>et al.</i> (2006)	37
Figura 3.19 - Fotografias, em planta, e em perfil do experimento após a primeira fase de extensão	38
Figura 3.20 - Fotografias, em planta, e em perfil do experimentos após a segunda fase de deformação... ..	39
Figura 3.21 - Desenho esquemático da caixa de experimentos de Nalpas <i>et al.</i> (1995).....	40
Figura 3.22 - Desenho esquemático, de uma inversão tectônica de Nalpas <i>et al.</i> (1995).....	40
Figura 3.23 - Desenho esquemático dos experimentos, com variação da espessura da camada de descolamento dúctil, de Nalpas <i>et al.</i> (1995).....	41
Figura 3.24 - Desenho esquemático, em perfil, dos experimentos com variação da camada do pós-sal... ..	41
Figura 3.25 - Fotografias das seções de Carvalho (2017) de modelos submetidos à reativação positiva.. ..	42
Figura 3.26 - Modelos de Almeida (2017) desenvolvidos sob baixa magnitude de deformação	44
Figura 3.27 - Modelos de Almeida (2017) desenvolvidos sob alta magnitude de deformação	44
Figura 4.1 - Desenhos esquemáticos das etapas de montagem e deformação dos modelos	50
Figura 4.2 - Desenho esquemático, em perspectiva, da caixa de experimentos, mostrando	50
Figura 4.3 - Desenho esquemático com indicação de base e altura da flexura antiformal	51
Figura 4.4 - Fotografia de uma seção central do modelo 1	52
Figura 4.5 - Seções centrais dos modelos da série 1.....	53
Figura 4.6 - Seções centrais dos modelos da série 2.....	55
Figura 4.7 - Seções centrais dos modelos da série 3.....	56
Figura 4.8 - Seção central do modelo 13	57
Figura 4.9 - Seção central do modelo 14	58
Figura 4.10 - Seção central do modelo 15	58
Figura 4.11 - Medidas (a) do comprimento da base e (b) da altura da flexura antiformal.	61
Figura 4.12 - Representação esquemática da principal hipótese de Hudc e Jackson (2002) para o Inner Kwanza Basin, Angola	63
Figura 4.13 - Desenho esquemático das unidades pós-rifte do modelo 5.....	63
Figura 4.14 - Mapa geológico simplificado e seções sísmicas da Bacia de Tucumán.....	66

Lista de Tabelas

Tabela 1.1 - As variáveis dos modelos	4
Tabela 2.1 - Eventos de reativação do embasamento na Bacia de Campos, evidenciados pela análise estrutural de sísmica 3D	16
Tabela 3.1 - Coeficientes de similaridade geométrica	24
Tabela 3.2 - Coeficientes de similaridade cinemática	24
Tabela 3.3 - Coeficientes de similaridade dinâmica	25
Tabela 3.4 - Razão Modelo/Original dos parâmetros analisados no presente estudo	26
Tabela 3.5 - Condições de contorno dos modelos físico-analógicos desenvolvidos por Almeida (2017). 43	
Tabela 4.1 – Principais parâmetros físicos com os respectivos fatores de escala	48
Tabela 4.2 – Os modelos 2 a 15 e suas variáveis mais importantes.	49

Resumo

A partir da década de 80, cresceram as pesquisas de modelagem física analógica de bacias sedimentares distensivas, inicialmente sem a intercalação de camadas evaporíticas. Estas, quando introduzidas nos modelos levantaram uma série de novos questionamentos sobre a deformação das bacias, uma vez que o sal constitui um material de comportamento mecânico significativamente diferente daquele de outras rochas sedimentares. Os estudos experimentais existentes na literatura posicionam a camada dúctil de silicone (análogo ao sal) dentro da unidade sin-rifte ou diretamente sobre o embasamento, relacionando a deformação da bacia ao *strength* do sal, e este (o *strength*), por sua vez, à espessura tanto da camada dúctil quanto da cobertura rúptil (pacote pós-sal) assim como à velocidade de deformação. O intuito do presente trabalho é dar uma contribuição ao tema analisando-se o comportamento de uma bacia submetida à inversão tectônica com a camada de silicone no pós-rifte. Assim, investigou-se a deformação no sin-rifte e no pós-silicone. Foram desenvolvidos 15 modelos em caixa de experimentos com dimensões internas de 35 cm x 23.4 cm x 10 cm (comprimento x largura x altura). Nestes, empregaram-se a areia de quartzo para representar as unidades rúpteis, do pré-, sin e pós-rifte da bacia, e o silicone (polydimethylsiloxane) para simular a camada de sal intercalada no pós-rifte. A primeira fase de deformação, uma distensão de 6 cm, foi a mesma para todos os modelos, enquanto, na segunda, de compressão, variaram-se a espessura do pacote pós-rifte (das camadas de silicone e do pós-silicone), a magnitude e a velocidade de deformação. Um modelo apresentava somente extensão. Após a deformação, os modelos foram umidificados com água para a obtenção de perfis paralelos à direção do transporte tectônico. Os modelos revelaram que, independente da geometria da bacia, simétrica ou assimétrica, ou da presença de um descolamento basal dúctil, uma camada de silicone no pós-rifte causa um processo de deslizamento gravitacional do silicone em decorrência à ascensão da bacia invertida. Como resultado da deformação ocorreram feições de fluxo do tipo afinamento da camada de silicone, nas porções mais elevadas, e espessamento e injeção do material viscoso ao longo de falhas reversas. A análise dos fatores que influenciam o *strength* do sal revelou que a deformação rúptil no pós-silicone foi maior quando os parâmetros eram reduzidos, isto é, baixa espessura das camadas de silicone e pós-silicone e da velocidade de deformação. Com o aumento destes parâmetros, a transmissão dos esforços para a cobertura foi pequena, reduzindo o acoplamento entre a deformação rúptil, acima e abaixo da camada de silicone. Além disto, o aumento da espessura do pós-silicone significou o crescimento da tensão normal, o que promoveu fluxo mais intenso do material viscoso e uma deformação rúptil distante da bacia. No interior da bacia, a inversão causou reativação de falhas normais e a formação de novas falhas compressivas. Sob alta magnitude de deformação e sob condições favoráveis de espessuras e velocidade de deformação, um alto rejeito das falhas, mais comum entre as falhas

compressivas, causou a sua transmissão ao pós-silicone. Feições similares foram reconhecidas na Bacia de Tucumán (Argentina).

Palavras-chave: Modelagem física; Bacias invertidas; Deformação do pós-sal; Camada de silicone.

Abstract

Analogical physical modelling studies of extensional sedimentary basins have increased since the 1980s, initially without interbedded evaporite layers. These layers in the models raised a number of new questions about the evolution of basins, being that salt is a material with significantly different mechanical behavior when compared to other sedimentary rocks. Experimental studies in the literature are based on a model of silicone putty (analogue to salt) inside the syn-rift unit or directly above the basement, relating the basin deformations to salt strength, as well as the ductile layer and the brittle overburden (post-salt package) thicknesses as the displacement rate. The aim of this study was to contribute to the subject, analyzing the inverted basin behavior with the post-rift silicone layer. Thus, the deformation in the syn-rift and in the post-silicone were investigated. Fifteen experiments were set up in 35 cm x 23,4 cm x 10 cm (length x width x height) sandboxes. In the models, the quartz sand was used to represent the brittle units, pre-, syn- and post-rift basin sequences, and the silicone putty (polydimethylsiloxane) to represent the salt layer interbedded in the post-rift. The first phase of deformation had an extension of 6 cm and was the same for all models. Whereas, in the second phase, compression, the post-rift package (the silicone putty and the post-silicone), the magnitude and the displacement rates were varied. One model solely displayed extension. After deformation, the models were humidified with water to obtain sections parallel to the tectonic transport. The models revealed that, regardless of basin geometry, whether it was symmetric or asymmetric or had ductile basal detachment, a post-rift silicone layer causes a gravitational gliding process due to the rise of the inverted basin. This resulted in flow features like silicone layer thinning in the higher portions, and thickening and injection of viscous material along reverse faults. The analysis of factors that influenced salt strength revealed that post-silicone brittle deformation was greater when the parameters were reduced, that means, the silicone and the post-silicone thicknesses and the rate of deformation decreased. With increasing parameters, the effort transmission to the cover was small, reducing coupling between brittle deformation above and below the silicone layer. Moreover, an increase of the post-silicone thickness meant more normal stress, promoting intensive flow of the viscous material and brittle deformation far from the basin. Inside the basin, the inversion caused reactivation of normal faults and the formation of new compressive faults. Under high magnitude deformation and under favorable conditions of thicknesses and rate displacement, a high offset from the faults, more common among compressive faults, caused their transmission to the post-silicone. Similar features were found in the Tucumán Basin (Argentina).

Keywords: Physical modelling; Inverted basins; Post-salt deformations; Silicone layer.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O estudo de processos geodinâmicos, através de experimentos físico-analógicos, tem fornecido informações de grande valia na evolução de sistemas estruturais e contribuído para a melhor compreensão dos diferentes ambientes deformacionais. A finalidade dos modelos de laboratório, no entanto, não é apenas reproduzir eventos geológicos observados na natureza, mas também analisar, de forma sistemática, parâmetros deformacionais e, desta forma, testar diferentes teorias tectônicas.

O emprego da Modelagem Física Analógica é especialmente útil para a análise de sistemas distensionais, uma vez que o acesso a estas estruturas, em bacias sedimentares (com ou sem inversão tectônica), somente se dá de forma indireta, pelos métodos da geofísica. Foi o grande interesse das companhias petrolíferas pela modelagem de sistemas distensivos que conduziu a um avanço significativo da tectônica experimental, a partir da década de 80. É, hoje, mundialmente reconhecida como uma ferramenta importante das Geociências.

Também, na década de 80, foi criado o primeiro laboratório de modelagem tectônica, no Brasil, pela Petrobrás. Os trabalhos desenvolvidos no laboratório subsidiaram as atividades de pesquisa sobre o ambiente sedimentar em que as bacias petrolíferas brasileiras foram formadas, bem como a maneira pela qual os hidrocarbonetos foram gerados e armazenados. Segundo Zalán (2012), estas pesquisas são desenvolvidas desde o início das atividades exploratórias de petróleo, em 1954, nas bacias do Recôncavo e Sergipe-Alagoas.

Os estudos das grandes bacias petrolíferas no mundo mostram, em muitos casos, rochas geradoras associadas a depósitos de evaporitos. Sugere-se que a presença do sal em jazidas de petróleo controla diretamente as armadilhas estruturais do reservatório, o que condiciona a migração e o armazenamento do óleo.

Estudos sistemáticos, em caixas de areia, como os realizados, por Nalpas *et al.* (1995) e Withjack & Callaway (2000), de inversão tectônica positiva e de extensão, respectivamente, e que envolvem a presença de uma camada dúctil sobre os blocos rígidos do embasamento, confirmam que existe uma forte influência do sal sobre a geometria e a cinemática de estruturas distensivas. Segundo estes autores, os principais fatores para a estruturação de bacias evaporíticas estão relacionados com o *strength* do sal, isto

é, com a resistência à deformação. Esta é controlada pela espessura tanto da camada dúctil (sal) quanto da cobertura rúptil (pacote pós-sal), assim como pela velocidade de deformação.

Nesse contexto, a presente pesquisa visa contribuir aos estudos de bacias evaporíticas empregando-se a modelagem física analógica. O diferencial deste estudo, em relação a trabalhos prévios, diz respeito à introdução de uma camada dúctil (simulando evaporitos) no interior de uma sequência pós-rifte (e não pré- ou sin-rifte), situação comum na margem continental brasileira (Milani *et al.*, 2007, Winter *et al.*, 2007). O tema foi inicialmente desenvolvido por Carvalho (2017), em sua dissertação de mestrado e retomada pela presente autora, em sua monografia de final de curso. Enquanto a ênfase no estudo de Carvalho (2017) foi a reativação de uma bacia extensional por uma segunda fase distensiva, examinou-se, na monografia, a inversão tectônica positiva. No presente trabalho, novos experimentos foram realizados variando-se espessuras da unidade pós-rifte (as camadas de silicone e pós-silicone), a magnitude de inversão tectônica e a velocidade de deformação.

1.2 - OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é contribuir, por meio da modelagem físico-analógica, à investigação da inversão tectônica de bacias sedimentares que possuam intercalações de camadas dúcteis de evaporitos.

Os modelos físicos foram empregados para examinar os efeitos de uma reativação, de caráter compressivo, sobre uma sequência pós-rifte com camadas de evaporitos. O principal intuito era analisar, em riftes simétricos (caso mais geral), a influência da variação dos parâmetros: espessura, magnitude e velocidade da reativação positiva, sobre a estruturação do pós-sal. Diferentes espessuras foram examinadas em duas unidades da sequência pós-rifte: do sal e do pós-sal, empregando-se silicone (dúctil) e areia (rúptil), respectivamente.

O presente trabalho não visava simular a deformação de uma bacia sedimentar em particular, mas investigar em que circunstâncias as reativações da fase rifte se manifestam na estruturação das camadas pós-rifte.

1.3 – METODOLOGIA DO TRABALHO

A pesquisa foi realizada em quatro etapas: (1) revisão bibliográfica; (2) modelagem físico-analógica; (3) análise e interpretação dos resultados; e (4) confecção da dissertação. As mesmas são brevemente descritas a seguir.

1.3.1 - Revisão Bibliográfica

O levantamento bibliográfico realizado visou um melhor entendimento da tectônica distensional, com e sem sal, da inversão positiva, assim como, dos métodos da modelagem físico-analógica, e suas aplicações.

1.3.2 - Modelagem Física Analógica

Tratamento do Material Analógico

A areia de quartzo, que simula a deformação rúptil, e constitui o principal material analógico deste estudo, passa pelos seguintes processos, antes de ser utilizada nos experimentos: (1) lavagem, (2) secagem, (3) peneiramento, (4) tingimento. Nos presentes experimentos usou-se areia de granulometria $\leq 210 \mu\text{m}$ que foi tingida com tinta Acrilex para tecido.

Etapa Experimental

Os ensaios foram montados em um aparelho de deformação eletrônica conectado a um *software*, denominado *SandBox* (aparelho e *software* projetados e construídos na UFOP). As dimensões internas da caixa de experimentos foram de 35 cm x 23,4 cm x 10 cm (comprimento x largura x altura). Com exceção do modelo 1, todos os experimentos foram desenvolvidos com duas fases de deformação, uma, primeira, de extensão (simétrica) e a outra de compressão (a inversão positiva), acionando-se apenas uma das paredes móveis. A inversão foi efetuada após a deposição de uma sequência pós-rifte sobre a bacia recém-formada, constituída por três unidades: camadas pré-sal, sal e pós-sal (Fig. 1.1). Nos experimentos foram mantidos constantes os seguintes parâmetros: o comprimento inicial do modelo (antes do rifteamento), igual a 35 cm, a largura, de 23,4 cm, a extensão, de 6 cm, e a espessura do embasamento, igual a 3 cm. Os parâmetros analisados, as espessuras do sal (silicone) e do pós-sal (areia de quartzo), a magnitude da reativação positiva e a velocidade de deformação constam na tabela 1.1. A pesquisa consistiu de 15 experimentos, e algumas modelagens foram repetidas para confirmação dos resultados.

O aparelho de deformação é constituído por dois motores laterais, um a direita e o outro a esquerda, posições daqui em diante referidas como leste e oeste respectivamente, que foram ligados de acordo com a deformação que se desejava aplicar ao sistema. Isto é, durante a deformação distensiva os motores leste e oeste foram acionados, enquanto na inversão positiva, apenas a parede oeste foi movimentada.

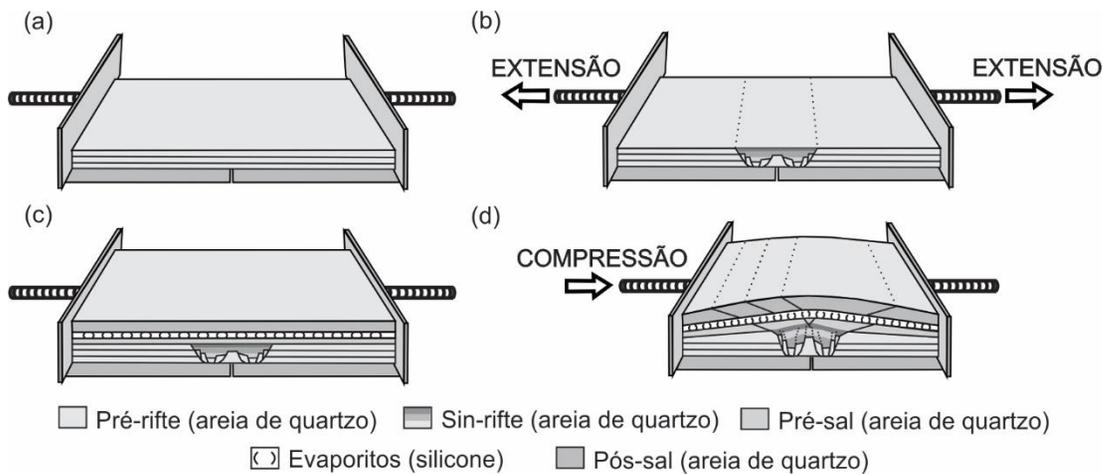


Figura 1.1 - Desenho esquemático das etapas de montagem e deformação dos modelos experimentais. (a) Situação inicial do pacote pré-rifte; (b) a deformação distensiva com o preenchimento sin-rifte da bacia; (c) sequência pós-rifte depositada sobre a bacia recém-formada; (d) a deformação compressiva. As setas indicam o sentido da deformação.

Tabela 1.1 As variáveis dos modelos.

Modelo	Espessura do Pós-silicone (cm)	Espessura do silicone (cm)	Magnitude da Inversão Positiva (cm)	Velocidade da Inversão
1*	-	-	-	-
2	1	0,2	1,5	2 cm/h
3	1	0,2	3,0	2 cm/h
4	1	0,2	5,5	2 cm/h
5	1	0,2	5,5	1 cm/h
6	1	0,2	5,5	3 cm/h
7	1	0,5	5,5	1 cm/h
8	1	0,5	5,5	3 cm/h
9	2	0,2	5,5	1 cm/h
10	2	0,2	5,5	3 cm/h
11	2	0,5	5,5	1 cm/h
12	2	0,5	5,5	3 cm/h
13	1	1	5,5	2 cm/h
14	1	0,2	5,5	2 cm/h
15	1	0,2	5,5	1 cm/h

*Modelo de uma única fase, de extensão.

Para posicionar o rifte no centro da caixa de experimentos, colou-se, na base de cada parede móvel, uma folha de plástico rígida, com dimensões 17,5 x 23,4 cm (Fig. 1.2). Com o intuito de diminuir o efeito das bordas das folhas de plástico rígidas (conhecidas, na literatura como discontinuidades de velocidade, por exemplo, Del Ventisette *et al.*, 2006), sobre a deformação da areia, depositou-se sobre estas uma faixa de silicone de ca. 1,5 cm de largura e 0,2 cm de espessura (Fig. 1.2).

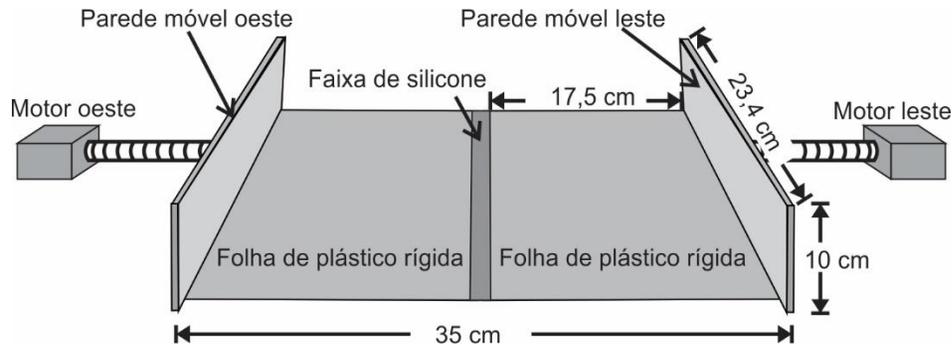


Figura 1.2 - Desenho esquemático, em perspectiva, da caixa de experimentos mostrando as posições dos motores, das paredes móveis, das placas basais (folhas de plástico rígidas) e as dimensões da caixa.

A deformação progressiva foi fotografada em intervalos regulares e, ao final da deformação, também, em seções internas que foram cortadas paralelamente ao transporte tectônico (com espaçamento de 1,6 cm), no experimento úmido.

A areia empregada neste estudo possui um comportamento elasto-plástico e um ângulo de atrito interno, Φ , de $41,47^\circ$ ($\mu = 0,88$) (medida efetuada no Laboratório de Modelagem Tectônica da UFOP). O silicone (polydimethylsiloxane), adquirido da firma americana Clearco Products Co Inc, possui viscosidade de $1,95 \times 10^4$ Pa (informada pela fábrica). Segundo os autores Weijermars (1986) e Hailemariam & Mulugeta (1998), o comportamento do silicone constitui um bom análogo dos evaporitos, sendo assim utilizado em experimentos de modelagem física para simular a deformação em bacias sedimentares caracterizadas pela presença de sal.

1.3.3 - Análise e Interpretação

A análise e a interpretação dos modelos foram realizadas a partir das fotografias de todos os cortes efetuados em cada um dos modelos. No entanto, utilizaram-se apenas os cortes centrais para apresentação e discussão dos resultados. As seções imediatamente adjacentes ao perfil central de cada modelo encontram-se no Apêndice. Empregou-se o *software* CorelDraw X7 para desenhar no corte central a interpretação das estruturas formadas.

1.3.4 – Confeção da Dissertação

O corpo de texto da dissertação de mestrado foi estruturado em cinco capítulos. O Capítulo 1 apresenta uma breve contextualização sobre o problema envolvido, os objetivos da pesquisa e a metodologia adotada. No Capítulo 2, fez-se uma breve revisão sobre os regimes distensionais e de inversão positiva que envolvem a tectônica de sal. No Capítulo 3 aborda-se o estado da arte da modelagem física de bacias sedimentares com e sem sal e aquelas que foram invertidas por tectônica compressional. No Capítulo 4, são apresentados os resultados e a discussão dos modelos na forma de artigo científico. Por fim, no Capítulo 5, apresenta-se as conclusões da pesquisa.

CAPÍTULO 2

REGIMES DISTENSIONAIS E DE INVERSÃO POSITIVA E A TECTÔNICA DE SAL – UMA BREVE REVISÃO

2.1 – REGIME DISTENSIONAL

Segundo Fossen (2012), até a década de 1980, as estruturas extensionais não recebiam a mesma atenção que as compressivas. Estas, aflorantes e formando as cadeias montanhosas, sempre chamaram mais a atenção dos geólogos. O panorama só mudou quando, na província *Basin and Range*, no oeste dos EUA, os estudiosos perceberam que zonas de cisalhamento inicialmente consideradas compressivas constituíam, na realidade, estruturas extensionais de baixo ângulo (possivelmente rotacionadas a partir de falhas normais de alto ângulo).

Os sistemas distensivos começaram a ser estudados com mais detalhe somente após o reconhecimento de sua importância na pesquisa de hidrocarbonetos e com o advento dos métodos cada vez mais sofisticados da geofísica, especialmente da sísmica (Fossen, 2012).

2.1.1 – As Falhas Normais e o Sistema de Falhas Normais

Uma falha normal, é aquela na qual o bloco superior, denominado capa ou teto, é rebaixado em relação ao bloco inferior, também conhecido como lapa ou muro (Peacock *et al.*, 2000). Segundo Dennis (1967), a expressão teve origem em minas de carvão inglesas onde as falhas normais eram mais comumente conhecidas.

As falhas normais estão geralmente associadas a ambientes de regime tectônico distensional onde o σ_1 (vetor tensão principal máximo) tende à vertical, e σ_2 (vetor tensão principal intermediário) e σ_3 (vetor tensão principal mínimo) à horizontal (Fig. 2.1). A orientação geral dos eixos de tensão pode variar em função de anisotropias e discontinuidades pré-existentes (Loczy & Ladeira, 1976).

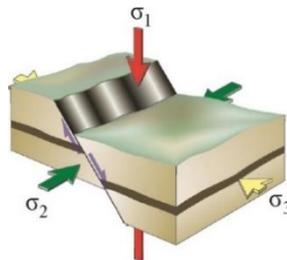


Figura 2.1 – Relação entre a orientação dos vetores dos esforços principais em um regime de falha normal, de acordo com Anderson (1951 *apud* Fossen, 2012).

Segundo Pluijm & Marshak (2004), em um regime distensional os sistemas de falhas normais formam bacias (rifes ou *grabens*). As bacias podem ser simétricas ou assimétricas, constituídas por duas ou uma falha de borda, respectivamente e são compostas por blocos baixos e altos. O bloco baixo é aquele que sofreu abatimento ao longo de falhas normais (Fig. 2.2 a) enquanto que o bloco alto (ou *horst*) é aquele que permaneceu em sua posição original (Fig. 2.2 b). Os *grabens* assimétricos, ou *meio-grabens*, são limitados por uma falha vergente ao sentido da distensão (Fig. 2.2 c).

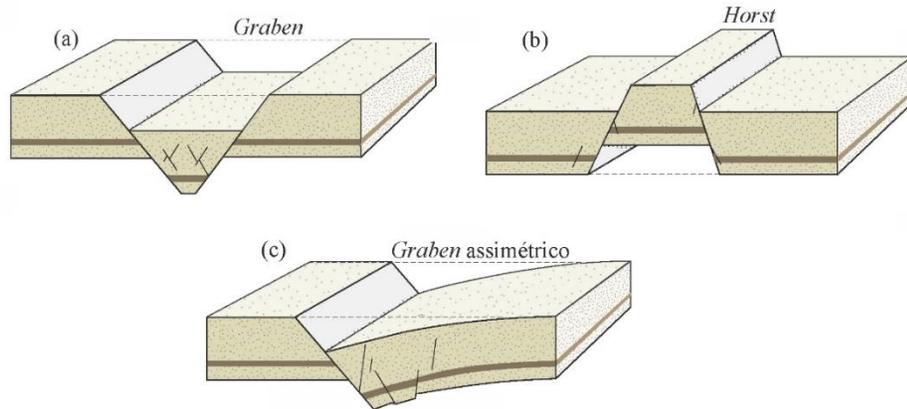


Figura 2.2 - Ilustração esquemática de (a) um *graben* simétrico, (b) um *horst* (que pode ocorrer em *grabens* simétricos ou assimétricos) e (c) um *graben* assimétrico (modificado de Fossen, 2012).

A falha principal de um sistema distensional, também denominada de descolamento basal, pode ser plana ou curva (lístrica). Nas falhas planares, o mergulho permanece o mesmo em profundidade, enquanto que, nas lístricas, este vai diminuindo com o aumento da profundidade. O segmento de alto ângulo é denominado de rampa e o horizontal, de patamar. À medida que o rife se desenvolve ao longo de uma falha lístrica, o bloco do teto se acomoda sobre a falha gerando uma flexão, denominada de anticlinal de *rollover* (Fig. 2.3).



Figura 2.3 - Seção esquemática em perfil da disposição do anticlinal de *rollover* sobre uma falha lístrica (modificado de Pluijm & Marshak, 2004).

O descolamento basal pode também ser constituído por duas rampas conectadas por um patamar (geometria rampa-patamar-rampa). Neste caso, se formam duas flexões no bloco do teto da falha, um anticlinal e um sinclinal de *rollover* (Fig. 2.4).

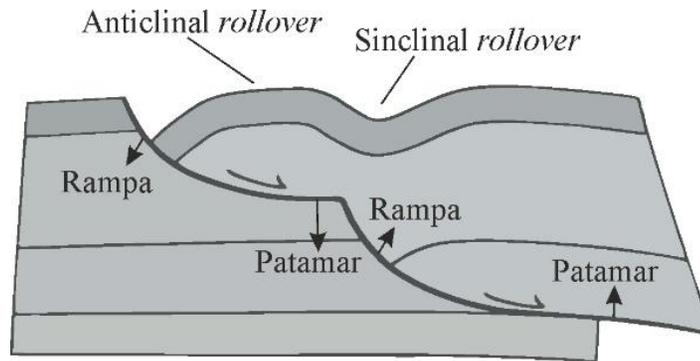


Figura 2.4 - Seção esquemática em perfil da disposição dos anticlinais e sinclinais de *rollovers* sobre um descolamento basal constituído por duas rampas e dois patamares (modificado de Pluijm & Marshak, 2004).

É comum, ocorrerem falhas secundárias conectadas ao descolamento basal de uma bacia. Quando este descolamento é curvo (lítrico), as falhas secundárias, planas (sistemas em dominó) ou curvas, sofrem rotação durante a distensão (Fig. 2.5).

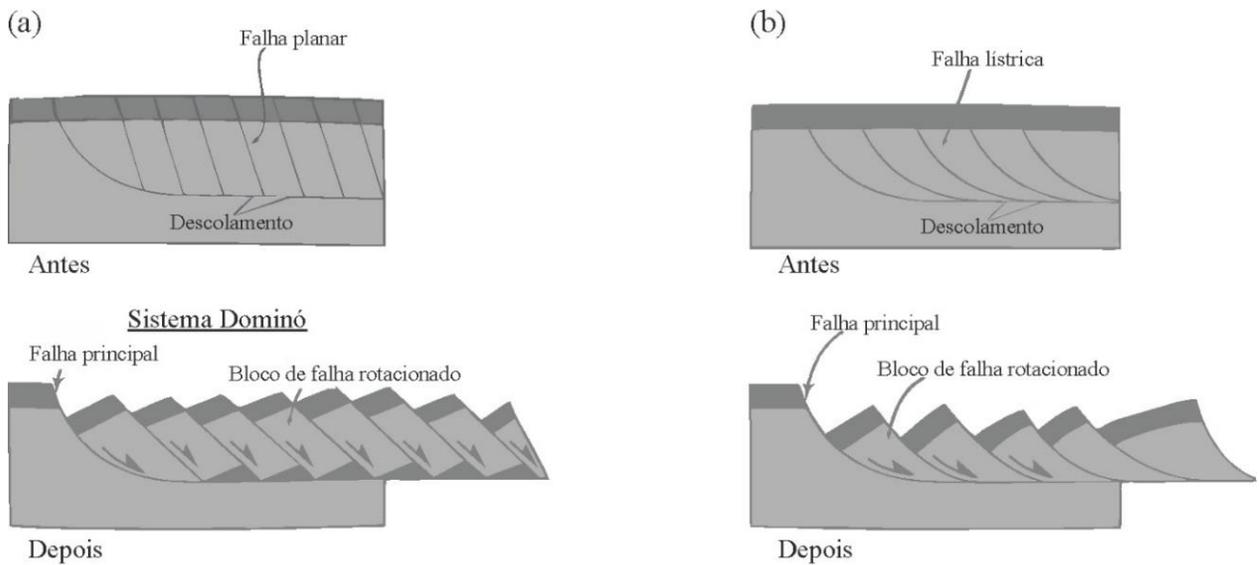


Figura 2.5 - Modelos da disposição geométrica de falhas normais, secundárias, antes e depois de serem deslocadas sobre uma falha principal, lítrica. (a) Perfil de falhas planares formando o sistema dominó e (b) perfil de falhas lítricas constituindo um conjunto de falhas rotacionadas (modificado de Pluijm & Marshak, 2004).

Em um sistema distensional, as estruturas acima descritas comumente coexistem sobre descolamentos lítricos, podendo formar conjuntos de falhas, denominados leques de imbricação ou duplexes extensionais (Figs. 2.6 e 2.7).

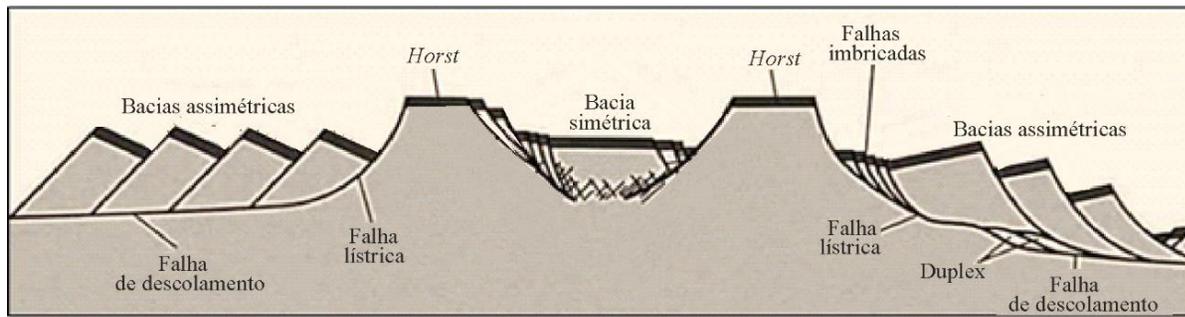


Figura 2.6 – Esquema de um sistema distensional com bacias simétricas e assimétricas, descolamentos basais listricos, horsts e sistemas de falhas imbricadas e em duplex (modificado de Twiss & Moores, 1992).

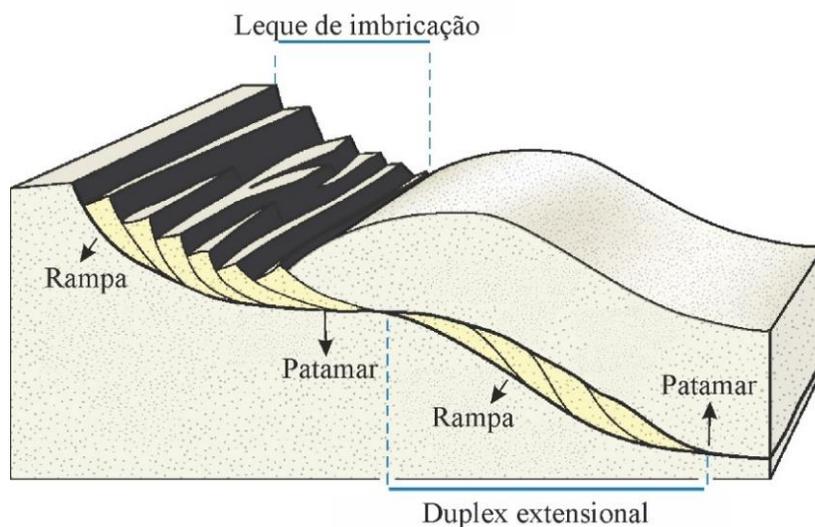


Figura 2.7 – Desenho em 3D, de um descolamento basal distensional com geometria de rampa-patamar-rampa com as falhas normais dispostas em um leque de imbricação e um duplex extensional (modificado de Fossen, 2012).

2.2 – TIPOS DE RIFTEAMENTO

Segundo Withjack *et al.* (2002) o termo rifte é utilizado para definir regiões da litosfera nas quais ocorreram abatimento de blocos que resultaram em depressões, limitadas em suas bordas por falhas normais.

Para Fossen (2012), os riftes (às vezes denominados de ‘bacias rifte’) resultam do estiramento da crosta continental e podem ser classificados segundo dois modelos extremos, como ativos ou passivos. Riftes ativos, como as bacias da província *Basin and Range*, no oeste dos EUA e riftes do leste Africano, por exemplo, se caracterizam por pouca extensão e são formados em consequência à ascensão de material máfico/ultramáfico, associado a *hot spots*. Em riftes passivos, a distensão é causada pelos movimentos das placas litosféricas, e as bacias normalmente se formam em zonas de fraqueza previamente existentes, como riftes da região norte do Mar do Norte. Neste, não ocorre soergimento mantélico na fase pré-rifte e o manto abaixo da área de ruptura é passivo (Fig. 2.8).

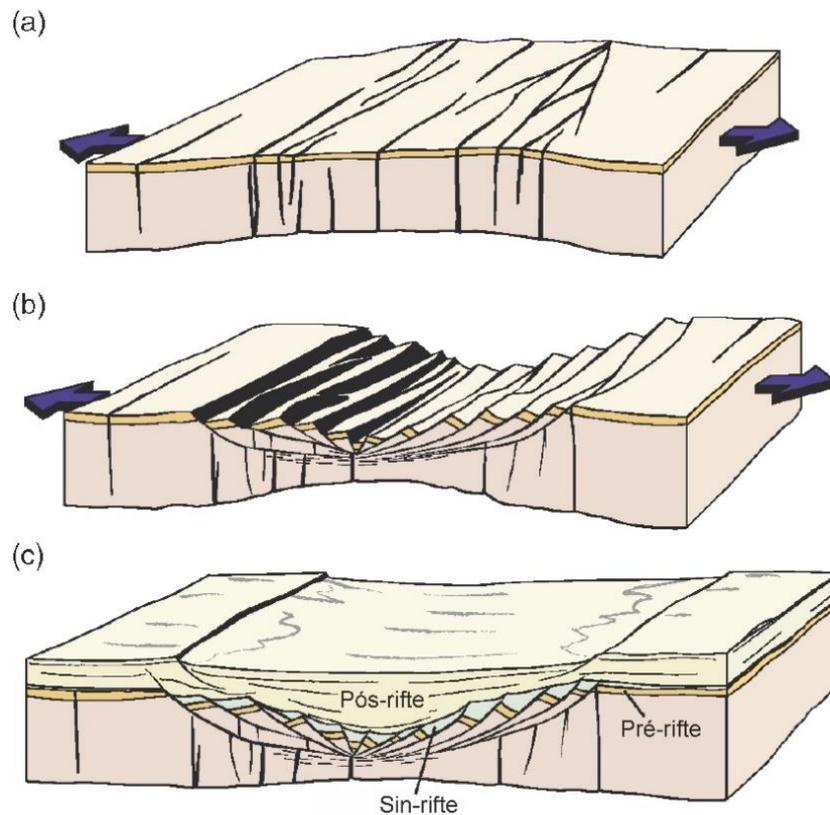


Figura 2.8 – Blocos diagrama representando o desenvolvimento de um rifte passivo. (a) Estágio inicial, (b) estágio intermediário e (c) estágio final. Observar as três seqüências sedimentares que podem ocorrer em qualquer bacia (Fossen, 2012).

Como exibido acima, em geral, três seqüências caracterizam uma bacia: o pré-rifte (o embasamento, que não necessariamente é constituído por rochas sedimentares), o sin-rifte, depositado durante a extensão, e o pós-rifte, formado após o rifteamento. As seqüências sin- e pós-rifte podem incorporar feições importantes para o armazenamento de hidrocarbonetos (Fossen, 2012).

Processos de rifteamento com componentes de ambos os modelos são comuns e um exemplo é apresentado por Hasui (2012). O autor sugere rompimento da crosta como resultado da ascensão de uma pluma, falhamento e abatimento de blocos seguido pela ascensão de material magmático. A extensão contínua contribuiu com o processo de rompimento da crosta continental, formando margens passivas com crosta e dorsal oceânica (Fig. 2.9).

O processo de rifteamento passivo pode ser analisado por meio de dois modelos: de cisalhamento puro e de cisalhamento simples. O rifteamento por cisalhamento puro, primeiro definido por McKenzie (1978), é descrito como o afinamento homogêneo da litosfera continental que é estirada simetricamente, dos dois lados (Fig. 2.10 a). Resulta uma bacia simétrica.

O cisalhamento simples, descrito por Wernicke (1985), considera que a distensão litosférica é acomodada por uma zona de cisalhamento, de mergulho variável, que, possivelmente, atravessa toda a litosfera. A deformação nesta região gera uma bacia assimétrica (Fig. 2.10 b).

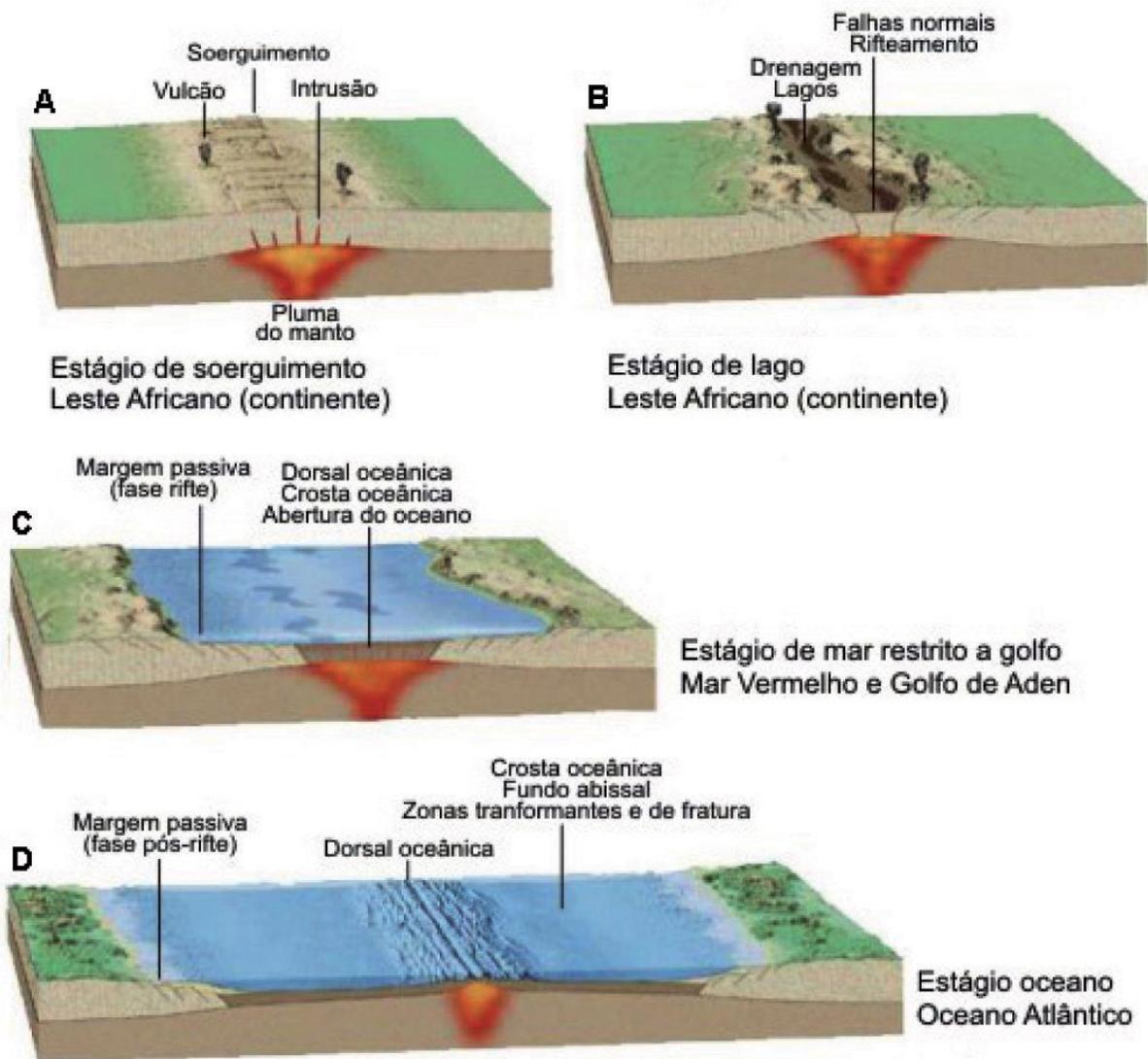


Figura 2.9 - Esquema dos estágios evolutivos de um processo de rifteamento, com componentes de rifteamento ativo e passivo e a indicação de exemplos naturais. (A) Estiramento litosférico promovido por pluma mantélica, seguida de fraturamento, intrusões e vulcanismo, podendo ser acompanhado ou não de soerguimento. (B) Rifteamento, seguido da formação de um vale, ainda com intrusões e vulcanismo. (C) Ruptura continental, formando os riftes nas margens passivas e a dorsal oceânica e conduzindo à abertura de oceano. (D) Expansão do oceano, desenvolvimento de zonas transformantes e de fraturas, e deposição de sedimentos nas margens passivas (Hasui, 2012).

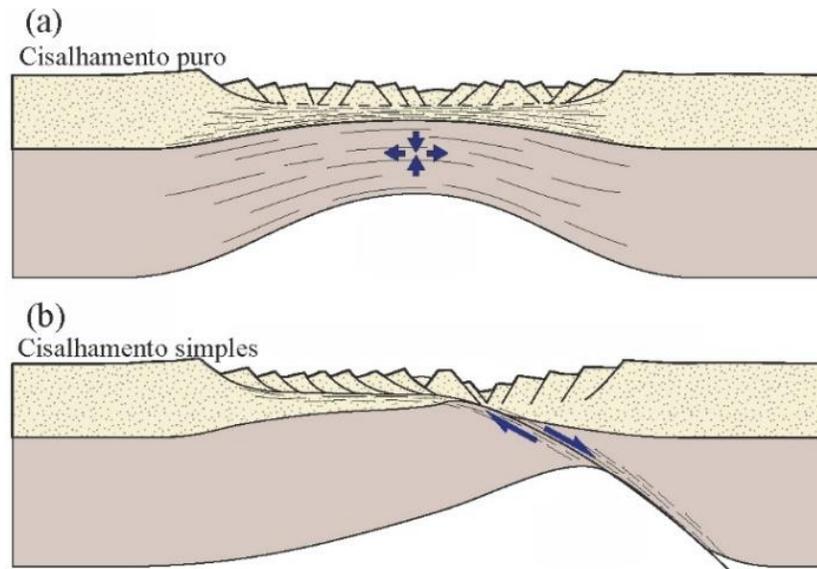


Figura 2.10 - Esquemas representando os modelos de cisalhamento puro (a) e de cisalhamento simples (b) (modificado de Fossen, 2012).

2.3 – A INVERSÃO TECTÔNICA POSITIVA

O termo ‘inversão tectônica positiva’ ou ‘inversão de bacias extensionais’, é, segundo Cooper *et al.* (1989), Ziegler (1987), Williams *et al.* (1989) e outros autores, mundialmente utilizado para designar toda e qualquer bacia de origem distensiva submetida a um evento contracional.

De acordo com Bonini *et al.* (2012), durante a inversão pode ocorrer a reativação de falhas normais, com ou sem nucleação de falhas compressivas (Fig. 2.11). O reconhecimento dos dois eventos é possível quando coexistem rejeitos normais e compressivos em uma mesma falha.

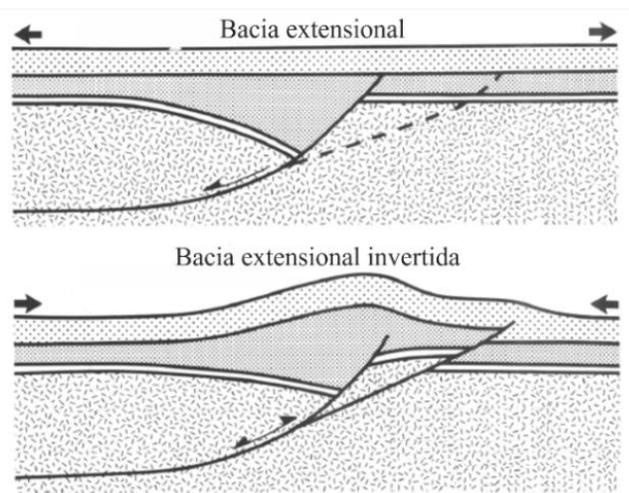


Figura 2.11 - Representação esquemática de uma bacia extensional sendo invertida. Em virtude da compressão, a falha normal é parcialmente reativada e ocorre a nucleação de uma falha de empurrão (modificado de Cooper *et al.*, 1989).

Ainda segundo os autores, a inversão tectônica de bacias sedimentares tem recebido grande atenção durante as últimas três décadas, devido: i) à função de falhas pré-existentes, como estruturas preferenciais para a acomodação do encurtamento da crosta rasa, ii) ao papel de falhas de alto ângulo como potenciais fontes de sismos e iii) a sua importância econômica relacionada à geração de depósitos de minérios, em geral, e de hidrocarbonetos, em especial.

A título de ilustração, seguem abaixo, alguns exemplos da inversão tectônica positiva, na natureza, retirados de Bonini *et al.* (2012) (Fig. 2.12).

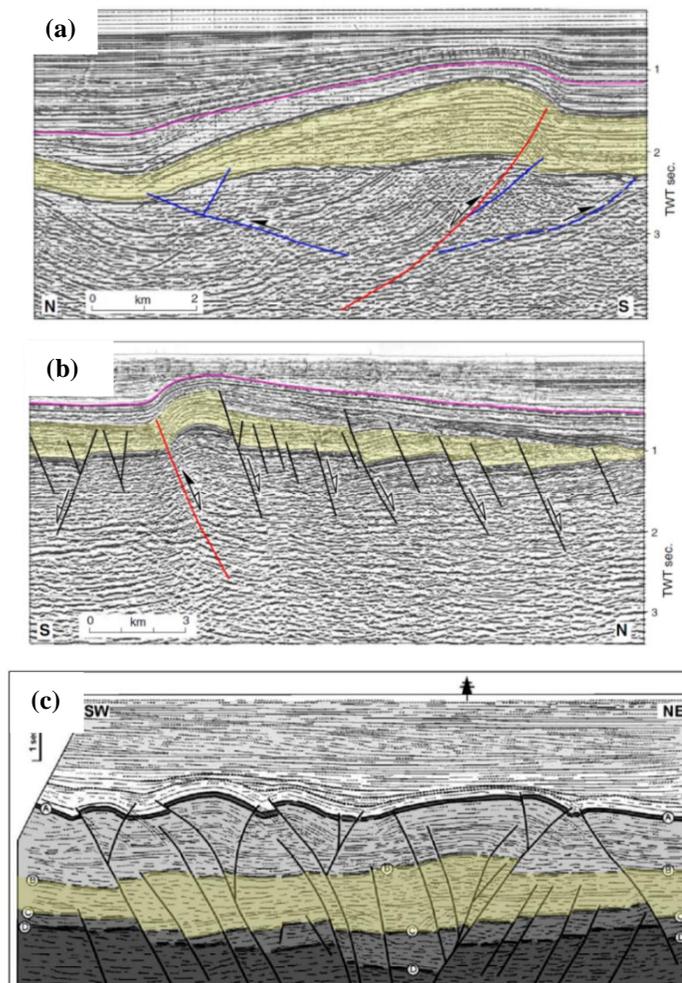


Figura 2.12 - Exemplos de bacias invertidas e estilos de reativação de falhas. (a) Seção sísmica interpretada da porção leste da Plataforma de Sunda (sudeste da Ásia), com estratos do pacote sin-rifte mais espessos do que a sucessão lapa equivalente – soerguido por uma falha que sofreu inversão positiva, total. (b) Seção sísmica interpretada da porção sul do Mar do Norte, mostrando apenas uma falha normal reativada e totalmente invertida. Sombreamento amarelo = pacote de sedimentos sin-rifte; linha violeta = discordância principal; linha vermelha = falha normal invertida; linhas pretas = falhas normais não-reativadas; linha azul = nova falha de empurrão; seta branca = falha normal desenvolvida durante a extensão da primeira fase; seta preta = falha normal invertida (se associada com a seta branca), ou falha de empurrão formada durante a inversão. (c) Seção sísmica interpretada da porção *offshore* da porção central do Mar do Norte, mostrando que uma grande parte das falhas normais existentes foi parcial ou totalmente reativada, positivamente. As letras designam os contatos entre litologias (Bonini *et al.*, 2012).

2.3.1 A Inversão das Bacias Evaporíticas na Margem Passiva Brasileira

Entre outros, Assumpção (1992), Lima *et al.* (1997) e Lima (2003), sugerem que a placa Sul-Americana esteja sofrendo um processo de inversão tectônica. Para estes autores, estaria ocorrendo, atualmente, uma compressão horizontal. No entanto, as razões que estariam causando esta compressão ainda não seriam totalmente claras. Lima (2003) propõe que a possível causa para este encurtamento seja a convergência entre as placas de Nazca e a Sul-Americana e a divergência entre as placas Sul-Americana e a Africana (Fig. 2.13).

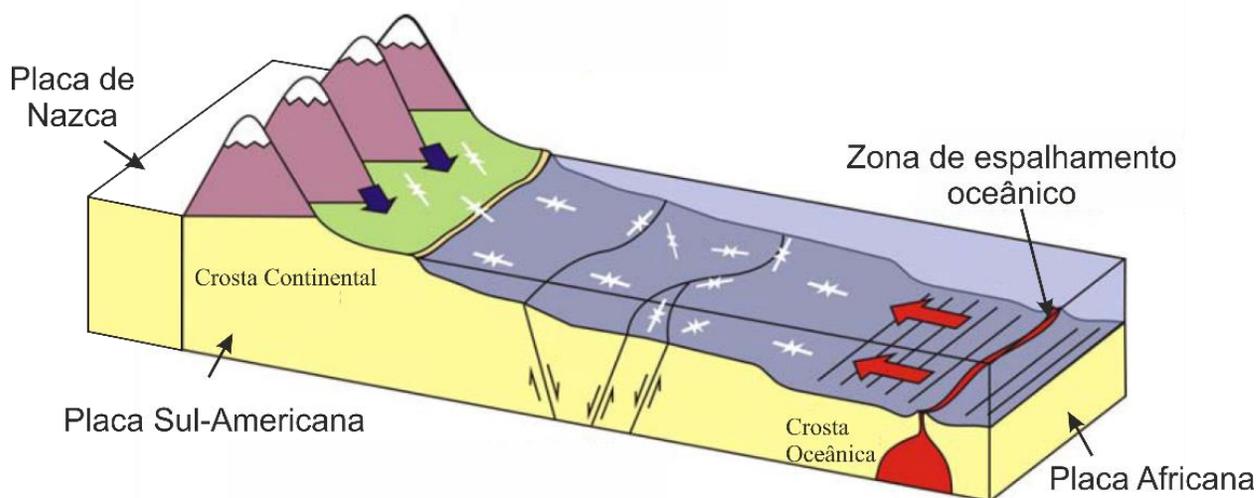


Figura 2.13 – Modelo esquemático do efeito da divergência entre as placas Sul-Americana e Africana, a leste, e a convergência da placa Sul-Americana com a Placa de Nazca, a oeste. Observar as setas maiores, em vermelho e azul, indicando as tensões regionais que atuam sobre a placa Sul-Americana, e, as menores, brancas, de escala mais local (modificado de Tingay, 2005).

Cobbold *et al.* (2001) apresentaram evidências para uma reativação de estruturas do Cretáceo Inferior e mais antigas, durante o Cretáceo Superior e o Paleogeno/Neogeno, na Margem Continental Sudeste do Brasil (região das bacias de Campos e Santos). Sugerem um regime de tensões transcorrentes, *onshore*, transtensionais, que teria sido invertido para transpressionais durante o Neogeno, e que teria causado reativação de falhas direcionais e de zonas de transferências *offshore* (Fig. 2.14).

Fetter (2009), fundamentado em uma análise estrutural baseada em dados sísmicos 3D, também apresenta evidências que contrariam o modelo clássico de *rift-drift* para a Bacia de Campos, de deslizamento gravitacional sobre um embasamento passivo. Para este autor, um tectonismo de reativação do embasamento (previamente reconhecido por outros autores, por exemplo, Assumpção, 1998; Cobbold *et al.*, 2001 e Fetter *et al.*, 2002) seria tão importante para a evolução de margens divergentes quanto os ajustes isostáticos e a tectônica epidérmica.

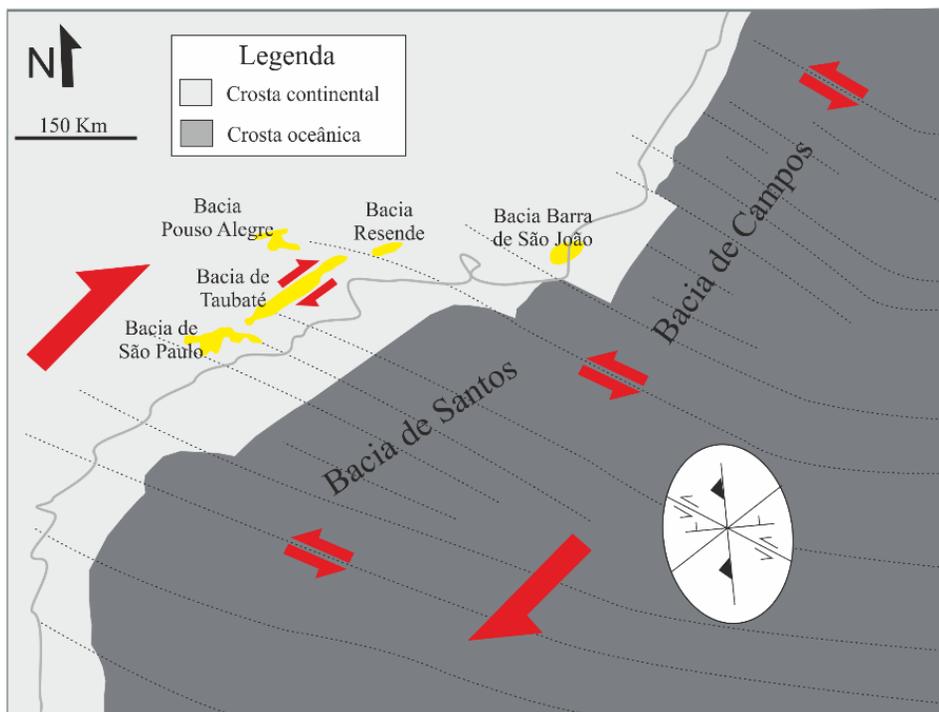


Figura 2.14 – Mapa esquemático, simplificado, da Margem Continental do Sudeste Brasileiro, mostrando uma reativação compressiva induzida por uma transpressão no período Neogênico (setas vermelhas mais grossas). Observar respectiva elipse de deformação que mostra a posição de falhas direcionais coincidentes com zonas de transferência das bacias de Santos e Campos, causando a sua reativação (setas vermelhas menos grossas) (modificado de Cobbold *et al.*, 2001).

Em uma tabela (Tab. 2.1), Fetter (2009) resume as principais feições observadas relativas à reativações do embasamento na Bacia de Campos. A figura 2.15, apresenta uma seção sísmica com estruturas invertidas.

Tabela 2.1 – Eventos de reativação do embasamento na Bacia de Campos, evidenciados pela análise estrutural de sísmica 3D (modificado de Fetter, 2009).

Idade	Estilo Estrutural	Cinemática	Posição na bacia
Neogeno	Dobras que resultaram de inversão	Transpressão ou compressão	Centro
Paleogeno	<i>Fault-propagation folds</i> ; estruturas em flor negativa	Transpressão; transtensão	Nordeste; centro
Cretáceo Superior	Dobras	Transpressão	Nordeste
Cretáceo Inferior	Dobras	Transpressão	Sul, nordeste

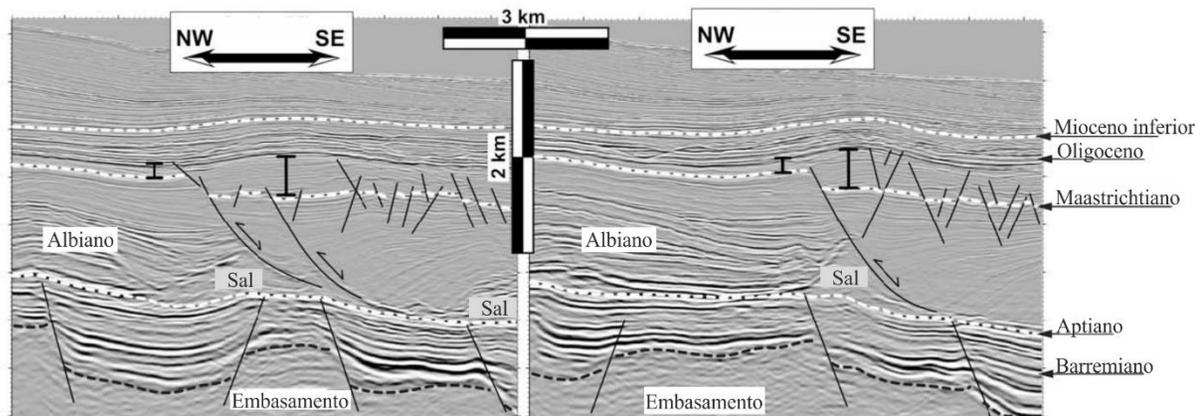


Figura 2.15 - Uma seção sísmica, em profundidade, da Bacia de Campos, mostrando falhas reativadas, sobre o embasamento falhado, que causaram a ascensão de antigos (paleogênicos) depocentros, durante o Neogeno (modificado de Fetter, 2009).

2.4 – A TECTÔNICA DE SAL

Fossen (2012) definiu o termo tectônica do sal (também conhecido como halotectônica), como sendo um processo deformacional em que a presença do sal ‘*afeta o tipo, a geometria, a localização e/ou o grau de deformação das estruturas*’. Engloba a expressão halocinese, palavra que vem do grego: *Hals* ou *Halos* que significa sal, e *Kinesis*, movimento. A halocinese constitui um processo deformacional induzido pela força da gravidade, na ausência de esforços tectônicos significativos. A tectônica de sal quando envolve esforços regionais está relacionada a ambientes extensionais mas também a compressionais.

Segundo Hudec & Jackson (2007), os evaporitos de ambientes extensionais são encontrados em quatro contextos tectônicos, principais: (i) em regiões cratônicas estáveis (bacias intracratônicas), (ii) no sin-rifte de bacias rifte, (iii) no pós-rifte de bacias de margem passiva e (iv) em zonas de colisão continental e em bacias *foreland*. A distribuição geográfica, das bacias associadas às margens passivas, importantes para o presente estudo, é apresentada no mapa da figura 2.16.

O sal é uma rocha mecanicamente fraca (de baixa resistência limite ou *ultimate strength*), o que lhe confere a capacidade de fluir, se comportando como um material viscoelástico. Em consequência, as camadas de sal se deformam mais facilmente do que outras rochas. Este fato levou Hudec & Jackson (2007) a sugerirem que o sal constitui ‘*a very sensitive barometer of strain*’ que, quando presente em uma bacia sedimentar, permite o reconhecimento da história deformativa de forma bastante detalhada. O sal é responsável pela formação de armadilhas estruturais constituindo também um excelente selante. Tem, assim, um papel importante no condicionamento, migração e acumulação de fluidos como o petróleo e, portanto, na distribuição de reservatórios de hidrocarbonetos (Warren, 1989).

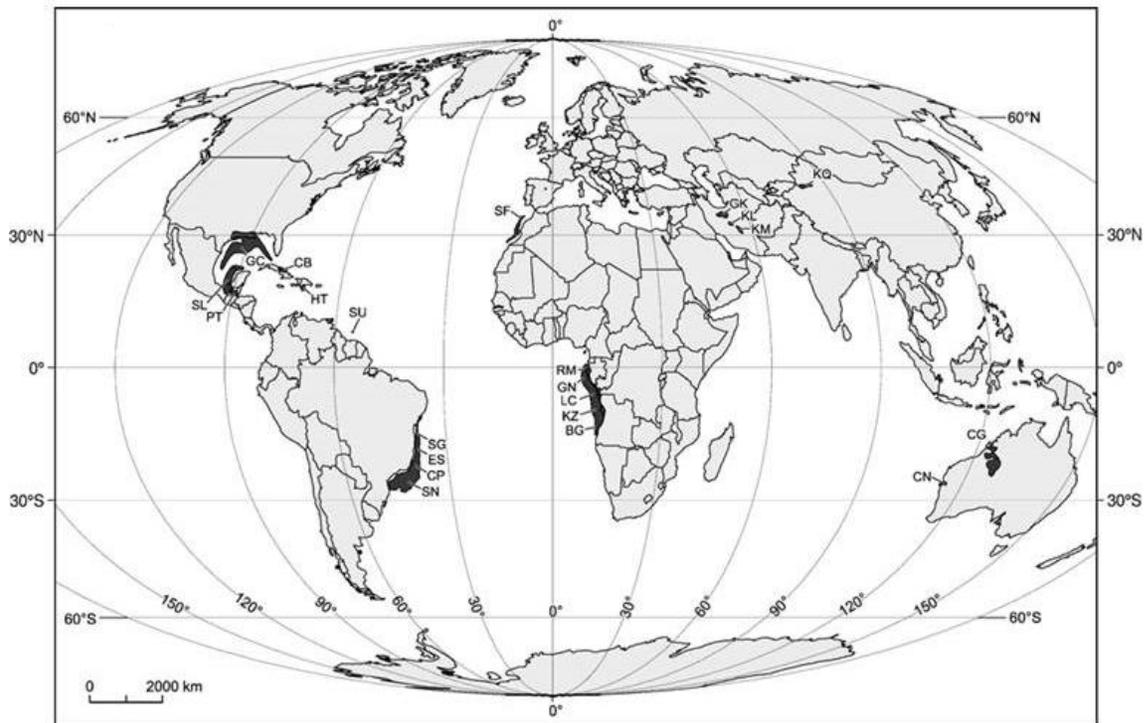


Figura 2.16 - Distribuição global de bacias evaporíticas do tipo margem passiva: BG: Benguela–Namíbia; CB: Cuba; CG: Canning; CN: Carnavon; CP: Campos; ES: Espírito Santo; GC: Gulf Coast; GK: Great Kavir–Garmsar–Qom; GN: Gabon; HT: Haitian; KL: Kalut; KM: North Kerman; KQ: Kuqa; KZ: Kwanza; LC: Baixo Congo; PT: Petenchiapas; RM: Rio Muni; SG: Sergipe–Alagoas; SL: Salina–Sigsbee; SN: Santos; SU: Suriname (Hudec & Jackson, 2007).

Segundo Jackson (1995), a exploração do sal tem mais que 3.000 anos e se iniciou na Polônia, onde era conhecido como *ouro branco*. O primeiro trabalho científico a abordar estruturas de sal teria sido o de Ville (1856 *apud* Jackson, 1995), o qual buscou estabelecer modelos que melhor explicariam a dinâmica do diapirismo. Uma revolução na compreensão da halotectônica ocorreu, no entanto, apenas nas últimas décadas, especialmente após melhorias na resolução da sísmica de reflexão, mas também em decorrência dos avanços nas modelagens geológicas: numérica, analógica e de balanceamento e restauração estrutural.

2.4.1 - Propriedades do Sal e os Processos de Deformação em Margens Passivas

Segundo Hudec & Jackson (2007), o sal é considerado um tipo de rocha diferente das demais, em virtude de suas propriedades físicas e reológicas: baixas resistência mecânica e densidade, alta condutividade térmica, quase incompressível, impermeável e viscoso.

O sal é composto por anidrita, gipsita, argilominerais e, principalmente, halita. Possui densidade em torno de 2,160 g/cm³ (halita pura), mais baixa do que a maioria das rochas carbonáticas ou dos sedimentos siliciclásticos não consolidados (Fossen, 2012). Assim, os evaporitos, quando em profundidade e sob rochas

mais densas tornam-se instáveis, o que resulta no fluxo do sal em direção à superfície (em um processo conhecido como fluviabilidade).

No Brasil, existem gigantescos depósitos evaporíticos, de idade aptiana (Cretáceo Inferior), na Margem Continental Leste Brasileira. Segundo Brun & Fort (2011), a tectônica de sal em margens passivas está relacionada a uma instabilidade gravitacional (espalhamento e deslizamento gravitacionais) e não a uma inversão de densidade como supunham os adeptos do modelo de fluviabilidade, mais antigo.

Os conceitos da tectônica do sal induzida por uma instabilidade gravitacional surgiram no final do século passado, em especial, a partir de estudos na região do Golfo do México. Entre outros, Rowan (1995) e Rowan *et al.* (2004) descreveram três processos da deformação induzida por gravidade: o deslizamento gravitacional, que corresponde ao deslizamento de um bloco rígido, sem deformação interna; o espalhamento gravitacional, no qual uma massa rochosa sofre colapso vertical e espalhamento lateral em função do próprio peso; e a deformação mista (Fig. 2.17).

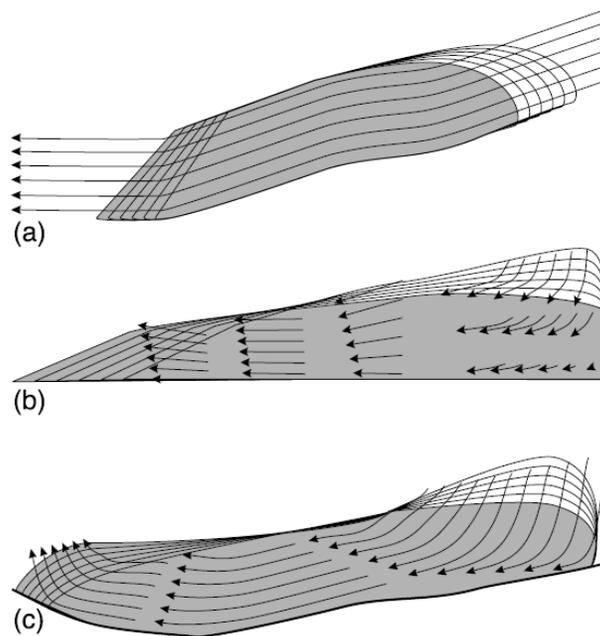


Figura 2.17 - Esquemas representando os três processos da deformação induzidos por gravidade: (a) o deslizamento gravitacional; (b) o espalhamento gravitacional; e (c) a deformação mista. As áreas sombreadas representam a deformação final e as setas os vetores do movimento (Rowan *et al.*, 2004).

A figura 2.18 apresenta os modelos acima, simplificados por Brun & Fort (2011) e Fossen (2012): o espalhamento gravitacional, que ocorre em decorrência do peso da sobrecarga, o deslizamento gravitacional, resultante de um substrato basculado e a combinação dos dois mecanismos. Fossen (2012), ainda mostra a combinação dos dois mecanismos.

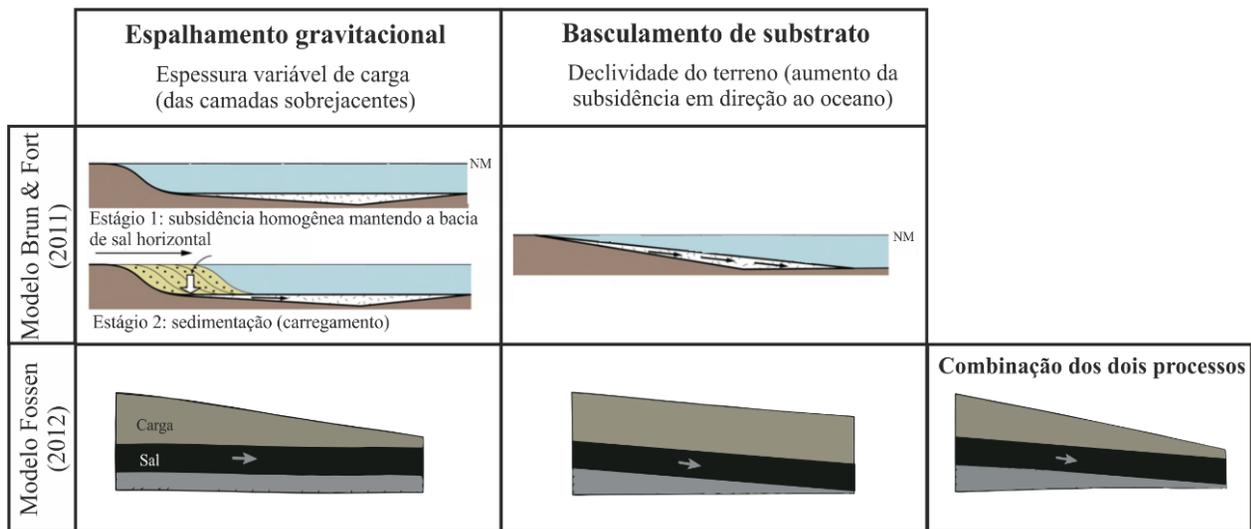


Figura 2.18 – Esquemas simplificados dos processos que causam o fluxo de sal. NM = nível do mar. As setas finas, cinza e preta, indicam o fluxo do sal e a seta branca, grossa, a sobrecarga (modificado de Brun & Fort, 2011 e Fossen, 2012).

2.4.2 - As Bacias Evaporíticas Marginais Brasileiras

Para Mohriak *et al.* (2008), os evaporitos da Margem Continental Atlântica teriam se formado durante a terceira fase da ruptura do supercontinente Gondwana, conforme o modelo geotectônico apresentado pelos autores (Fig. 2.19). Nesta terceira fase, teriam se formado lagos e incursões marinhas responsáveis pelos extensos e espessos depósitos evaporíticos.

As principais feições estruturais, reconhecidas na Margem Continental Atlântica foram descritos, entre outros, por Palagi (2008), Mohriak *et al.* (2012) e Quirk *et al.* (2012). Os evaporitos posicionados no pacote logo acima da sequência sin-rifte, que preenche semi-*grábens*, compõe um arcabouço estrutural decorrente de um processo de deslizamento gravitacional. Em consequência, as bacias evaporíticas da margem passiva do Atlântico Sul são comumente caracterizadas por feições extensionais, no alto do talude, e compressionais, nas porções mais profundas. Nestas, o deslizamento do sal tem gerado diápiros e almofadas de sal que afetam as camadas pós-sal. Normalmente, a movimentação do sal ainda tem gerado condições que favoreceram a formação de falhas que se propagaram na seção sedimentar mais nova, formando semi-*grábens* e mini-bacias condicionados por corpos de sal (Fig. 2.20). A figura 2.20 apresenta uma seção geológica esquemática, de Palagi (2008), com as principais feições estruturais de bacias salíferas marginais do Atlântico Sul, interpretada a partir da análise de linhas sísmicas de reflexão e de poços exploratórios.

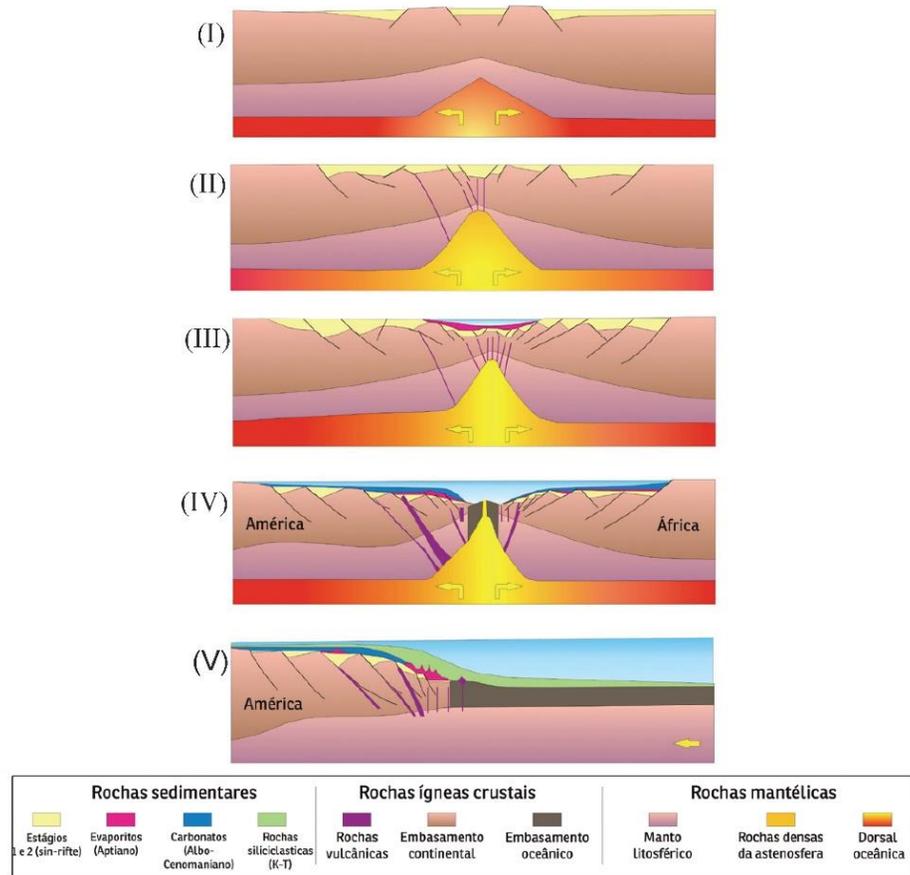


Figura 2.19 - Modelo esquemático das cinco fases da evolução geotectônica das bacias evaporíticas da Margem Continental Atlântica. (I) Extensão da litosfera conduzindo à ruptura do continente, com suave subsidência regional e formação de riftes intracontinentais; (II) avanço da atividade tectônica com ascensão de material mantélico (e intrusões) e aumento de sedimentação continental; (III) formação de lagos, e incursões marinhas gerando extensos e espessos depósitos evaporíticos; (IV) separação das placas Sul-Americana e Africana; e (V) sedimentação contínua sobre a margem passiva recém formada (modificado de Mohriak, 2012).

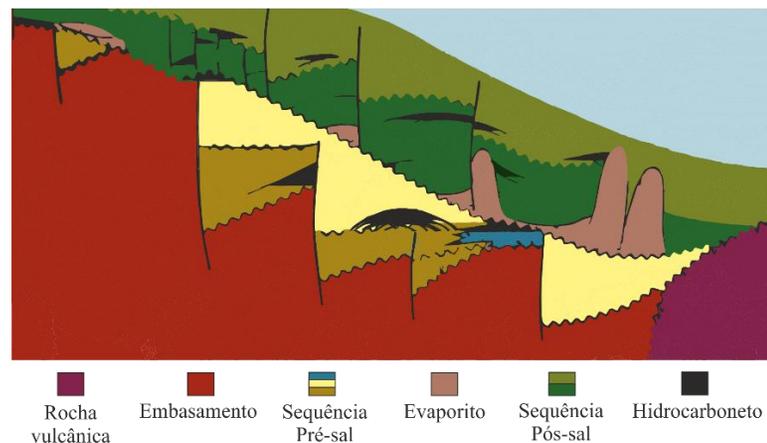


Figura 2.20 – Seção geológica esquemática exemplificando as principais estruturas presentes em bacias evaporíticas da margem leste brasileira (modificado de Palagi, 2008).

Nesse contexto, a presença de horizontes dúcteis pode alterar, localmente, o campo de tensões (Fig. 2.21), transmitindo as deformações por áreas muito mais amplas ou, então, limitando a transferência efetiva do *stress* de rochas profundas para aquelas situadas mais à superfície (Tingay, 2005).

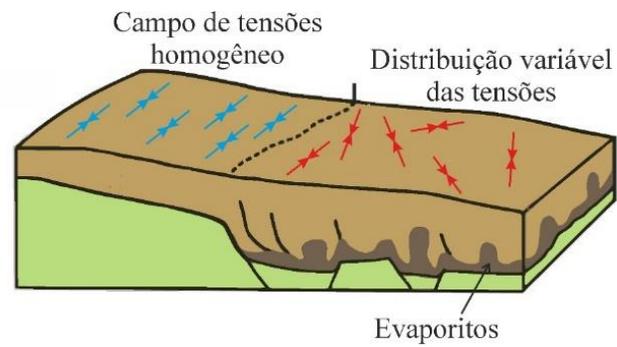


Figura 2.21 – Diagrama esquemático mostrando as orientações dos campos de tensões nas regiões onde ocorreu descolamento entre o embasamento e a cobertura (setas vermelhas) ou não (setas azuis), em função da presença da camada de evaporitos (modificado de Tingay, 2005).

CAPÍTULO 3

MODELAGEM FÍSICA ANALÓGICA – O ESTADO DA ARTE

3.1 – INTRODUÇÃO

A Modelagem Física Analógica é uma técnica que vêm sendo utilizada há mais de 200 anos, no intuito de investigar os diversos fenômenos geológicos e processos geodinâmicos. Auxilia, assim, bastante, na compreensão da gênese e evolução das estruturas de diferentes ambientes tectônicos. As simulações, no laboratório, são realizadas em uma escala apropriada e constituem uma representação simplificada da natureza. Em estudos de caso, são muito úteis pelo fato de permitirem acompanhar, visualmente, a evolução da deformação, o que de outra forma é impossível.

Uma vez que, os modelos permitem acompanhar o desenvolvimento progressivo de um evento geodinâmico, do início ao fim, o pesquisador pode analisar a influência de um (ou mais) parâmetro físico, específico. Dessa forma, os experimentos fornecem informações sobre o sistema natural, de grande valia.

De acordo com Koyi (1997), os primeiros trabalhos de modelagem analógica se restringem a um pequeno grupo de pesquisadores (Hall, 1815; Favre, 1878; Daubrée, 1879; Schardt, 1884; Cadell, 1889; Willis, 1893; entre outros, In: Koyi 1997) que visavam esclarecer especialmente os processos da deformação dúctil, isto é, dobramentos.

No intuito de explicar a origem das dobras que observou ao longo da costa leste da Escócia, Sir James Hall, o primeiro a relatar as suas experiências com a modelagem analógica, empregou camadas de argila. Estas foram submetidas a uma pressão lateral, em uma caixa de madeira, completamente fechada e com paredes frontais móveis (Fig. 3.1). O princípio básico deste aparato se encontra em uso, até hoje (Gravelau *et al.*, 2012).

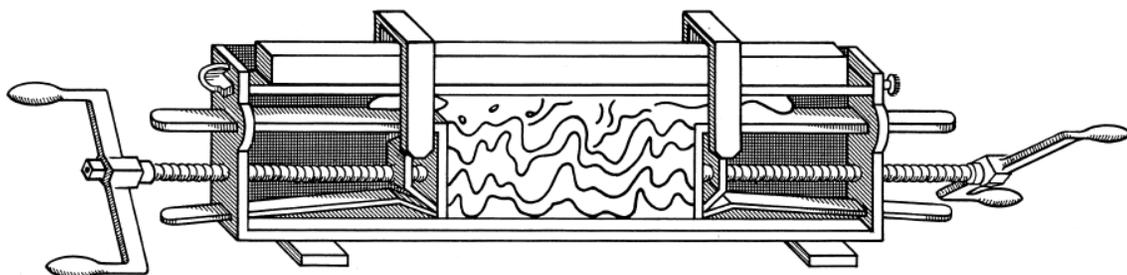


Figura 3.1 - Aparato para gerar modelos físicos de dobras por compressão lateral, apresentado por James Hall no *Royal Society of Edinburgh*, em 1812 (Ranalli, 2001).

3.2 – FATORES DE ESCALA

Em modelos analógicos, coeficientes (fatores) de escala devem ser apropriadamente inseridos para que o pesquisador possa compará-los a exemplos naturais.

Hubbert (1937) apresentou a Teoria da Similaridade, definindo pela primeira vez esses coeficientes, o que revolucionou a modelagem analógica. Segundo esta teoria, os modelos analógicos têm que apresentar fatores de similaridade que relacionam o modelo ao original (da natureza). Estes fatores são expressos por:

$$X = X_{modelo} / X_{original} \quad (1)$$

onde X é um parâmetro físico dimensional ou temporal do tipo: comprimento, tempo, aceleração, massa, densidade, viscosidade, força e tensão.

Para a analogia entre modelo e protótipo (a estrutura da natureza), os corpos em questão devem apresentar três tipos de similaridade: geométrica, cinemática e dinâmica. A similaridade geométrica é alcançada quando corpos geometricamente similares têm os mesmos ângulos e apresentam proporcionalidade no comprimento. Os fatores de escala envolvem: comprimento linear, área e volume e são expressos na tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Coeficientes de similaridade geométrica.

Comprimento linear	$\lambda = l_m / l_o$
Área	$\lambda^2 = (l_m)^2 / (l_o)^2$
Volume	$\lambda^3 = (l_m)^3 / (l_o)^3$

* l_m é o comprimento do modelo e l_o o comprimento da rocha original.

Para que a similaridade cinemática entre dois corpos (modelo e natural), geometricamente similares, exista, é necessário que o tempo gasto na transformação de forma e posição seja proporcional. Por essa razão, os coeficientes de similaridade cinemática compreendem: tempo, velocidade e aceleração, e são expressos conforme amostrado na tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Coeficientes de similaridade cinemática.

Tempo	$\tau = t_m / t_o$
Velocidade	$\eta = \lambda \times (\tau)^{-1}$
Aceleração	$\gamma = \lambda \times (\tau)^{-2}$

* t_m e t_o são o tempo de duração da deformação do modelo e do original, respectivamente.

Por fim, a similaridade dinâmica é obtida somente quando dois corpos geométrica e cinematicamente similares, apresentarem proporcionalidade entre suas massas e nas forças aplicadas. Os

fatores de escala, neste caso, compreendem a massa, a densidade, a força, a tensão e a viscosidade, como segue, na tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Coeficientes de similaridade dinâmica.

Massa	$\mu = m_m / m_o$
Densidade	$\delta = \mu (\lambda)^{-3}$
Força	$\phi = \mu \times \lambda \times (\tau)^{-2}$
Tensão (coesão)	$\sigma_r = \delta \times \lambda$
Viscosidade	$\psi = \sigma_r \times \tau = \mu \lambda^{-1} \tau^{-1}$

* m_m é a massa do modelo e m_o a massa do original.

Segundo Hubbert (1937), no estudo de estruturas rúpteis, presentes na crosta superior, a coesão (tensão cisalhante), a distância e a densidade constituem os fatores de escala mais importantes. A equação que relaciona estes fatores de escala entre si, é:

$$\sigma_r = \delta \times \lambda \quad (2)$$

Já para a modelagem de estruturas dúcteis, que caracterizam a crosta inferior e o manto superior, os fatores de escala essenciais são os da tensão, do tempo e das viscosidades. A relação entre estes fatores de escala é definida pela seguinte equação:

$$\psi = \sigma_r \times \tau \quad (3)$$

Os parâmetros, densidade e viscosidade, constituem características próprias de cada material, no entanto, o coeficiente das densidades pouco influencia os resultados da equação (2), uma vez que análogo e protótipo não apresentam diferenças significativas de densidades. O mesmo não se aplica às viscosidades.

Para Ramberg (1967), as relações mais importantes na simulação de estruturas no âmbito da modelagem física envolvem forças, e são expressas da seguinte maneira:

Força da Gravidade/ Força Superficial

$$\frac{\rho l^3 g}{\sigma \times l^2} = \rho l g / \sigma \quad (4)$$

Força da Gravidade/ Força de Viscosidade

$$\frac{\rho l^3 g}{\xi l v} = \rho l^2 g / \xi v \quad (5)$$

onde, ρ é a densidade da rocha, l a espessura (ou comprimento), g a aceleração da gravidade na superfície da Terra, σ a coesão da rocha, ξ a viscosidade da rocha e v a velocidade de deformação.

A comparação entre modelo e original tem que ser feita a partir das seguintes relações:

$$(\rho l g / \sigma)_{\text{modelo}} = (\rho l g / \sigma)_{\text{original}} \quad (6)$$

$$(\rho l^2 g / \xi v)_{\text{modelo}} = (\rho l^2 g / \xi v)_{\text{original}} \quad (7)$$

o que mostra que a razão entre duas forças diferentes no modelo tem que ser igual à razão das mesmas duas forças no original.

A tabela 3.1, abaixo, apresenta os parâmetros relevantes para o presente estudo.

Tabela 3.4 - Razão Modelo/Original dos parâmetros analisados no presente estudo.

Parâmetro	Modelo	Original	Modelo/Original
Comprimento	1 cm	10 ⁵ cm	10 ⁻⁵
Densidade	1,58 g/cm ³ (Areia de quartzo)	2,3 g/cm ³ (rochas sedimentares)	0,7
Viscosidade	0,979 g/cm ³ (Silicone)	2,16 g/cm ³	0,45
Velocidade de deformação	1,95 x 10 ⁵ poise (Silicone)	10 ¹⁷ poise (sal)	1,95 x 10 ⁻¹²
Coesão (Areia de quartzo) $\sigma = \rho \times g \times l$	5,5 x 10 ⁻⁴ cm/s	3 x 10 ⁻⁸ cm/s (movimento das placas litosféricas)	1,8 x 10 ⁴
Viscosidade	-	-	$\sigma_R = \rho^* \times L^*$ 7 x 10 ⁻⁶

3.3 – MODELAGEM FÍSICA DE BACIAS SEDIMENTARES COM SAL E SEM SAL

A evolução estrutural de bacias sedimentares não constitui objeto de estudo recente, e, segundo McClay & Ellis (1987), esta é uma temática que vêm sendo abordada desde o século XX, com Gibbs (1984) e Bally *et al.* (1981), entre outros. McClay e colaboradores desenvolveram diversos estudos de modelagem física analógica, de grande impacto, sobre o assunto. Alguns trabalhos, como os de McClay & Ellis (1987) e McClay (1990), serão aqui apresentados, pelo fato de apresentarem, entre outros, uma das bacias simuladas na presente pesquisa.

McClay & Ellis (1987), na intenção de estudar o desenvolvimento progressivo de falhas normais, em terrenos extensionais, reproduziram em caixas de areia quatro tipos de bacias, todas assimétricas (com extensão apenas de um lado). Nestas, analisaram a extensão sobre: (i) uma descontinuidade linear, (ii) uma zona de cisalhamento basal de extensão uniforme (com uma folha de borracha elástica), (iii) uma falha plana, constituída por rampa e patamar e (iv) uma falha lítrica (Fig. 3.2).

O resultado final das quatro séries de experimentos (Fig. 3.3) mostra que as primeiras falhas formadas são aquelas que delimitam a bacia, e, as mais novas, se concentram no seu interior. Este fato é

evidenciado, por exemplo, no experimento da série (i), onde as falhas de número 1 (mais antigas), planas e curtas, e, 2, levemente curvas, definem as duas bordas da bacia. Todas as outras falhas se formaram em seu interior. É observado, também, que, nos experimentos (i) e (iii), a maioria das falhas apresenta geometria plana, e, nos modelos (ii) e (iv), curva.

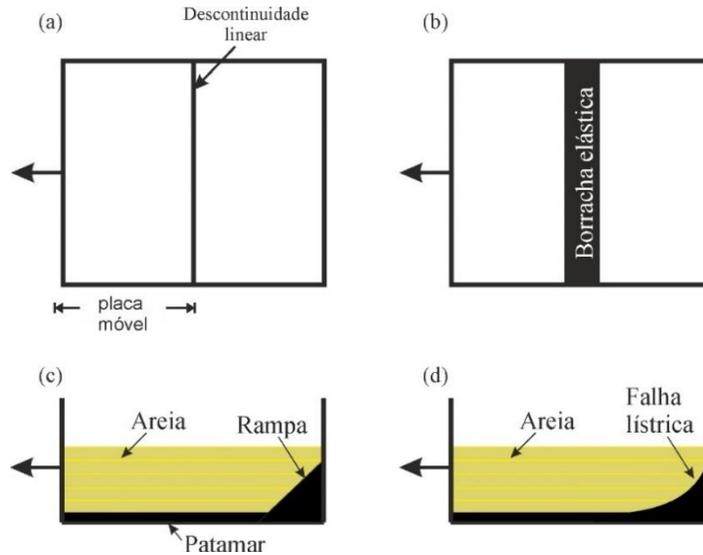


Figura 3.2 - Esquemas das caixas de experimentos de McClay & Ellis (1987); (a) e (b), em planta, sem areia, e, (c) e (d), em perfil; a seta indica o sentido da extensão.

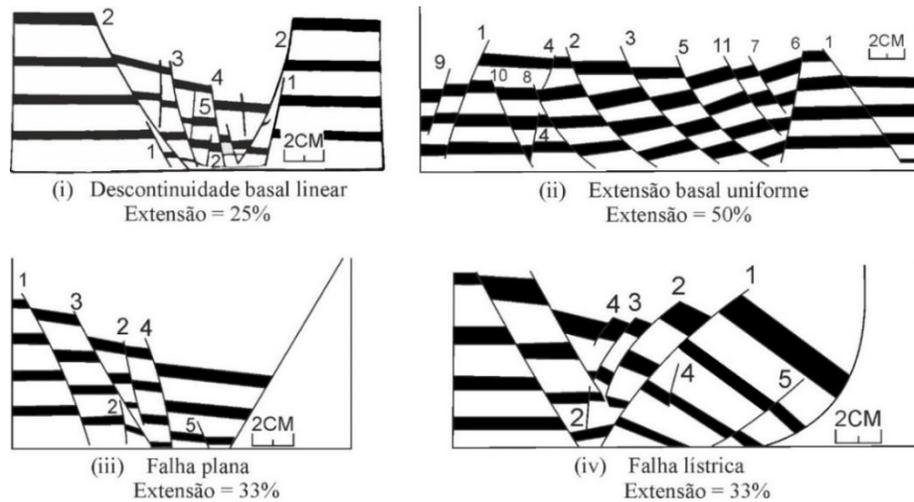


Figura 3.3 - Desenhos dos modelos físicos de McClay & Ellis (1987), em perfil, mostrando as falhas desenvolvidas sobre os descolamentos de diferentes geometrias. O sentido da extensão foi sempre para a esquerda (modificado de McClay & Ellis, 1987).

Em 1990, McClay investigou, de forma mais detalhada, a deformação no interior de riftes, posicionados sobre diferentes tipos de descolamentos basais, (i) horizontal, (ii) lístrica e (iii) de rampa-patamar. Os aparatos utilizados pelo autor, para cada tipo de experimento, são apresentados na figura 3.4. A principal conclusão foi a de que a geometria do descolamento controla a deformação, no interior de um rifte.

Os modelos desenvolvidos sobre uma superfície de descolamento horizontal, no caso, uma folha de borracha, elástica, posicionada em uma pequena faixa restrita, no centro do experimento, mostraram a formação de um rifte assimétrico limitado em suas extremidades por falhas planares, e, falhas internas, em estilo dominó (Fig. 3.5 (a)). A figura 3.5 (a) ainda revela que, o sistema de falhas em dominó, sob baixa magnitude de deformação, apresenta falhas de traços retos, que se tornam curvas com o aumento da extensão.

Nos experimentos que envolviam um bloco rígido, de geometria lítrica (Fig. 3.5 (b)) e de rampa-patamar (Fig. 3.5 (c)) formaram-se anticlinais de *rollovers* e *crestal collapse grabens*, estes com falhas que se estendem ao pacote sin-rifte. A diferença principal entre ambos se deve à distribuição da deformação, que no primeiro (lítrica) é restrita a apenas uma região, e, no outro, mais distribuída.

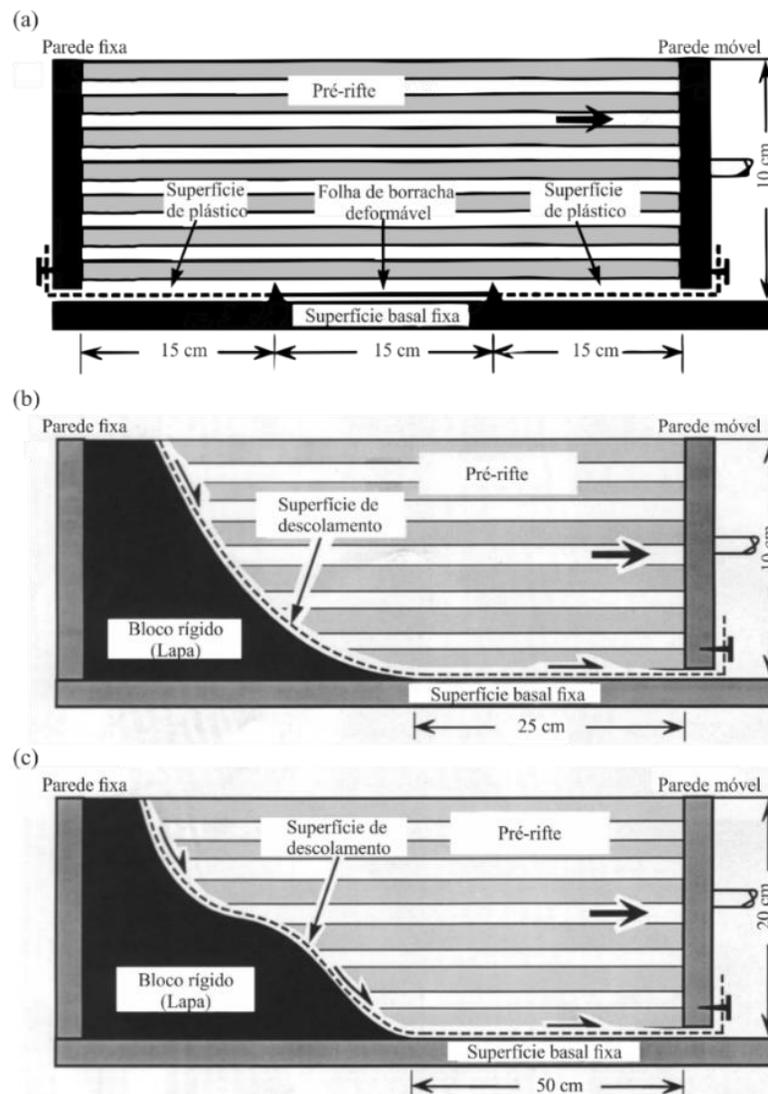


Figura 3.4 - Esquemas das caixas de experimento, em perfil, antes da deformação, com (a) descolamento basal, (b) geometria lítrica e (c) de rampa-patamar. O pré-rifte é constituído por areia (modificado de McClay, 1990).

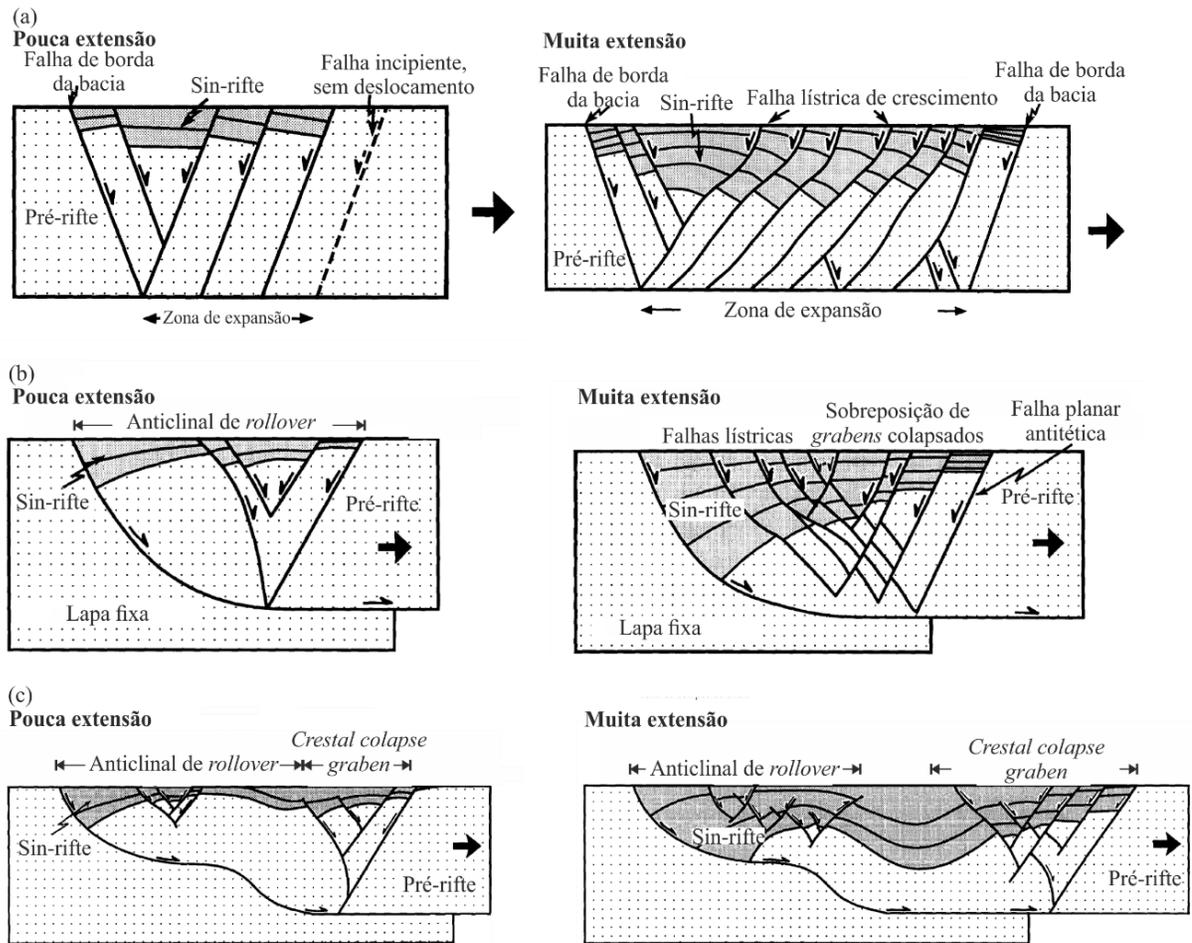


Figura 3.5 - Figuras esquemáticas das estruturas formadas sobre uma folha de borracha (a), bloco rígido com geometria listrica (b) e de rampa-patamar (c), com diferentes magnitudes de extensão (modificado de McClay, 1990).

Ao final, McClay (1990) apresentou três seções sísmica que atestaram a similaridade dos modelos físicos acima: do Rifte de Moçambique (Fig. 3.6 a) e outras duas da Costa do Golfo (EUA) (Fig. 3.6 b e c).

McClay *et al.* (2002) investigaram a partir de modelos físicos como a direção de abertura de um rifte pode afetar sua deformação interna. Diante disso, os autores realizaram três séries de experimentos que simularam extensões ortogonais e oblíquas de riftes simples e com zonas de fraqueza pré-existentes. Os resultados aqui apresentados são somente aqueles relacionados a riftes de abertura ortogonal, uma vez que é o caso do presente estudo.

Os experimentos foram montados em caixas de areia com dimensões de 120 cm x 60 cm x 7,5 cm (comprimento x largura x espessura), sobre duas placas de alumínio ligadas entre si por uma folha de borracha, central. As laterais da caixa de experimentos eram constituídas por paredes móveis e um motor preso a cada uma, o que permitiu a extensão (Fig. 3.7).

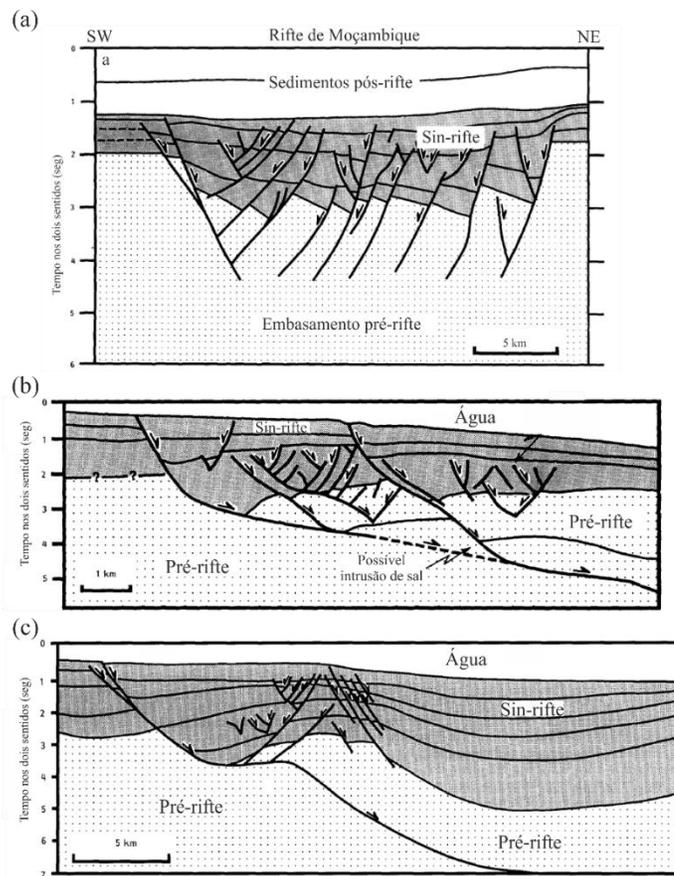


Figura 3.6 - Interpretação da seção sísmica do Rifte de Moçambique (a) e da Costa do Golfo (b) e (c) (modificado de McClay, 1990).

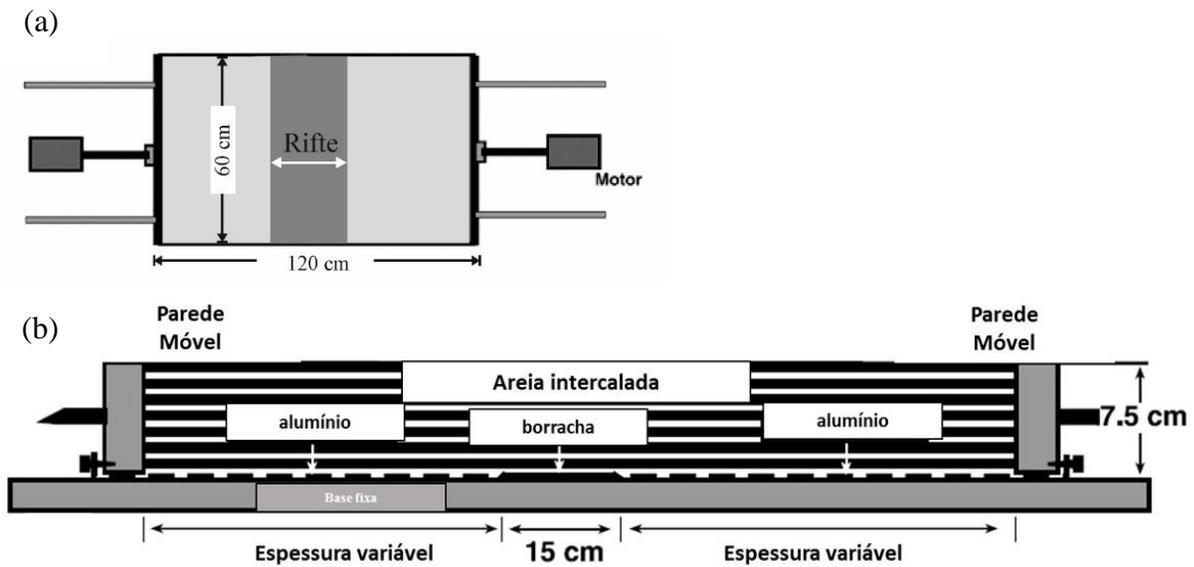


Figura 3.7 – Figura esquemática da caixa de experimentos, (a) em planta e (b) em perfil (modificado de McClay *et al.* 2002).

A análise dos experimentos em planta e em perfil (Fig. 3.8), ao final da deformação, mostrou que o rifte ortogonal é limitado em suas bordas por falhas planares, resultado semelhante àqueles de McClay (1990). É, também interessante observar que, pelo fato de a extensão operar com duas paredes móveis, são formadas duas mini bacias, relativamente simétricas, e um *horst* central. Neste experimento, apesar do emprego de uma folha de borracha, na base, o padrão estrutural formado se caracteriza pela presença de falhas planares.

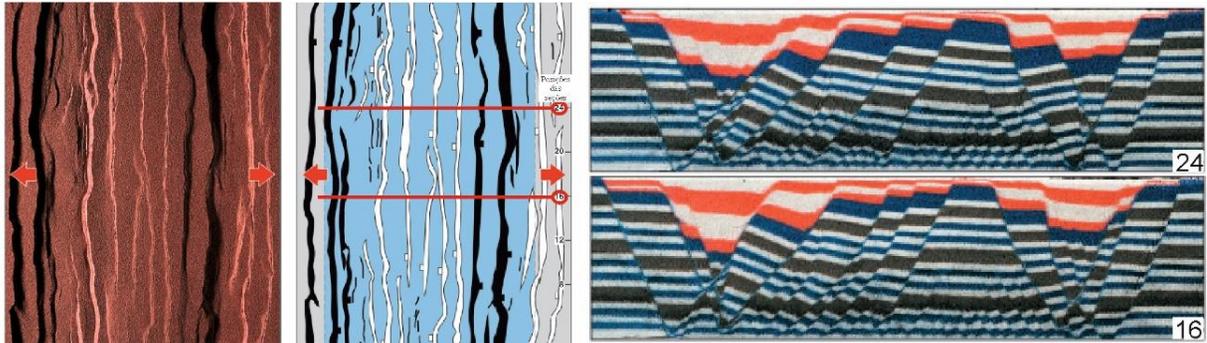


Figura 3.8 – Representação em planta e em perfil do modelo de abertura ortogonal. As duas primeiras imagens representam o experimento em planta, sendo a primeira uma fotografia, e, a segunda, sua respectiva interpretação. Os traços pretos e brancos representam as falhas que mergulham para a direita e para a esquerda, respectivamente. A área em azul corresponde à folha de borracha, na base. A terceira figura mostra as seções verticais do modelo, perpendiculares ao eixo axial da bacia (modificado de McClay *et al.*, 2002).

Allemand & Brun (1991) geraram experimentos de extensão, em caixas de areia, empregando tanto um descolamento rúptil quanto dúctil, neste caso, sobre uma camada basal de silicone. O intuito do estudo era analisar as relações entre a magnitude da deformação e dois fatores: a profundidade máxima e a largura inicial, de uma bacia.

A figura 3.9 apresenta de forma esquemática o aparato de deformação e os resultados experimentais dos quatro experimentos: duas séries (uma só com areia e, outra, com areia sobre uma camada de silicone). As duas séries foram desenvolvidas tanto com extensão simétrica quanto assimétrica. Os autores concluíram que as falhas normais, conjugadas, de borda, se cruzam na interface rúptil-dúctil, das camadas, no início da deformação. O fato permitiu que sugerissem uma relação entre a largura inicial da bacia e a profundidade da transição rúptil-dúctil. Além disto, os experimentos revelaram que a presença de uma camada dúctil causa uma diferença maior entre as estruturas de bacias simétricas e assimétricas do que quando esta camada está ausente.

Bahroudi *et al.* (2003) desenvolveram modelos físicos para analisar o estilo de deformação em bacias distensionais geradas sobre descolamentos rúpteis e dúcteis, em uma mesma caixa (Fig. 3.10). As figuras 3.11 e 3.12 apresentam dois experimentos desenvolvidos em uma deformação homogênea (modelos 2 e 3, dos autores), gerada por meio de uma lâmina de borracha flexível. Os experimentos se diferenciam

entre si pela espessura da camada basal de silicone, na metade ‘dúctil’, que é maior no experimento da figura 3.11 (modelo 2).

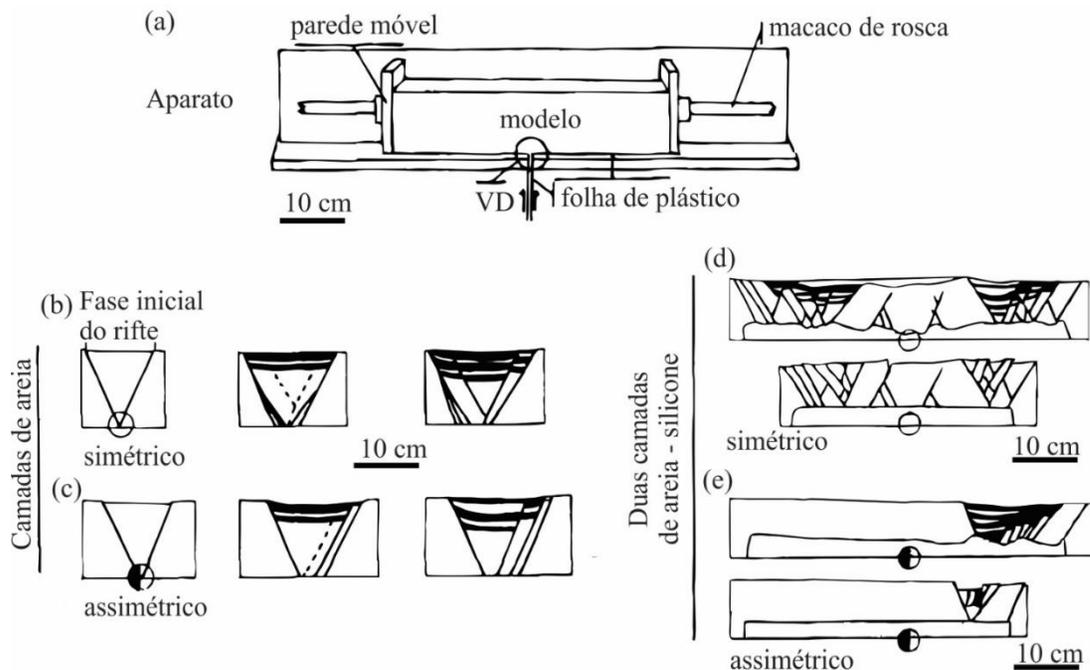


Figura 3.9 - Desenhos esquemáticos apresentando (a) o aparato de deformação usado nos experimentos; (b) e (c) a extensão sobre descolamento rúptil; e (d) e (e) a extensão sobre descolamento dúctil. Observar a simetria da bacia em (b) e (d) (em relação ao círculo na base da caixa, o centro da bacia) e a estruturação mais homogênea nos experimentos com descolamento rúptil; o círculo na base dos experimentos indica o limite entre as duas placas, que, durante a deformação, são movimentadas nos dois sentidos ou em um sentido, dependendo tratar-se de bacia simétrica ou assimétrica, respectivamente. VD = descontinuidades de velocidade (modificado de Allemand & Brun, 1991).

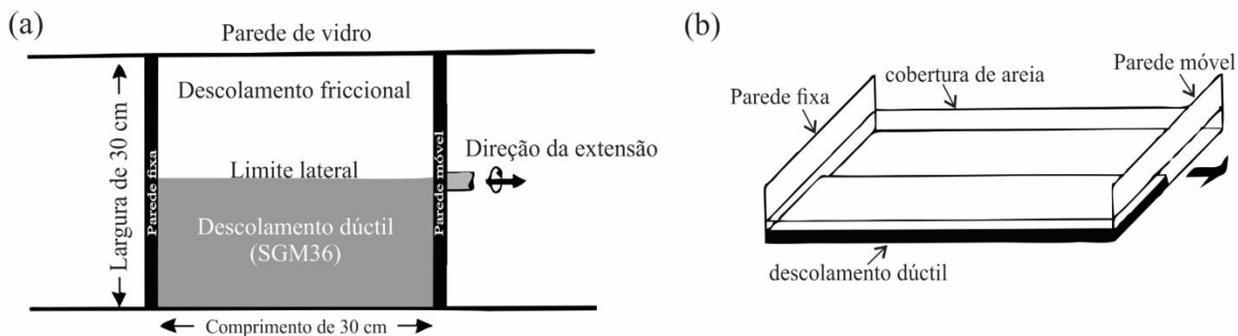


Figura 3.10 - Desenho esquemático (a) em planta e (b) em 3D dos principais experimentos desenvolvidos pelos autores. Em (b), observar a camada em preto, o silicone, disposto apenas de um lado da caixa (modificado de Bahroudi *et al.*, 2003).

Os experimentos mostraram que as falhas normais, com poucas exceções, se restringiram à metade da caixa montada sobre o descolamento dúctil. Neste domínio, se formaram pares conjugados de falhas que produziram estruturas do tipo *horst* e *grabens*, ao longo de toda a extensão da caixa de experimentos. A transição do domínio dúctil ao rúptil (modelo 2, Fig. 3.11) é marcada por uma série de pequenas fraturas

que caracterizam a terminação das falhas normais. No modelo 2, no qual a espessura da camada de silicone foi maior, apareceu um diápiro, em uma região de maior extensão da areia sobrejacente. Os autores concluíram que as características mecânicas do descolamento, rúptil ou dúctil, desempenham um papel significativo no estilo de deformação, por extensão *thin-skinned*.

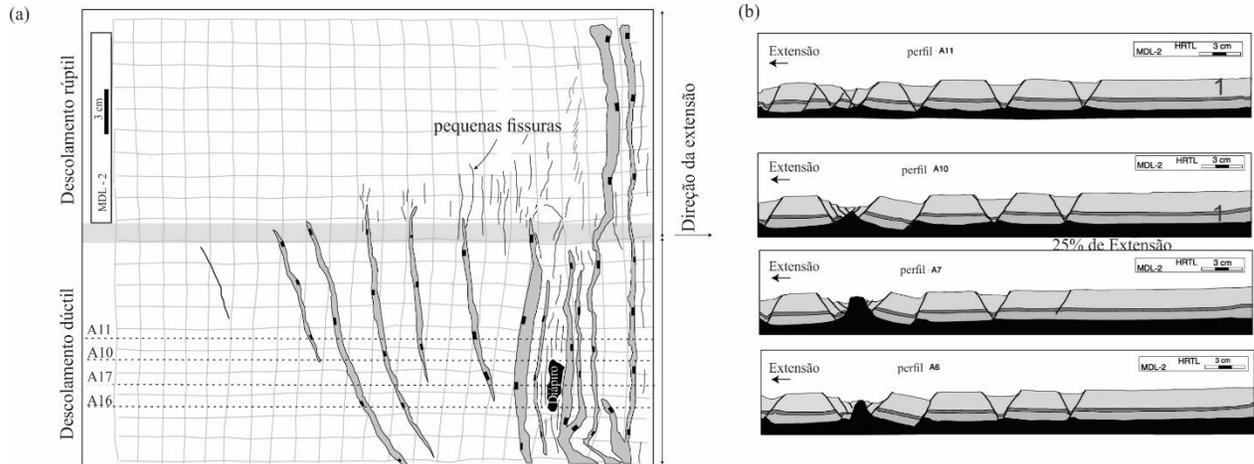


Figura 3.11 - (a) Desenho esquemático do modelo 2, após 18 % de extensão, em planta, mostrando como a deformação varia com o tipo de descolamento (rúptil ou dúctil); a espessura da camada dúctil = 1,2 cm e da camada de areia = 2,4 cm (espessura total, na metade rúptil); (b) perfis paralelos à direção da extensão do domínio dúctil (modificado de Bahroudi *et al.* 2003).

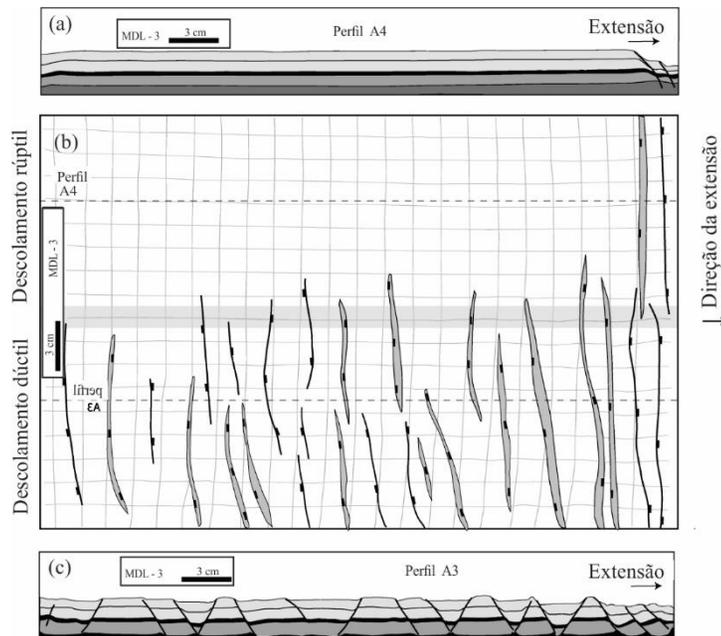


Figura 3.12 - Desenho esquemático do modelo 3, após 20 % de extensão, em planta, mostrando, novamente, como a deformação varia com o tipo de descolamento (rúptil ou dúctil); a espessura da camada dúctil = 0,8 cm e da camada de areia = 2,4 cm (espessura total, na metade rúptil). A seções a, b e c representam o experimento em perfil e em planta (modificado de Bahroudi *et al.*, 2003).

Withjack & Callaway (2000), por meio de experimentos em caixas de areia, estudaram a maneira pela qual falhas do embasamento, reativadas por uma tectônica distensiva, influenciam a deformação de uma cobertura rúptil, posicionada em cima de uma camada dúctil. Os parâmetros analisados foram: a espessura da camada dúctil (silicone), disposta diretamente sobre o embasamento, e da cobertura (areia seca), e a velocidade e a magnitude de deformação, fatores também analisados no presente estudo. A figura 3.13 apresenta, de forma simplificada, a caixa de experimentos, após a deposição das camadas de silicone e de areia (a) e durante a deformação (b).

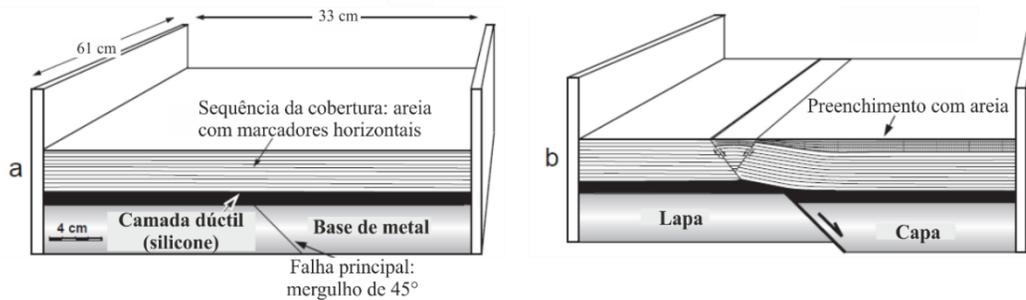


Figura 3.13 - Desenho esquemático dos experimentos, (a) antes e (b) durante a deformação (modificado de Withjack & Callaway, 2000).

Um esquema simplificado dos resultados é apresentado na figura 3.14. Os autores notaram que: (1) quanto maior a espessura da camada dúctil, mais distribuída será a deformação e menor o acoplamento, ou seja, mais distante o falhamento da cobertura se localiza da falha principal, e vice versa; (2) a medida que a espessura da cobertura diminui, também mais distribuída será a deformação, portanto, menor é o acoplamento, e vice versa; (3) quanto menor a velocidade da deformação, menor será o acoplamento, isto é, a deformação será mais distribuída, com menos falhamento (e mais dobramento); e (4) quanto maior o deslocamento, maior será o falhamento (e menor o dobramento) na cobertura, com maior acoplamento e vice versa.

O estudo, portanto, mostrou que, em um contexto de reativação de falhas do embasamento, a deformação na unidade pós-silicone, depende diretamente das espessuras da camada dúctil e da cobertura (rúptil) assim como da velocidade e da magnitude de deformação.

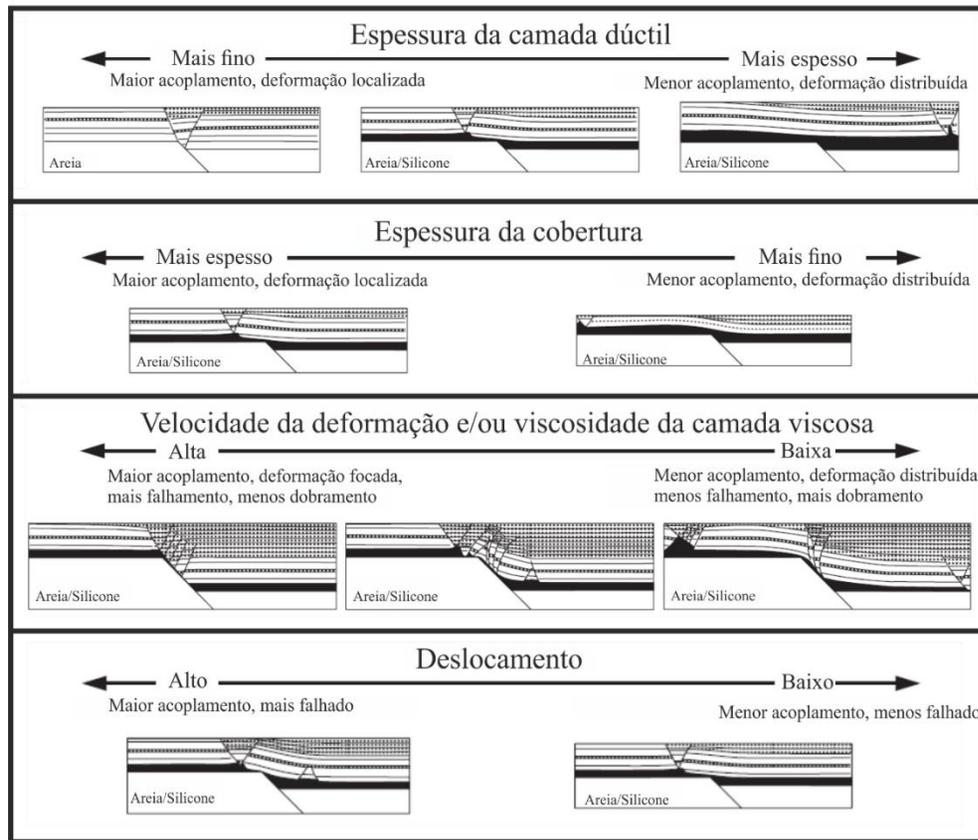


Figura 3.14 - Desenhos esquemáticos, em perfil, dos experimentos com variação da camada do pós-sal (pós-silicone), de 1 cm (a), 0,8 cm (b) e 0,45 cm (c) (modificado de Withjack e Callaway 2000).

3.4 – MODELAGEM FÍSICA DE BACIAS SEDIMENTARES INVERTIDAS

McClay (1989) desenvolveu uma série de experimentos físico-analógicos com o intuito de analisar como uma segunda fase de deformação, de compressão, atua sobre um sistema distensivo. Neste estudo, o autor simulou, entre outros, a formação da bacia sobre um descolamento basal horizontal com extensão em um sentido, como mostra a figura 3.15, de forma simplificada.

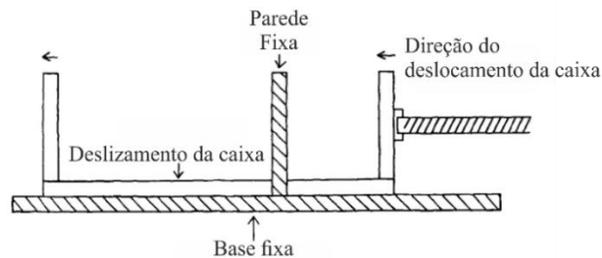


Figura 3.15 - Desenho esquemático da caixa de experimentos (modificado de McClay, 1989).

Em duas séries, o autor trabalhou com as mesmas dimensões (25 cm x 16 cm x 10 cm) e magnitude das deformações (extensão = 50% e inversão = 33,3% e 19,1%), e introduziu uma pequena variação no material analógico. A série 1 era constituída apenas por camadas de areia de diferentes cores enquanto, na série 2, camadas de uma mistura de areia com cristais de micas alternava com horizonte somente de micas.

A análise da primeira série (Fig. 3.16) mostrou que a deformação distensiva gerou um sistema de falhas planares a lístricas, no estilo dominó. A segunda deformação, compressiva, produziu um complexo sistema de falhas de empurrão que deformou as falhas normais preexistentes, porém sem induzir a reativação destas.

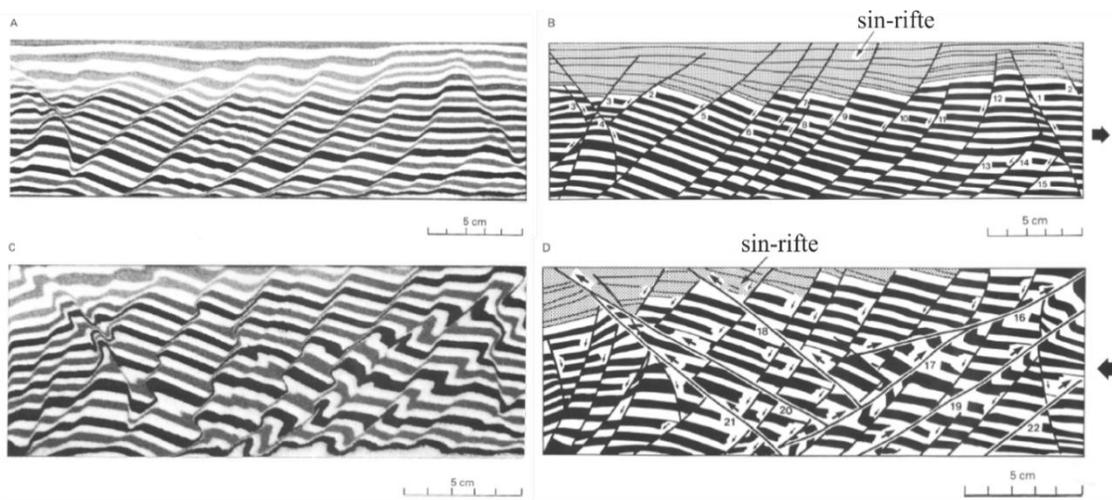


Figura 3.16 – Fotografias e respectivas interpretações dos modelos da série 1, (a e b) da extensão, seguida (c e d), pela inversão. Os números, junto às falhas, indicam a sua ordem cronológica de formação. O sentido de extensão / inversão foi indicado pela seta horizontal (modificado de McClay, 1989).

A segunda série (Fig. 3.17) produziu diversas falhas curvas, e, no geral, com padrão semelhante aos modelos da série 1, embora não tão abundantes. Durante a compressão, falhas extensionais foram reativadas. Além disto, a inversão causou espessamento e soerguimento assim como a nucleação de falhas de empurrão. No geral, a inversão desta série mostrou um padrão estrutural mais complicado do que o da série 1.

Com o propósito de examinar a relação existente entre a reativação de falhas normais e a orientação do esforço compressional, Del Ventisette *et al.* (2006) realizaram experimentos de inversão tectônica variando o ângulo α , entre o vetor de tensão principal máxima, σ_1 , e o eixo do rifte, de 0° a 90° . Em todos os experimentos mantiveram constante a velocidade e a magnitude de deformação, 1 cm/h e 7 cm respectivamente, para ambas as fases.

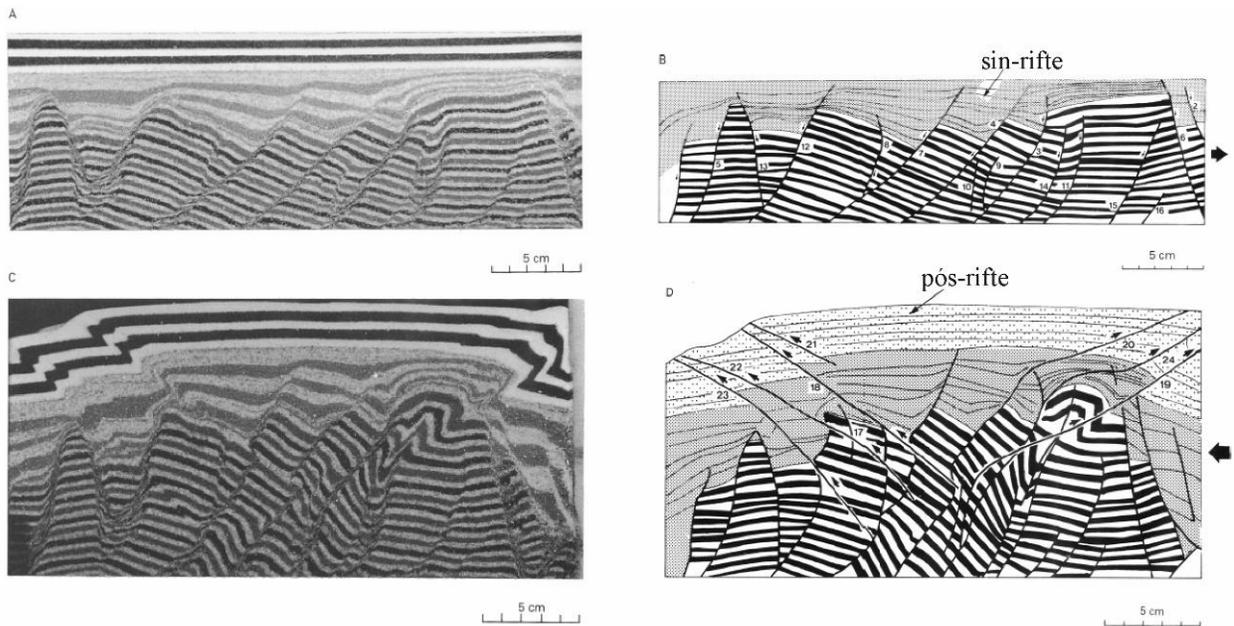


Figura 3.17 – Fotografias e respectivas interpretações da série 2, (a e b) da extensão, seguida (c e d), pela inversão. Os números, junto às falhas, indicam a sua ordem cronológica de formação. O sentido de extensão / inversão foi indicada pela seta horizontal (modificado de McClay, 1989).

Os autores introduziram uma segunda camada de silicone, na base da caixa de experimentos, sobre a terminação da folha de acetato cuja função era produzir o movimento distensional, a partir do centro (Fig. 3.18). O intuito da camada de silicone, nesta região, era evitar a nucleação de falhas de empurrão na borda da folha de acetato que pudessem influenciar a deformação, no interior da bacia.

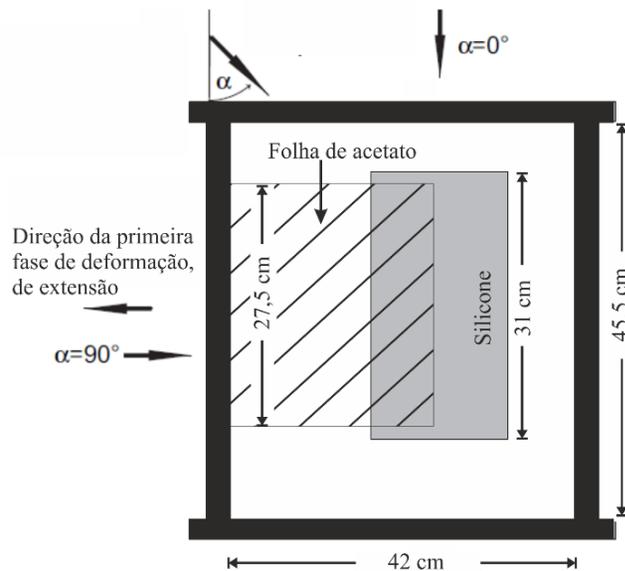


Figura 3.18 – Imagem esquemática, em planta, da caixa de experimentos e a direção e o sentido das duas fases de deformação (fornecido pelo α) da segunda fase de deformação, de inversão tectônica (modificado de Del Ventisette *et al.*, 2006).

Nos modelos, caracterizados por uma bacia com uma camada basal dúctil, de silicone, sobreposta por areia, a primeira fase foi sempre de extensão ortogonal (= 7 cm ou 16,5%). Esta, produziu um padrão irregular de falhas normais, conferindo à bacia uma geometria ligeiramente assimétrica (Fig. 3.19). Formaram-se falhas normais sintéticas e antitéticas, muitas apresentando um leve encurvamento na sua extremidade superior.

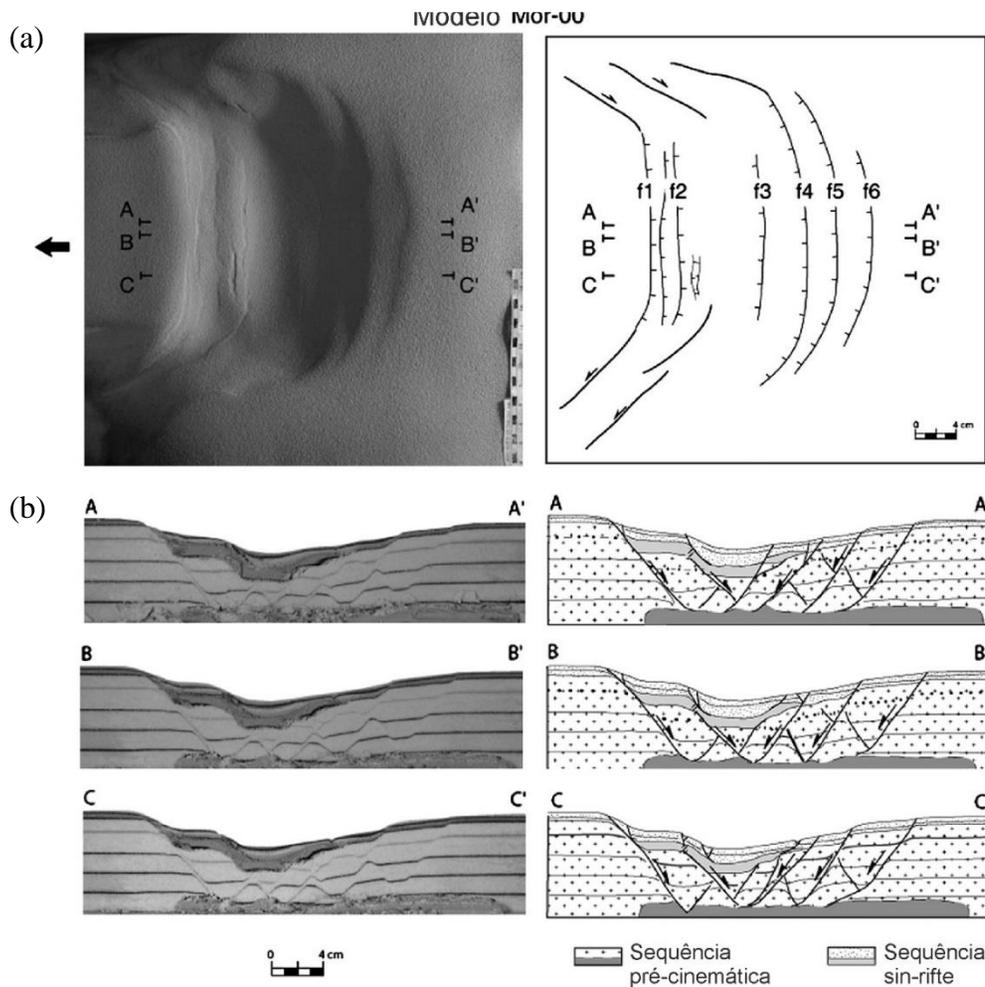


Figura 3.19 - (a) Fotografia, em planta, do experimento após a primeira fase de extensão (lado esquerdo, em cima) e a sua interpretação (lado direito). (b) Fotografias, dos perfis indicados em (a) (lado esquerdo) e a sua interpretação (lado direito); a seta, junto a fotografia, em planta, indica o sentido de extensão (modificado de Del Ventisette *et al.*, 2006).

A inversão positiva, de encurtamento (também de 7 cm, isto é, 100% de inversão) normal ao eixo do rifte ($\alpha = 90^\circ$) (Fig. 3.20), revelou uma deformação quase restrita às falhas preexistentes, ou seja, a maioria das falhas normais sofreu reativação. No entanto, algumas falhas de empurrão novas também foram observadas, ao final da deformação. A presença da camada dúctil sin-rifte causou a formação de estruturas diapíricas e induziu ao desacoplamento entre embasamento e preenchimento da bacia.

Ao término de todos os experimentos, os autores observaram que a reativação das falhas independe do ângulo α . Esta conclusão contraria estudos anteriores, como, por exemplo, o de Brun & Nalpas (1996), no qual a reativação de falhas normais só aconteceu para ângulos $\alpha < 45^\circ$. Para Del Ventisette *et al.* (2006) esta diferença se justifica pela configuração dos modelos, ou seja, pela introdução de uma camada dúctil sobre a folha de acetato. Como era o intuito, esta causou uma deformação distribuída impedindo a formação de novas falhas. Dessa forma, para quaisquer valores de α , as falhas extensionais foram reativadas.

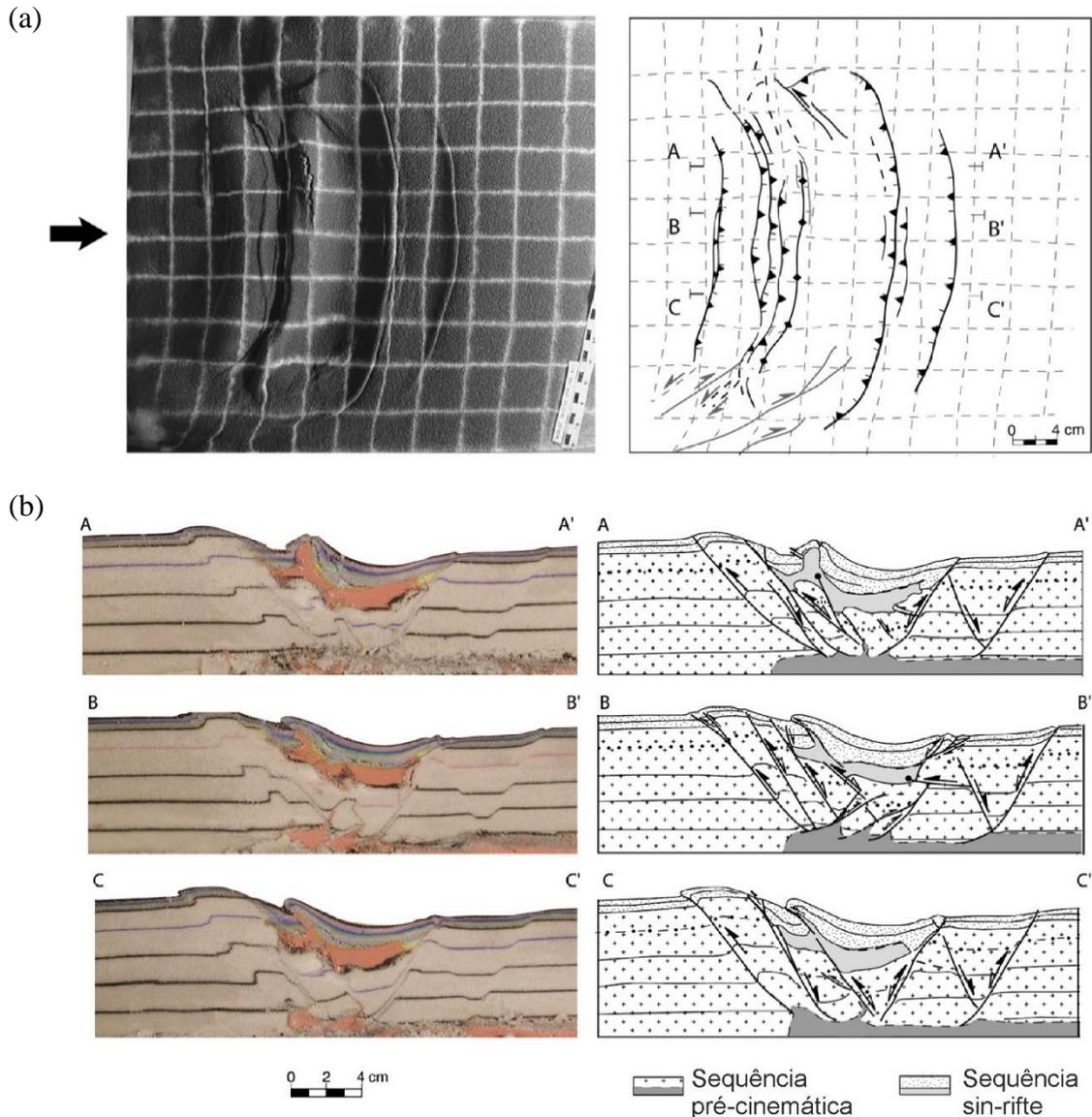


Figura 3.20 - (a) Fotografia, em planta, após a segunda fase de deformação, de inversão positiva, com $\alpha = 90^\circ$ (lado esquerdo), e a sua interpretação (lado direito). (b) Fotografias dos perfis indicados em (a) (lado esquerdo) e a sua interpretação (lado direito); a seta, junto a fotografia, em planta, indica o sentido de encurtamento (modificado de Del Ventisette *et al.*, 2006).

Nalpas *et al.* (1995) analisaram a inversão tectônica em modelos físicos variando a espessura de uma camada dúctil (silicone), disposta entre o pré-rifte (embasamento) e a cobertura sedimentar (com areia), o ângulo entre a direção da compressão e a das estruturas extensionais (α) e a velocidade de deformação. Para tal, todos os experimentos foram submetidos a duas fases deformacionais, a primeira distensional, para a produção de um *graben*, e a segunda compressional, na qual se variou a direção do vetor da tensão principal máxima, σ_1 , com ângulos $\alpha = 0^\circ$ a 90° (Fig. 3.21).

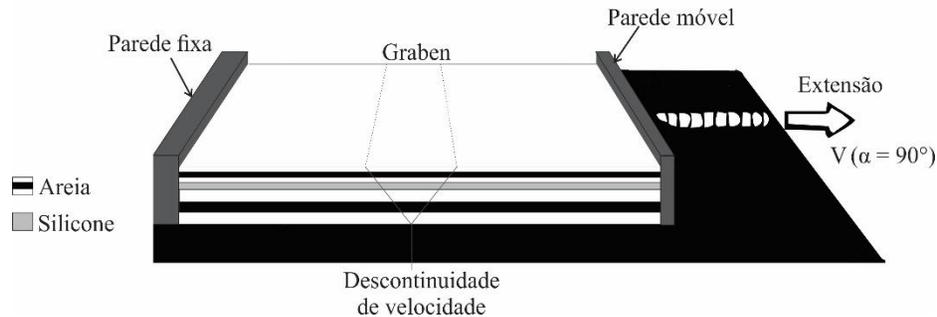


Figura 3.21 - Desenho esquemático da caixa de experimentos (modificado de Nalpas *et al.*, 1995).

Em experimentos, no qual os autores utilizaram apenas areia e uma inversão ortogonal ($\alpha = 90^\circ$), não observaram evidências claras de que as falhas normais tenham sido reativadas. No entanto, o *graben* foi levemente soerguido, e falhas de empurrão (novas) foram formadas no entorno da bacia (Fig. 3.22). Os autores também apresentaram um modelo com $\alpha = 15^\circ$, no qual a reativação foi evidente. Explicaram que, em estudos anteriores, foi possível demonstrar que a reativação de falhas normais só acontece para $\alpha < 45^\circ$.

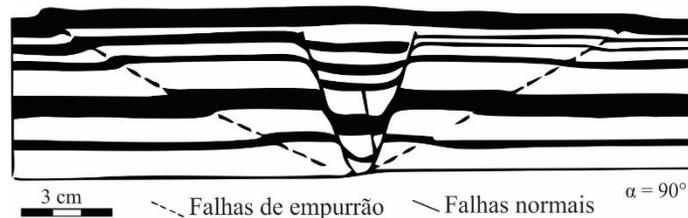


Figura 3.22 - Desenho esquemático, em perfil, de uma inversão tectônica em uma caixa de experimentos preenchida somente com areia. Observar as falhas normais não reativadas e as falhas de empurrão no pré-rifte (modificado de Nalpas *et al.*, 1995).

Nos experimentos com a camada de silicone, os autores observaram que uma camada dúctil, espessa (0,5 cm), produz reativação expressiva das falhas normais, falhas de empurrão acima das falhas de borda do *graben* e soerguimento significativo. Para os autores, a resistência à deformação (o *strength*) de uma camada dúctil depende de sua espessura (e da velocidade de deformação). Quanto mais fina, maior a resistência à deformação portanto menos deformação ocorre (Fig. 3.23).

A variação da espessura do pós-sal (cobertura), mostrou que o soerguimento do *graben* é proporcional à espessura do pós-sal. No modelo, com a cobertura, de espessura elevada (1 cm) (Fig. 3.24

a), as falhas normais pré-existentes, compridas, foram reativadas dando origem a falhas de empurrão de alto ângulo. Já, no modelo de cobertura mais fina (0,45 cm) (Fig. 3.24 c), somente pequenas falhas normais foram reativadas e predominaram (novas) falhas de empurrão de baixo ângulo. Apesar dos modelos com cobertura mais espessa sofrerem soerguimento maior, os autores sugeriram que coberturas rúpteis (constituídas por areia), mais espessas, possuem resistência à deformação (*strength*) mais elevada, sendo esta a causa da formação de uma falha direcional no modelo da figura 3.24 (a). Esta falha estaria acomodando parte da deformação.

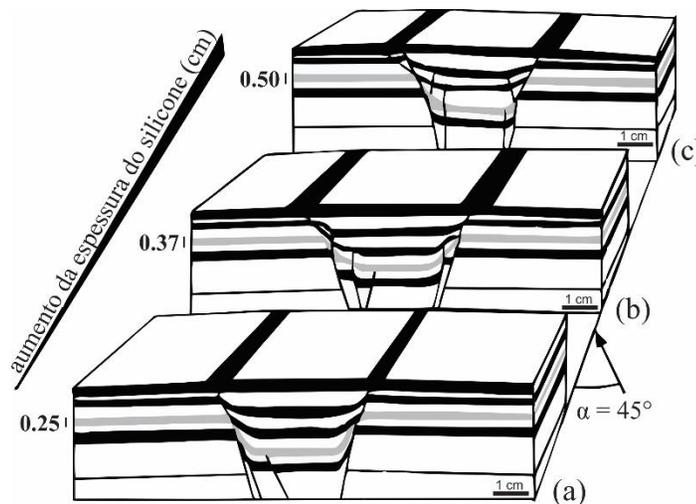


Figura 3.23 - Desenho esquemático, em 3D, dos experimentos com variação da espessura da camada de descolamento dúctil (silicone) todos reativados com $\alpha = 45^\circ$ (modificado de Nalpas *et al.*, 1995).

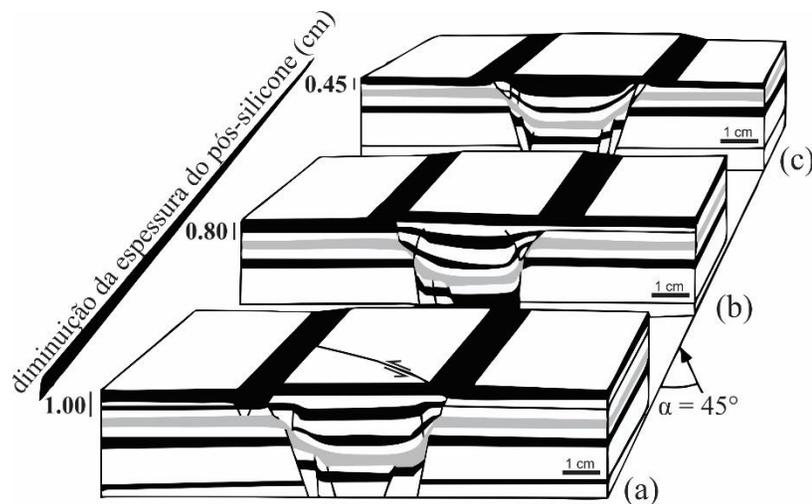


Figura 3.24 - Desenho esquemático, em perfil, dos experimentos com variação da camada do pós-sal (pós-silicone), de 1 cm (a), 0.8 cm (b) e 0.45 cm (c) (modificado de Nalpas *et al.*, 1995).

Desta forma, ou autores concluíram que o aumento da espessura da camada de descolamento dúctil diminui o *strength* (um número maior de estruturas é reativado) e à medida que a espessura da cobertura aumenta, o seu *strength* cresce.

Carvalho (2017), em sua dissertação de mestrado, investigou, em experimentos físicos, a influência de estruturas do embasamento no pacote pós-rifte, caracterizado pela intercalação de uma camada dúctil (silicone, simulando evaporitos) entre camadas rúpteis, de areia. O objetivo principal era analisar como falhas preexistentes podem afetar as estruturas produzidas durante episódios subsequentes, de reativação.

O autor dedicou uma pequena parte de sua pesquisa (três experimentos) à reativação por inversão positiva, com condições de contorno similares às do presente estudo (Fig. 1.1 – Capítulo 1) diferindo apenas na espessura, maior, da unidade pós-sal. As inversões compreenderam 0,75 cm, 1,5 cm e 3,0 cm (12,5 %, 25 % e 50 % em relação à fase extensional, de 6 cm).

Os resultados mostraram que uma baixa magnitude de inversão, de 0,75 cm (Fig. 3.25 a), não produz nenhuma deformação no experimento. A inversão de 1,5 cm (Fig. 3.25 b), gerou a reativação das falhas de borda da bacia, afetando, no entanto, apenas a unidade pré-silicone. Produziu também um leve arqueamento das sequências pós-silicone. Finalmente, a compressão de 3,0 cm (Fig. 3.25 c), da segunda fase de deformação, causou a nucleação de uma falha reversa e a reativações das falhas de borda que, neste experimento, cortaram a camada pós-silicone e conduziram a um forte arqueamento.

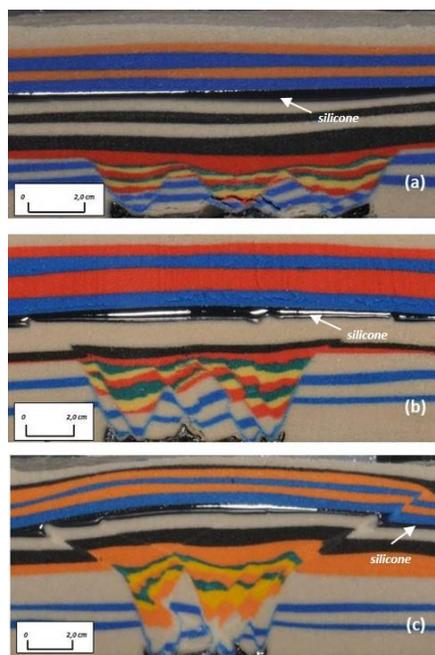


Figura 3.25 - Fotografias das seções de Carvalho (2017) de modelos submetidos à reativação positiva. (a) Modelo BR_7-18_02_16, da menor magnitude de reativação, de 0.75 cm; (b) Modelo BR_6-15_02_16, com reativação, de 1.5 cm; e (c) BR_2-19_01_16, com uma forte reativação, de 3.0 cm (Carvalho, 2017).

Almeida (2017), em sua monografia de final de curso, retomou o assunto de Carvalho (2017), e, além de examinar o efeito da magnitude de reativação sobre a unidade pós-silicone (pós-sal), como fez o autor acima, também estudou a influência da espessura das camadas sobre a estruturação do pós-silicone (do pré-, do próprio pós-silicone e do silicone) (Tab. 3.5). A caixa de experimentos utilizada foi a mesma do presente trabalho e que foi apresentada no capítulo 1 (Fig. 1.2). As figuras 3.26 (modelos IIIA e IIIB) e 3.27 (modelos IVA e IVB, VA e VB e VIA e VIB), de baixa e alta magnitude de deformação, respectivamente, apresentam os perfis cortados no centro dos experimentos.

Os modelos físicos mostram que, sob baixa magnitude de inversão positiva (1,5 cm) (Fig. 3.26), o pós-silicone não foi deformado, independente da espessura do silicone (0,2 cm e 0,5 cm). Este resultado difere daquele de Carvalho (2017), que, nos modelos com 1,5 cm de reativação, produziu falhas na camada do pré-silicone, da unidade pós-rifte. O fato se debita à diferença na espessura da unidade pós-sal (uma diferença de 1,5 cm).

Tabela 3.5 - Condições de contorno dos modelos físico-analógicos desenvolvidos por Almeida (2017).

Experimentos	Espessura do Pré-silicone	Espessura do Silicone	Espessura do Pós-silicone	Reativação positiva
I*	-	-	-	-
II**	-	-	-	1.5
III A	1.5	0.5	1	1.5
III B	1.5	0.2	1	1.5
IV A	1.5	0.5	1	5.5
IV B	1.5	0.2	1	5.5
V A	0.5	0.5	1	5.5
V B	0.5	0.2	1	5.5
VI A	0.5	0.5	2	5.5
VI B	0.5	0.2	2	5.5

* Experimento de uma fase única, de extensão.

** Espessura do pós-rifte de 2.5 cm.

Os modelos deformados sob alta magnitude de encurtamento (Fig. 3.27) mostram que os únicos experimentos que apresentam uma deformação rúptil na unidade pós-silicone são aqueles que possuem baixa espessura tanto da camada de silicone quanto do pós-silicone e espessuras variáveis do pré-silicone (experimentos IVB (Fig. 3.27 d) e VB (Fig. 3.27 e)). O experimento VIB (Fig. 3.27 f) difere dos dois anteriores, experimentos IVB (Fig. 3.27 d) e VB (Fig. 3.27 e), pela ausência de deformação rúptil no pós-silicone, possivelmente devido à alta espessura (alta tensão normal) desta unidade. Deste modo, a autora sugere que o parâmetro mais importante para ocorrer uma participação ativa do embasamento na estruturação da seção pós-silicone (pós-rifte), seja a espessura do silicone. Apesar disso a magnitude de deformação da segunda fase, compressiva, também exercer um papel significativo.

Ao final, Almeida (2017) concluiu que: (1) um pacote de areia (rúptil) intercalado por uma camada fina (0,2 cm) de silicone, dúctil, causa uma deformação acoplada; (2) um pacote de areia (rúptil) intercalado por uma camada espessa (0,5 cm) de silicone, dúctil, conduz a uma deformação desacoplada; e (3) um pacote espesso de areia depositada sobre uma camada de silicone, tanto fina quanto espessa, gera uma deformação desacoplada.

Os resultados são semelhantes aqueles obtidos por Nalpas *et al.* (1995), mostrando que, em uma inversão positiva, a geração ou reativação de estruturas depende da resistência à deformação (*strength*): a) da camada dúctil, e b) do pacote sedimentar, posicionado acima da camada dúctil. Assim, quanto mais fina a camada dúctil intercalada entre outras rúpteis maior será o seu *strength*.

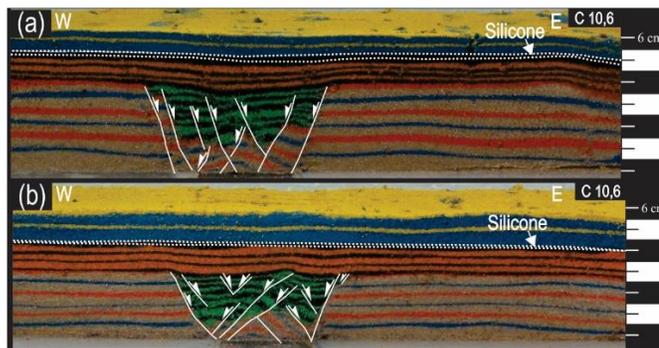


Figura 3.26 – Modelos de Almeida (2017) desenvolvidos sob baixa magnitude de deformação (1.5 cm) com a camada de silicone (a) de 0.5 cm e (b) de 0.2 cm. As setas brancas indicam falhas normais da primeira fase de deformação.

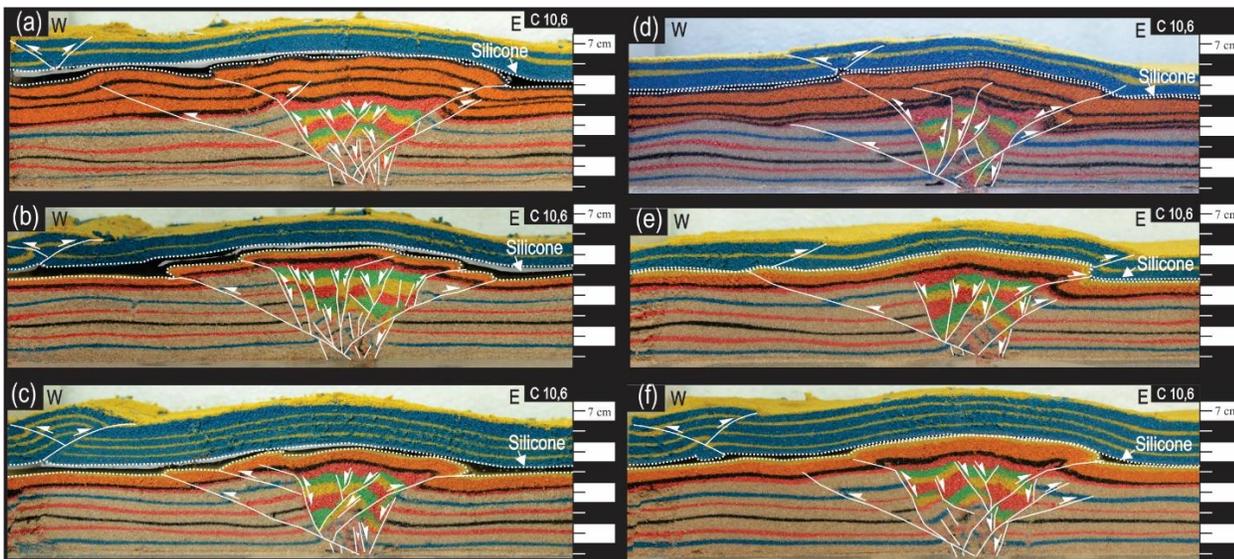


Figura 3.27 – Modelos desenvolvidos sob alta magnitude de encurtamento (5.5 cm = 91.7 %). A coluna à esquerda se diferencia daquela da direita pela espessura da camada de silicone, de 0.5 cm e 0.2 cm, respectivamente, mantendo-se constante as espessuras de pré- e pós-silicone: (a) e (d) de 1.5 e 1 cm; (b) e (e) 0.5 e 1 cm e (c) e (f) de 0.5 e 2 cm, respectivamente. As setas brancas com cabeça para baixo indicam falhas normais da primeira fase de deformação, não reativadas, aquelas com duas cabeças, falhas normais reativadas, e, com a cabeça para cima, o sentido de movimento da capa de falhas de empurrão, novas (Almeida, 2017).

CAPÍTULO 4

ARTIGO – MODELAGEM FÍSICA DA DEFORMAÇÃO PÓS-SAL EM BACIAS INVERTIDAS

Gisela Miranda de Souza Almeida¹ & Caroline Janette Souza Gomes¹

Resumo: O presente estudo visa analisar, em modelos físicos, uma inversão tectônica positiva afetando o pós-sal de uma sequência pós-rifte. Trata-se de uma situação possível em inúmeras bacias que, no entanto, carece de análises experimentais. Com este intuito, examinou-se a influência da variação do *strength* de uma camada dúctil de silicone (simulando evaporitos) sobre a deformação de camadas rúpteis, de areia (representando o pós-sal). Os ensaios foram montados em caixas de areia com dimensões de 35 cm x 23,4 cm x 10 cm (comprimento x largura x altura) e as duas fases de deformação, de extensão e de compressão, foram separadas entre si pela sequência pós-rifte. Variaram-se, as espessuras do silicone, depositado no interior do pós-rifte, e do pós-silicone assim como a velocidade de inversão. Os modelos mostraram que a compressão de uma bacia com o silicone no pós-rifte produz uma deformação do tipo *thick skinned*. A deformação do silicone ocorreu por deslizamento gravitacional resultante da ascensão da bacia e de seu entorno. O fluxo do silicone daí decorrente gerou afinamento da camada e feições de espessamento e injeção do material viscoso ao longo de falhas compressivas. Baixas espessuras de silicone e pós-silicone e reduzida velocidade de deformação causaram forte acoplamento entre as deformações pré- e pós-silicone. Este foi diminuindo com o aumento de cada um dos parâmetros analisados. A formação de estruturas rúpteis no pós-sal pôde ser associada ao desenvolvimento de falhas compressivas. Já, a reativação de falhas normais somente gerou falhas no pós-rifte quando caracterizadas por alto rejeito. Feições similares foram reconhecidas na Bacia de Tucumán (Argentina).

Palavras-chave: Modelagem física; Bacias invertidas; Deformação do pós-sal; Camada de silicone.

Abstract: The present study analyzed a positive tectonic inversion affecting the post-salt of a post-rift sequence using analog physical models. This is a possible situation in many basins that lacks experimental analysis. For this purpose, the influence of the strength variation of a ductile layer composed of silicone material (representing evaporites) was investigated in the sand brittle layers (representing the post-salt) deformations. The experiments were set up in 35 cm x 23.4 cm x 10 cm (length x width x height) sandboxes, and the two deformation phases, extension and compression, were separated by a post-rift sequence. The

¹ Universidade Federal de Ouro Preto

silicone putty thickness deposited within the post-rift, the post-silicone thickness and the rate of inversion were varied. The models showed the compressional inversion in basins with silicone putty in post-rift generates a thick-skinned deformation. The deformation of silicone putty took place by gravitational gliding, resulting from the rise of the basin and its surroundings. The silicone flow due to gravitational gliding created layer thinning and thickening features and injection of viscous material along compressional faults. Lower silicone and post-silicone thicknesses associated with reduced displacement rates caused strong coupling between pre- and post-silicone deformation features. The coupling decreased along with the increasing of each analyzed parameter. The formation of brittle structures in post-salt is associated with the development of compressive faults. Moreover, the reactivation of normal faults only generated post-rift faults when characterized by high offset. Similar features were found in the Tucumán Basin (Argentina).

Keywords: Physical modelling; Inverted basins; Post-salt deformations; Silicone layer.

4.1 - INTRODUÇÃO

O sal é encontrado em um grande número de ambientes deformacionais que vão de extensionais (cratônicas, riftes e margens passivas) aos regimes contracionais (zonas de colisão continentais e bacias de antepaís). Em função de sua relação com as grandes províncias de petróleo (Golfo do México, Golfo Pérsico, Mar do Norte, bacias da Margem Atlântica Brasileira, entre outras) existem inúmeros trabalhos acadêmicos que estudam o comportamento do sal, que difere da maioria das rochas pela sua capacidade de fluir sob taxas de deformação geológicas normais. O fluxo é responsável pela formação de armadilhas de sal que influenciam na arquitetura tectono-estratigráfica e na distribuição dos reservatórios de petróleo.

Para a análise da tectônica de sal, o emprego da Modelagem Física Analógica é muito útil uma vez que o acesso às estruturas em profundidade, especialmente àquelas em bacias sedimentares extensionais, se dá em grande parte de forma indireta, pelos métodos geofísicos. São incontáveis os estudos sistemáticos, em caixas de areia ou centrífugas, que sugerem a forte influência do sal sobre a geometria e a cinemática de estruturas distensivas, compressivas e de inversão tectônica (Vendeville & Jackson, 1992; Koyi & Petersen, 1993; Jackson & Vendeville, 1994; Nalpas *et al.*, 1995; Vendeville *et al.*, 1995; Brun & Nalpas, 1996; Withjack & Callaway, 2000; Dooley *et al.*, 2005; Del Ventisette *et al.*, 2006; Soto *et al.*, 2007; Bonini *et al.*, 2012; Dooley *et al.*, 2015; Ferrer *et al.*, 2017; entre outros). Nestes trabalhos, tem-se analisado a tectônica das unidades pós-rifte com foco no sal posicionado no interior de uma sequência sin-rifte (base, meio ou topo). Os resultados sugerem estreita relação entre a estruturação destas bacias e o *strength* do sal, que, por sua vez, é controlada pela espessura tanto da camada dúctil (sal) quanto da cobertura rúptil (pacote

pós-sal) assim como pela velocidade de deformação. O sal, no entanto, é também encontrado em sequências pós-rifte que envolvem histórias evolutivas mais complexas.

Estudos envolvendo a modelagem física do sal compreendendo duas fases de deformação distensivas foram desenvolvidos por Carvalho *et al.* (submetido) com o intuito de contribuir ao conhecimento da tectônica do sal em bacias de margem passiva. Com o mesmo intuito, desenvolveram-se, no presente trabalho, modelagens de inversão tectônica positiva envolvendo uma camada de sal na sequência pós-rifte. Descrições e ilustrações através de perfis geológicos envolvendo uma inversão tectônica positiva de bacias extensionais, com destaque ao sal na sequência pós-rifte não são comuns na literatura. No entanto, como já relatado por Hudec & Jackson (2002), é cada vez maior o número de pesquisadores que sugerem um campo de tensões compressivo tardio atuando sobre as maiores bacias de margens passivas contendo sal, causando encurtamento, com embasamento envolvido e soerguimento. Este foi o resultado obtido nos presentes modelos, de inversão tectônica positiva, cujo intuito era analisar em riftes simétricos (a exceção de um modelo), a influência da variação do *strength* da camada dúctil sobre a estruturação do pós-sal, variando-se as espessuras do silicone e do pós-silicone e a velocidade de deformação.

4.2 - O MÉTODO EXPERIMENTAL

4.2.1 - Os materiais analógicos e a escala

As deformações simuladas em laboratório se desenvolvem em intervalos de tempo e de tensões inferiores aos que ocorrem na natureza. Assim, para comparações entre modelos analógicos e exemplos naturais aplicam-se os parâmetros físicos e temporais conforme os princípios fundamentais de Hubbert (1937) e que foram adaptados para o presente trabalho na tabela 4.1.

Nos 15 experimentos aqui apresentados, empregaram-se a areia de quartzo para representar as unidades rúpteis, do pré-, sin e pós-rifte da bacia, e o silicone (polydimethylsiloxane) para simular a camada de sal. A areia possui grãos sub-angulares, granulometria menor que 0,21 mm, um ângulo de atrito interno, $\Phi = 41,47^\circ$ ($\mu = 0,88$) e densidade $\rho = 1,58 \text{ g/cm}^3$. Além disto, a areia rompe de acordo com o critério de *Coulomb-Mohr*, independe da taxa de deformação e possui baixa coesão (McClay & Ellis, 1987; Vendeville *et al.*, 1987). O silicone (da firma americana Clearco Products Co Inc.) possui viscosidade $\eta = 1,95 \times 10^4 \text{ Pa s}$, de comportamento newtoniano quase perfeito, e densidade $\rho = 0,979 \text{ g/cm}^3$.

Em todos os experimentos trabalhou-se com o mesmo silicone, mas, para simular diferentes *strength* (τ_d) (resistências à deformação) do sal, variaram-se as velocidades de deformação, de 1 cm/h, 2 cm/h e 3 cm/h. Entre outros, Nalpas & Brun (1993), Weijermars *et al.* (1993) e Luján *et al.* (2006), mostraram que a

velocidade de deformação influencia o *strength* dos materiais viscosos, cuja magnitude pode ser calculada a partir da equação:

$$\tau_d = \eta v / l_d \quad (1)$$

onde η é a viscosidade, v a velocidade de deformação, l_d a espessura do silicone e v/l_d a taxa de deformação (ϵ). Assim, o *strength* (τ_d) não depende apenas da velocidade de deformação, mas também da espessura da camada de silicone e de sua viscosidade.

No caso da areia, de comportamento rúptil, o *strength* (τ_r) depende do ângulo de atrito interno e da densidade do material assim como da espessura do pacote em deformação. Assim, o *strength* da areia cresce com a profundidade, e, segundo Bonini (2001), que desconsidera a coesão interna da areia (que é mínima), pode ser calculada a partir da equação:

$$\tau_r = 4,06 \rho_r g l_r \mu \quad (2)$$

onde ρ_r = densidade, g = a aceleração da gravidade, l_r = a espessura da areia e $\mu = \text{tg } \phi$ (ϕ = ângulo de atrito interno).

As tabelas 4.1 e 4.2 apresentam os principais parâmetros usados no presente estudo com os fatores de escala geométricos e dinâmicos e o cálculo das variáveis mais importantes, respectivamente.

Tabela 4.1. Principais parâmetros físicos com os respectivos fatores de escala.

Parâmetro	Valores do Modelo	Valores da Natureza (crosta superior)	Razão Modelo/Natureza
Comprimento (m)	0,01	10^3	$L^* = 10^{-5}$
Densidade (ρ_1): pré-, sin- e pós-rifte (kg m^{-3})	1580	2300	$\rho_1^* = 0,69$
Densidade (ρ_2): evaporitos (kg m^{-3})	979	2200	$\rho_2^* \sim 0,45$
Gravidade (m s^{-2})	9,81	9,81	$g^* \sim 1$
Viscosidade (Pa s) ($\mu = \sigma / \epsilon$)	$1,95 \times 10^4$	$1,7 \times 10^{17 \text{ a } 19}$ (a)	$\eta^* \sim 1,15 \times 10^{-13 \text{ a } (-15)}$

(a) Pichot e Nalpas (2009).

Tabela 4.2. Os modelos 2 a 15 e suas variáveis mais importantes (v = velocidade de reativação; l = espessura das camadas de silicone e pós-silicone; τ = *strength* das camadas de silicone e pós-silicone; e os índices d e r se referem a dúctil e rúptil).

Série	Modelo	v ($m\ s^{-1}$)	l_d (m)	l_r (m)	τ_d (Pa)	τ_r (Pa)	$\varepsilon = V/l_d$
1	2, 3 e 4	$5,55 \times 10^{-6}$ (2 cm/h)	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,1 \times 10^{-1}$	54,1	553,8	$2,8 \times 10^{-3}$
2	5	$2,77 \times 10^{-6}$ (1 cm/h)	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,1 \times 10^{-1}$	27	553,8	$1,4 \times 10^{-3}$
	6	$8,33 \times 10^{-6}$ (3 cm/h)	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,1 \times 10^{-1}$	81,2	553,8	$4,2 \times 10^{-3}$
	7	$2,77 \times 10^{-6}$ (1 cm/h)	$0,5 \times 10^{-2}$	$0,1 \times 10^{-1}$	10,8	553,8	$0,6 \times 10^{-3}$
	8	$8,33 \times 10^{-6}$ (3 cm/h)	$0,5 \times 10^{-2}$	$0,1 \times 10^{-1}$	32,5	553,8	$1,7 \times 10^{-3}$
	9	$2,77 \times 10^{-6}$ (1 cm/h)	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,2 \times 10^{-1}$	27	1107,6	$1,4 \times 10^{-3}$
3	10	$8,33 \times 10^{-6}$ (3 cm/h)	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,2 \times 10^{-1}$	81,2	1107,6	$4,2 \times 10^{-3}$
	11	$2,77 \times 10^{-6}$ (1 cm/h)	$0,5 \times 10^{-2}$	$0,2 \times 10^{-1}$	10,8	1107,6	$0,6 \times 10^{-3}$
	12	$8,33 \times 10^{-6}$ (3 cm/h)	$0,5 \times 10^{-2}$	$0,2 \times 10^{-1}$	32,5	1107,6	$1,7 \times 10^{-3}$
-	13	$5,55 \times 10^{-6}$ (2 cm/h)	$0,1 \times 10^{-1}$	$0,1 \times 10^{-1}$	10,8	553,8	$0,6 \times 10^{-3}$
-	14	$5,55 \times 10^{-6}$ (2 cm/h)	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,1 \times 10^{-1}$	54,1	553,8	$2,8 \times 10^{-3}$
-	15	$2,77 \times 10^{-6}$ (1 cm/h)	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,1 \times 10^{-1}$	27	553,8	$1,4 \times 10^{-3}$

4.2.2 - Os modelos experimentais

Os ensaios foram montados em um aparelho de deformação com dimensões internas de 35 cm x 23,4 cm x 10 cm (comprimento x largura x altura). Com exceção do modelo 1, todos os experimentos foram desenvolvidos com duas fases de deformação, uma, primeira, de extensão (simétrica) e a outra de compressão, neste caso, acionando-se apenas uma das paredes móveis. Para ilustrar a extensão, gerou-se no modelo 1 somente a primeira fase de deformação. A inversão positiva foi efetuada após a deposição de uma sequência pós-rifte sobre a bacia recém-formada, constituída por três unidades: camadas pré-sal (areia), sal (silicone) e pós-sal (areia) (Fig. 4.1). Em todos os experimentos manteve-se constantes os seguintes parâmetros: o comprimento inicial do modelo (antes do rifteamento), igual a 35 cm, a largura, de 23,4 cm, a extensão, de 6 cm (3 cm para cada lado), e a espessura do embasamento, igual a 3 cm.

Para posicionar o rifte no centro da caixa de experimentos, colou-se, na base de cada parede móvel, uma folha de plástico rígida, com dimensões 17,5 x 23,4 cm (Fig. 4.2). Com o intuito de amenizar o efeito

das discontinuidades de velocidade (as bordas das folhas de plástico) sobre a deformação da areia, depositou-se sobre estas uma faixa de silicone de ca. 1,5 cm de largura e 0,2 cm de espessura (Fig. 4.2).

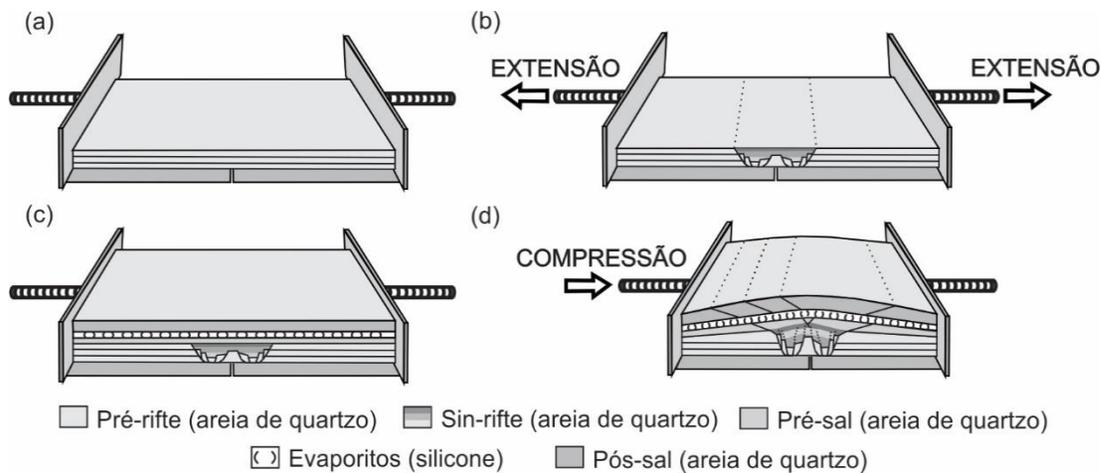


Figura 4.1. Desenhos esquemáticos das etapas de montagem e deformação dos modelos experimentais. (a) Situação inicial do pacote pré-rifte; (b) a deformação distensiva com o preenchimento sin-rifte da bacia; (c) sequência pós-rifte depositada sobre a bacia recém-formada; (d) a deformação compressiva. As setas indicam o sentido da deformação.

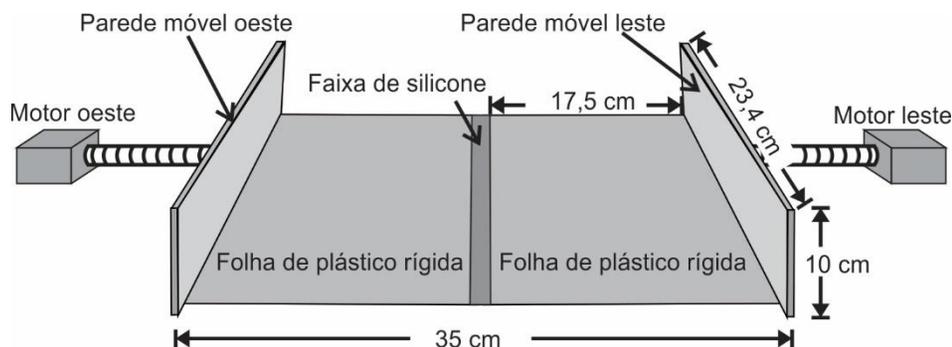


Figura 4.2. Desenho esquemático, em perspectiva, da caixa de experimentos, mostrando as posições dos motores, das paredes móveis, das placas basais (folhas de plástico rígidas) e as dimensões da caixa.

Conforme os parâmetros analisados, 11 dos 15 modelos foram agrupados em séries (Tab. 4.2). Na série 1 (modelos 2, 3 e 4), examinou-se apenas a magnitude da reativação positiva (1,5 cm, 3 cm e 5,5 cm, 25 %, 50 % e 91 %, respectivamente), com o objetivo de ilustrar uma deformação progressiva. Já, nas séries 2 (modelos 5, 6, 7 e 8) e 3 (9, 10, 11 e 12) estudaram-se a variação das espessuras da camada de silicone e da unidade pós-sal assim como a velocidade de deformação de reativação. No modelo 13 intercalou-se uma camada de silicone no pós-rifte de espessura maior do que aquela das séries 1, 2 e 3, no modelo 14 simulou-se uma bacia assimétrica e no modelo 15 introduziu-se uma camada basal de 0,5 cm de espessura de silicone. Algumas modelagens foram repetidas e permitiram a confirmação dos resultados.

A deformação progressiva foi fotografada em intervalos regulares (a cada 0,5 cm de distensão/compressão) e, ao final do ensaio, também, em seções internas que foram cortadas paralelamente

ao transporte tectônico, no experimento úmido. Analisaram-se todas as seções, mas, descreveu-se apenas o corte central.

Ao final, realizaram-se em três seções de cada experimento (central e dois adjacentes) medidas da base e da altura da flexura antiformal conforme representação na figura 4.3. O intuito era obter mais dados sobre o encurtamento da bacia, para a comparação entre os experimentos.

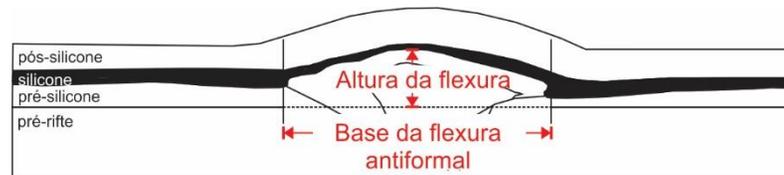


Figura 4.3. Desenho esquemático de um modelo experimental com indicação de base e altura da flexura antiformal que se formou sobre a bacia e seu entorno.

4.2.3 - Limitações dos modelos

Os modelos da presente pesquisa apresentam uma série de simplificações, o que, no entanto, é comum na modelagem física analógica. A principal delas diz respeito à montagem dos experimentos nos quais se empregaram folhas de plástico rígidas para promover extensão e inversão. Estas foram responsáveis pela formação de falhas adicionais, especialmente retroempurrões, possivelmente inexistentes na natureza. Considerando-se que o foco do presente estudo era a análise da transmissão da deformação rúptil ao pós-silicone e, não, a inversão positiva da bacia, o maior número de falhas, no pré-rifte, representou um fator positivo.

Outras simplificações deste estudo compreendem a omissão de variações na espessura de uma mesma camada de sal assim como da reologia de pacotes rochosos em diferentes níveis de profundidade e da temperatura, na deformação. Apesar disto, espera-se que a simulação dos efeitos da inversão positiva de uma bacia com uma camada de sal, dúctil, no interior da sequência pós-rifte, possa contribuir com a compreensão das condições que favorecem a deformação rúptil da unidade pós-sal.

4.3 - RESULTADOS

4.3.1 - A fase de extensão – modelo 1

O modelo 1 mostra a primeira fase de deformação, de extensão, que afeta apenas a sequência pré-rifte. É comum a todos os experimentos, nos quais, no entanto, as estruturas podem variar sutilmente, possivelmente devido à presença da pequena faixa de silicone posicionada no fundo da caixa, sobre a descontinuidade de velocidade.

O presente modelo revelou a formação de uma bacia constituída por um *horst* central bordejado por duas sub-bacias (Fig. 4.4). As sub-bacias apresentam estruturações ligeiramente diferentes entre si, variando tanto no número de falhas intra-rifte quanto nos respectivos sentidos de mergulho. É interessante observar o elevado rejeito das falhas normais de borda, resultando forte abatimento da sequência pré-rifte, feição possivelmente causada pelas discontinuidades de velocidade.

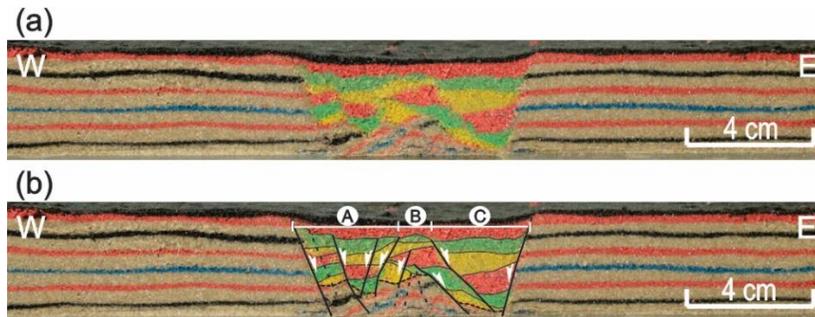


Figura 4.4. Fotografia de uma seção central do modelo 1, sem (a) e com interpretação (b). As letras A e C indicam as duas sub-bacias e B o *horst* central. Uma linha tracejada fina contorna a sequência pré-rifte, e, as mais grossas, mostram falhas pouco definidas.

4.3.2 - A inversão com diferentes magnitudes de compressão e baixas espessuras das camadas pós-silicone e silicone; velocidade de deformação intermediária (2 cm/h), série 1 – modelos 2, 3 e 4

No modelo 2, de menor magnitude de encurtamento (Fig. 4.5 a), não há nenhum indício de uma reativação de falhas normais ou de formação de falhas compressivas, novas. A inversão de 3 cm (modelo 3), no entanto, já mostra uma série de feições causadas pelo encurtamento e consequente ejeção do material na vertical (Fig. 4.5 b). Na porção superior da bacia, a ejeção do sin-rifte é acomodada por duas falhas compressivas (R1 e E1) de vergências opostas caracterizando uma sutil estrutura *pop-up*. Como em todos os modelos de elevada magnitude de encurtamento (apresentados a seguir), o experimento sugere que a falha E1 tenha se nucleado na descontinuidade de velocidade basal enquanto a origem da falha R1 não aparece. Pode se notar que o empurrão E1 promoveu uma pequena ascensão da bacia no sentido leste acarretando uma leve rotação horária de falhas normais. As falhas E1 e R1 se estendem à camada pré-silicone da sequência pós-rifte, mas não a cortam por completo. Adicionalmente, uma reativação de falhas normais pode ser caracterizada na falha de borda, oeste, assim como na região central, pela ascensão de um estreito bloco de falhas. Além das feições de caráter rúptil, ocorreram um espessamento do pré-rifte posicionado sob a bacia, assim como, um ligeiro arqueamento do pacote pós-rifte.

O modelo 4, submetido à compressão de 5,5 cm (Fig. 4.5 c), revela feições relevantes de inversão. Notáveis são o forte encurtamento do pré-rifte sob a bacia, o arqueamento da bacia e de seu entorno e a ocorrência de estruturas rúpteis nas camadas pós-silicone. Neste experimento, mais um par de falhas, de empurrão (E2) e de retroempurrão (R2), ambas posicionadas abaixo das respectivas falhas E1 e R1,

contribuiu para a ejeção da bacia. E2 sectiona a falha de borda leste, mas, à semelhança do modelo 3, a falha de borda oeste só mostra uma sutil reativação. Percebe-se, outra vez, a ejeção de um bloco de falha na região central da sequência sin-rifte, e, adicionalmente, uma estrutura *pop-up*, secundária, de pequeno porte, na extremidade superior de uma das falhas reativadas.

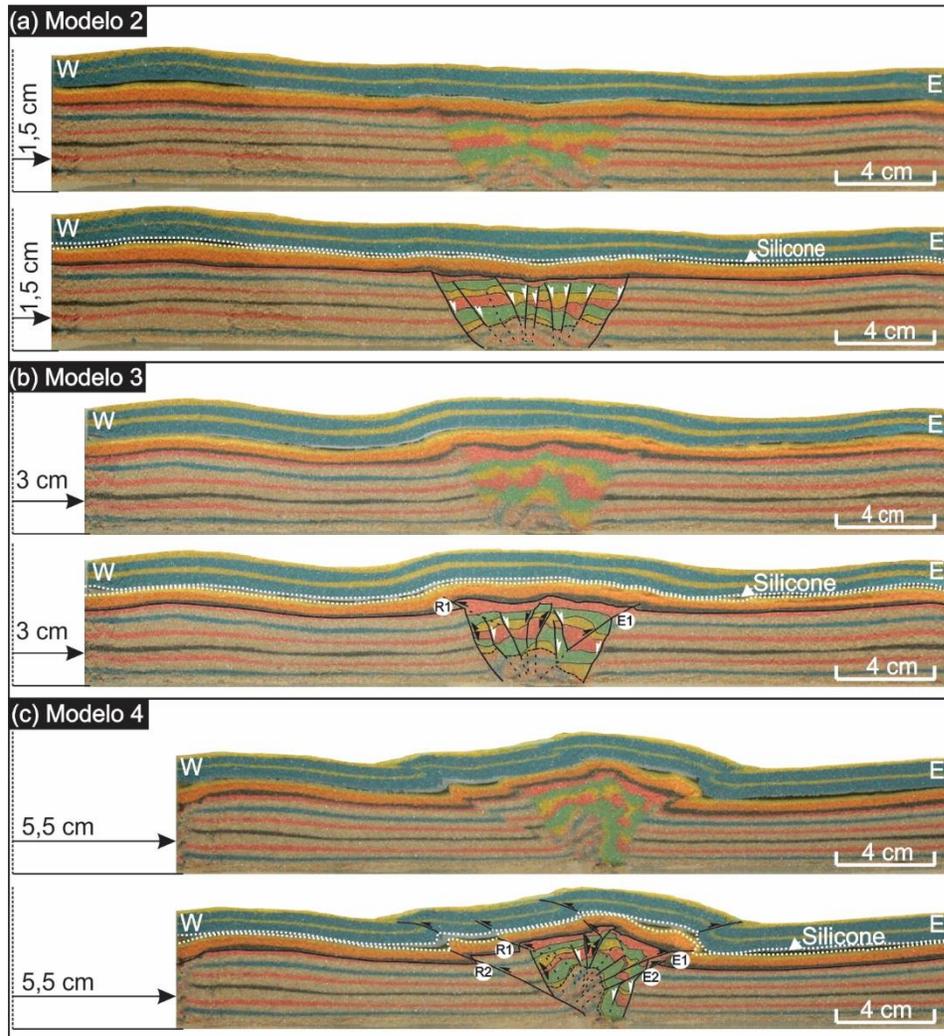


Figura 4.5. Seções centrais dos modelos da série 1, com diferentes magnitudes de inversão. (a) 1,5 cm, (b) 3 cm e (c) 5,5 cm, sem e com interpretação. E1 e E2 = falhas de empurrão; R1 e R2 = falhas de retroempurrão. As setas brancas indicam falhas normais da primeira fase de deformação, não reativadas, as setas pretas, com duas cabeças, falhas normais reativadas, e, com uma, o sentido de movimento da capa de falhas de empurrão, novas. Uma linha tracejada fina contorna a sequência pré-rifte, e, as mais grossas, indicam falhas ambíguas cuja posição e/ou cinemática não é certa.

4.3.3 - A inversão com baixa espessura das camadas pós-silicone; variação da velocidade de deformação e da espessura da camada de silicone, série 2 – modelos 5, 6, 7 e 8

Em todos os experimentos desta série (Fig. 4.6), a deformação rúptil abaixo da camada de silicone se assemelha àquela do modelo 4, anteriormente descrito. Percebe-se, apenas pequenas diferenças na

magnitude do rejeito das falhas como, por exemplo, a que causou a ejeção do bloco de falhas da região central da bacia, que foi mais intensa no modelo 4.

A deformação das camadas do pós-silicone, no entanto, mudou com a variação da velocidade de deformação. Enquanto no modelo 5 (Fig. 4.6 a) (1 cm/h) se formaram seis falhas no pós-silicone, isto é, duas para cada falha compressiva do pré-silicone, no modelo 4 (2 cm/h) (Fig. 4.5 c), as falhas no pós-silicone se reduziram a quatro: uma para cada falha nova, de empurrão. No modelo 6 (Fig. 4.6 b) (3 cm/h), se formaram somente duas falhas no pós-silicone, ambas constituindo o prolongamento de retroempurrão e empurrão de maiores rejeitos, R2 e E2. O aumento da espessura da camada de silicone também reduziu o número de falhas na unidade do pós-silicone. No modelo 7 (Fig. 4.6 c) (1 cm/h) formou-se apenas uma falha enquanto no modelo 8 (Fig. 4.6 d) (3 cm/h) nenhuma deformação rúptil é observada.

4.3.4 - A inversão com alta espessura das camadas pós-silicone; variação da velocidade de deformação e da espessura da camada de silicone, série 3 – modelos 9, 10, 11 e 12

Nos modelos da série 3 (Fig. 4.7), a deformação rúptil abaixo da camada de silicone foi, novamente, parecida com a do modelo 4. No entanto, o maior peso do pós-silicone causou, no geral, um menor rejeito das falhas, especialmente do retroempurrão R2. Este fato é bem visível nos modelos 9 (Fig. 4.7 a) e 10 (Fig. 4.7 b), nos quais R2 não chega nem à base da camada de silicone. É interessante observar que, no modelo 9, o retroempurrão R1 foi substituído por outro, denominado R3, em posição intermediária em relação a R1 e R2. R1 volta aparecer no modelo 10, mas desaparece novamente nos modelos 11 e 12 (Figs. 4.7 c e d). A deformação rúptil no pós-silicone é sutil e se manifesta apenas nos dois modelos de baixa velocidade de reativação (1 cm/h, modelos 9 e 11). Nota-se ainda que, nos dois casos, a principal deformação rúptil se manifesta por um empurrão com vergência contrária ao esforço compressivo, que se formou junto à parede móvel, portanto, distante da bacia.

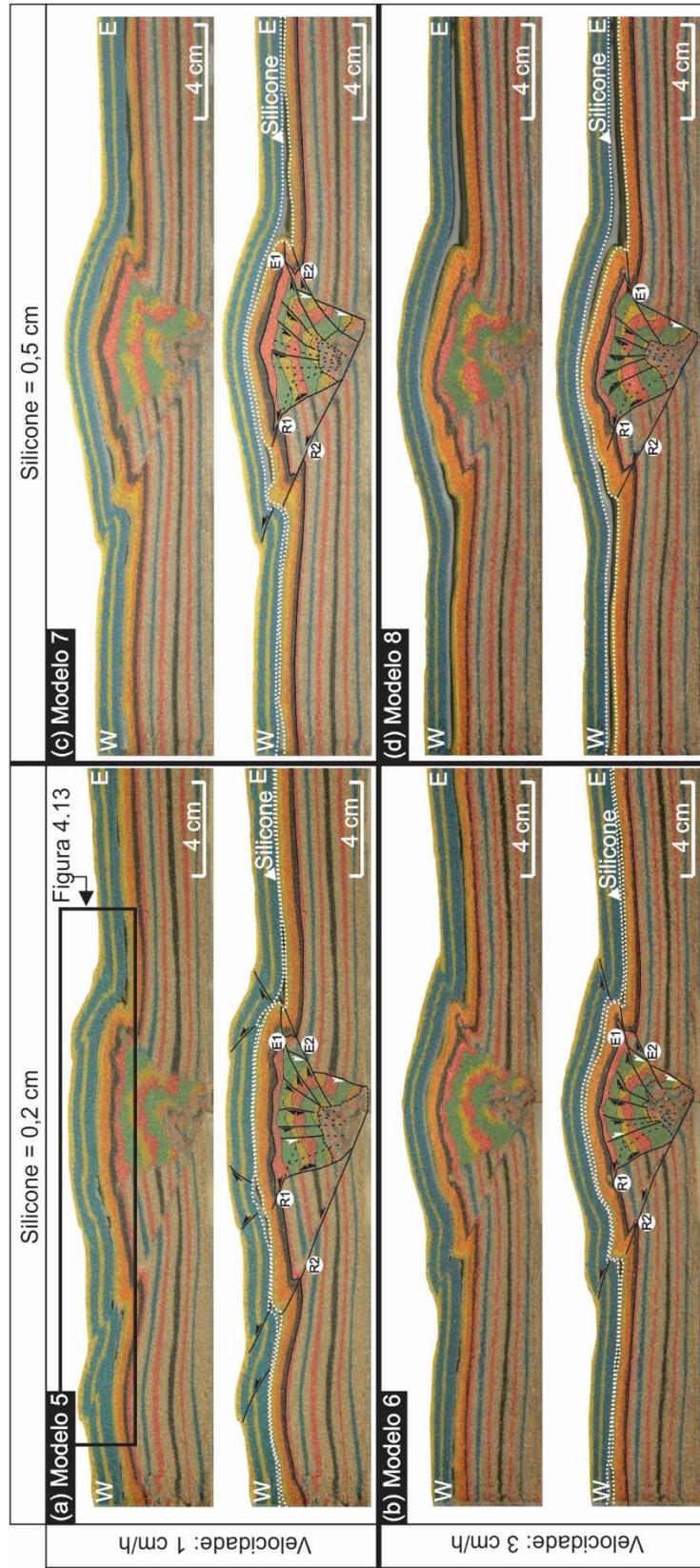


Figura 4.6. Seções centrais dos modelos da série 2, de baixa espessura da cobertura, sem e com interpretação da cobertura, nos quais se compara a velocidade de deformação (entre os experimentos da mesma coluna) e a variação da espessura da camada de silicone (entre colunas). E1 e E2 = falhas de empurrão; R1 e R2 = falhas de retroempurrão. As setas brancas indicam falhas normais da primeira fase de deformação, não reativadas, as setas pretas, com duas cabeças, falhas normais reativadas, e, com uma, o sentido de movimento da capa de falhas de empurrão, novas. Uma linha tracejada fina contorna a sequência pré-rifte, e, as mais grossas, indicam falhas ambíguas cuja posição e/ou cinemática não é certa.

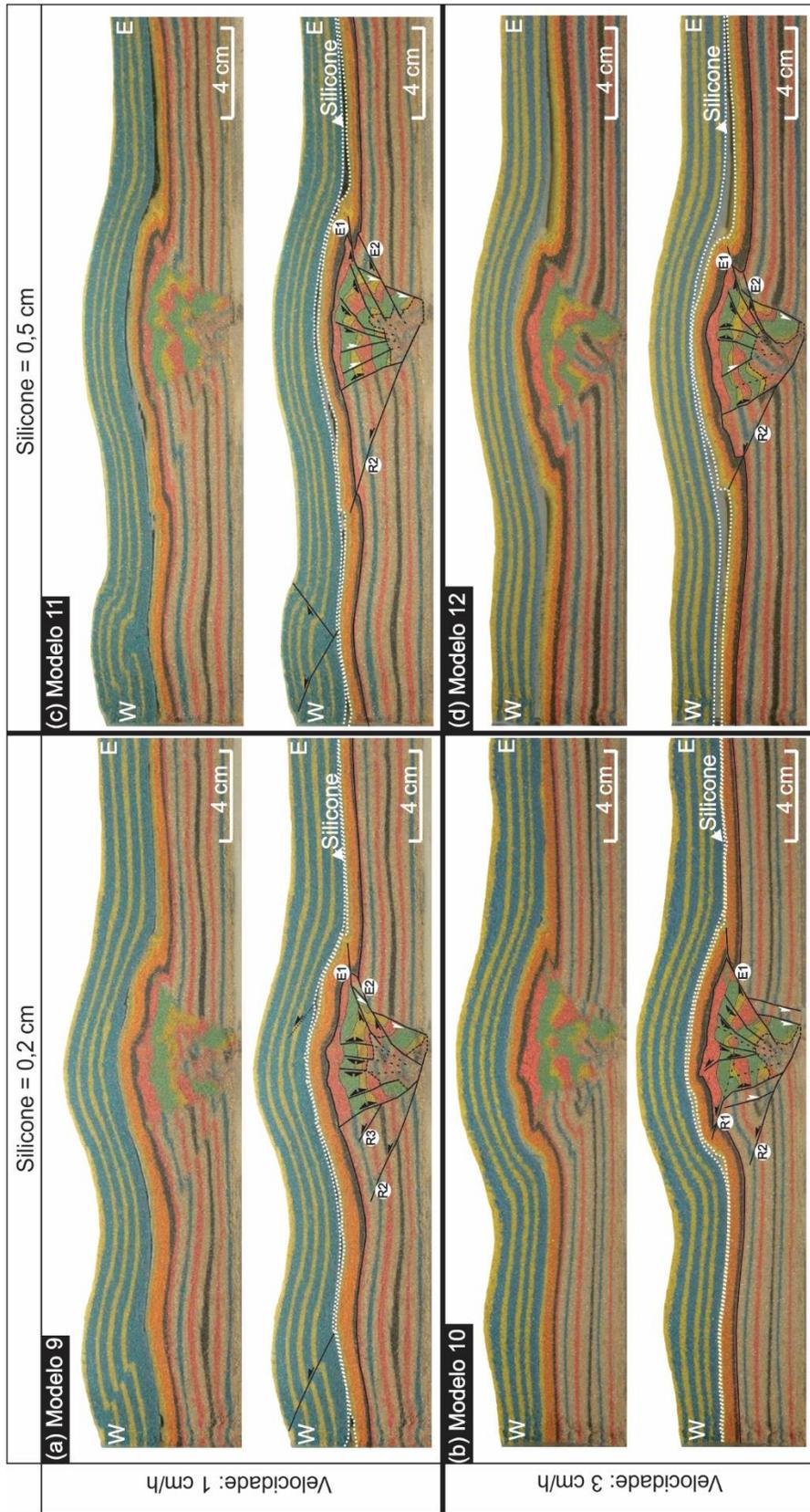


Figura 4.7. Seções centrais dos modelos da série 3, de elevada espessura da cobertura, sem e com interpretação, nos quais se compara a velocidade de deformação (entre os experimentos da mesma coluna) e a variação da espessura da camada de silicone (entre colunas). E1 e E2 = falhas de empurrão; R1 e R2 = falhas normais indicam falhas normais da primeira fase de deformação, não reativadas, as setas pretas, com duas cabeças, falhas normais reativadas, e, com uma, o sentido de movimento da capa de falhas de empurrão, novas. Uma linha tracejada fina contorna a sequência pré-rifte, e, as mais grossas, indicam falhas ambíguas cuja posição e/ou cinemática não é certa.

4.3.5 - A inversão com baixa espessura das camadas pós-silicone; velocidade de deformação intermediária (2 cm/h) e espessura da camada de silicone de 1 cm (mais elevada) – modelo 13

No modelo 13 (Fig. 4.8), formou-se no pós-silicone somente uma falha e percebe-se que ocorreu um fluxo significativo do silicone. Observam-se afinamento e espessamento da camada, na região da crista e nos flancos da estrutura antiformal respectivamente, assim como a injeção do silicone ao longo da falha de empurrão. Observa-se que a falha E1, da borda leste, apesar do também elevado rejeito, não se estende ao pós-rifte.

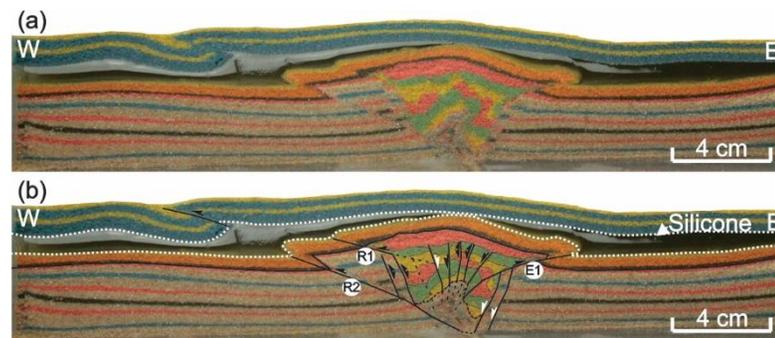


Figura 4.8. Seção central do modelo 13, caracterizado pela espessura maior da camada de silicone, de 1 cm, intercalada na unidade pós-rifte, (a) sem e (b) com interpretação. E1 e E2 = falhas de empurrão; R1 e R2 = falhas de retroempurrão. As setas brancas indicam falhas normais da primeira fase de deformação, não reativadas, as setas pretas, com duas cabeças, falhas normais reativadas, e, com uma, o sentido de movimento da capa de falhas de empurrão, novas. Uma linha tracejada fina contorna a sequência pré-rifte, e, as mais grossas, indicam falhas ambíguas cuja posição e/ou cinemática não é certa.

4.3.6 - Extensão assimétrica; baixa espessura das camadas pós-silicone e silicone; velocidade de deformação intermediária (2 cm/h) – modelo 14

O modelo 14 (Fig. 4.9), no qual extensão e inversão ocorreram pelo mesmo bloco (oeste) observa-se uma estruturação menos complexa do que nos modelos anteriores. Apesar de ocorrerem as mesmas estruturas de inversão que caracterizam os modelos 3 a 13: o empurrão E1, dois retroempurrões R1 e R2, a ejeção de um bloco de falhas na região centro-leste, indicando reativação de falhas normais, assim como a flexão antiformal da bacia e seu entorno, é possível ainda reconhecer as falhas normais do *hemi-graben* da fase extensional (Fig. 4.9 a). Estas, se dispõem de forma escalonada e mergulhantes no sentido oeste. A configuração do *hemi-graben* conduziu, durante a inversão, a um menor encurtamento do pré-rifte assim como à ascensão pequena deste ao longo do retroempurrão (Figs. 4.9 b e c).

4.3.7 - Descolamento basal dúctil; baixa espessura das camadas pós-silicone e silicone; velocidade de deformação baixa (1 cm/h) – modelo 15

No modelo 15 (Fig. 4.10), a camada basal de silicone de 0,5 cm de espessura (posicionada acima da folha de plástico rígida) produziu tanto no interior da bacia quanto no pós-silicone uma estruturação

diferente em relação a todos os modelos anteriores. A inversão, neste modelo, acarretou a rotação de toda a bacia no sentido anti-horário em decorrência do movimento da placa, basal, sob a camada de silicone. Neste processo, o pré-rifte, sob a bacia, sofreu encurtamento menor do que o dos outros modelos e o espessamento do silicone contribuiu para a ascensão da bacia ao longo do retroempurrão, R2.

Notáveis ainda são a falha de borda leste, de geometria levemente curva, e o empurrão E1, que corta a bacia na sua região central. Este, ao contrário dos experimentos anteriores não causou o transporte da bacia no sentido da vergência tectônica, mas, apesar da baixa velocidade de reativação (1 cm/h) e da pequena espessura do pós-silicone, neste modelo, constitui a única falha cujo deslocamento permitiu sua propagação até o topo do pacote estratigráfico.

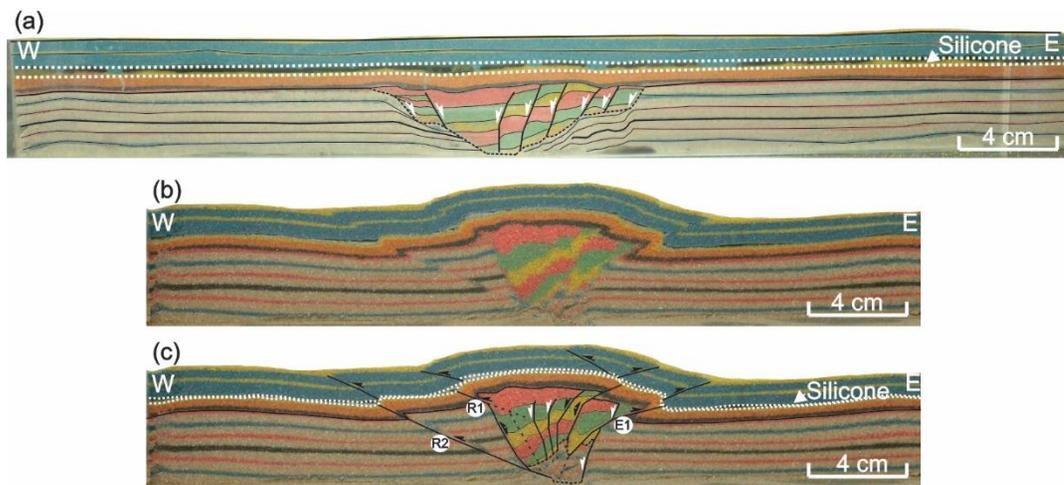


Figura 4.9. Seções do modelo 14, bacia assimétrica, (a) ao final da extensão e (b) e (c) ao final da inversão, sem e com interpretação, respectivamente. E1 e E2 = falhas de empurrão; R1 e R2 = falhas de retroempurrão. As setas brancas indicam falhas normais da primeira fase de deformação, não reativadas, as setas pretas, com duas cabeças, falhas normais reativadas, e, com uma, o sentido de movimento da capa de falhas de empurrão, novas. Uma linha tracejada fina contorna a sequência pré-rifte, e, as mais grossas, indicam falhas ambíguas cuja posição e/ou cinemática não é certa.

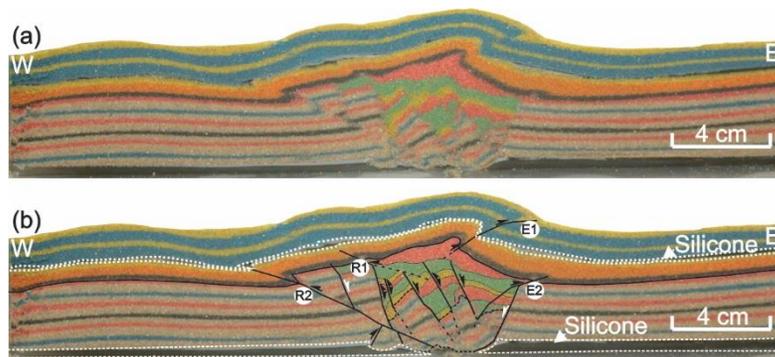


Figura 4.10. Seção central do modelo 15, caracterizado por uma camada basal de silicone de 0,5 cm de espessura, (a) sem e (b) com interpretação. E1 e E2 = falhas de empurrão; R1 e R2 = falhas de retroempurrão. As setas brancas indicam falhas normais da primeira fase de deformação, não reativadas, as setas pretas, com duas cabeças, falhas normais reativadas, e, com uma, o sentido de movimento da capa de falhas de empurrão, novas. Uma linha tracejada fina contorna a sequência pré-rifte, e, as mais grossas, indicam falhas ambíguas cuja posição e/ou cinemática não é certa.

4.4. - DISCUSSÃO

4.4.1 - A deformação nas unidades do pré- e pós-silicone

A análise comparativa dos experimentos se baseia, em especial, nos modelos das séries 2 e 3 cujas condições de contorno são iguais, mudando apenas as três variáveis: velocidade de deformação e espessuras da camada de silicone e da unidade pós-silicone. À parte, se comparam os modelos 13 e 4, 14 e 4 assim como 15 e 5, com foco na variação da espessura da camada de silicone, na geometria da bacia, assimétrica x simétrica, e no tipo de descolamento basal, dúctil x rúptil, respectivamente.

Em todos os experimentos, a inversão positiva de 5,5 cm (91 %) gerou forte encurtamento do pré- e sin-rifte da bacia, cuja transmissão à unidade pós-silicone, no entanto, variou. No interior da bacia, formaram-se novas falhas compressivas e espessamento de camadas por fluxo de grãos como descrito por Koyi (1995), Adams *et al.* (2005) e Gomes (2013). O processo de espessamento acarretou a reativação de falhas normais de alto ângulo, mais evidente naquelas da porção central da bacia, e consequente espessamento da bacia na vertical.

Brun & Nalpas (1996) mostraram experimentalmente que em compressões ortogonais (com $\alpha = 90^\circ$), falhas normais não são reativadas e a deformação é acomodada por falhas reversas. A reativação só ocorreria em compressões oblíquas, com $\alpha \leq 45^\circ$. Diferente destes autores, Del Ventisette *et al.* (2006) produziram a reativação de falhas, em uma inversão com $\alpha = 90^\circ$, propondo que esta dependa do tipo de montagem do experimento. Os presentes experimentos confirmam esta sugestão, possivelmente, em função da alta magnitude de inversão que acarretou uma leve deformação rúptil-dúctil.

No pós-silicone dos presentes modelos se formaram flexões antiformais associadas ou não a falhas compressivas. O número de falhas no pós-silicone variou significativamente: diminuiu tanto com o aumento da velocidade de encurtamento quanto com as espessuras das unidades: da camada de silicone e do pós-silicone.

As séries 1, 2 e 3

Como já descrito na literatura (por exemplo, Bonini *et al.*, 2012), o aumento de espessura da camada de silicone produz, matematicamente (equação (1) e tabela 4.2), um decréscimo de seu *strength*: a camada de silicone se torna menos rígida, portanto, mais fluida. Nos modelos da série 2, nos quais a espessura da camada de silicone passa de $l_d = 0,2$ para $l_d = 0,5$ cm, modelos 5, 6 e 7, 8 respectivamente (Fig. 4.6), observa-se uma diminuição da deformação rúptil na cobertura. Resultado similar obtiveram Withjack & Callaway

(2000) em modelos nos quais a camada de silicone estava posicionada na base da sequência rifte. Sugere-se que isto aconteceu porque a camada de silicone espessa acomodou a deformação internamente, por fluxo. Desta forma, a transmissão dos esforços para a cobertura foi pequena reduzindo o acoplamento entre a deformação rúptil, acima e abaixo da camada de silicone.

Harvey & Stewart (1998) já descreveram a influência da espessura da camada de sal na deformação de sedimentos pós-sal na porção centro-norte da Bacia Channel (sul do Reino Unido). A bacia é constituída por falhas extensionais jurássico-cretáceas que foram reativadas durante compressões do Paleógeno/Neógeno (Lake & Karner, 1987; Chadwick, 1993). Dados sísmicos e mapas estruturais mostram que a espessura do sal cresce de leste para oeste e que pequenas sub-bacias (região Poxwell, Baía Weymouth e Baía Lyme) possuem diferentes estilos estruturais que foram relacionadas à variação da espessura do sal e consequentemente ao grau de acoplamento entre as estruturas de pré- e pós-sal.

O aumento da velocidade de deformação (v), produz um crescimento do *strength* do silicone (equação (1) e tabela 4.2) tornando-o mais rígido. No entanto, os modelos revelam novamente uma diminuição da deformação rúptil na cobertura. Formaram-se menos falhas na cobertura do modelo 6 e 8, submetido a uma alta velocidade (alto *strength* da camada), do que no modelo 5 e 7. Conclusão similar foi obtida por Nalpas *et al.* (1995) que, também, em modelos de inversão positiva, mostraram que uma velocidade de encurtamento maior ($v = 10$ cm/h) não transmitiu a deformação à cobertura, ao contrário da velocidade menor ($v = 0,1$ cm/h).

As medições dos comprimentos de base e altura do arqueamento antiformal sobre a bacia e o seu entorno (Fig. 4.11) revelam que o comprimento da base é maior no modelo 5 (menor velocidade de encurtamento) do que no modelo 6 (Fig. 4.11 a). Apesar da altura do arqueamento variar pouco (Fig. 4.11 b), esta apresenta a relação inversa. De forma mais sutil, registra-se o mesmo fato nos modelos 7 e 8. Percebe-se, assim, que os modelo 6 e 8, de maior velocidade de encurtamento, sofreram uma maior deformação no pré-silicone. Como o número de falhas diminuiu no pós-silicone dos modelos 6 e 8 sugere-se que a rigidez do silicone impediu a sua transmissão.

Os modelos da série 3 (Fig. 4.7), caracterizados por elevada espessura da cobertura (portanto, elevada tensão normal, σ_N , e alto *strength*, τ_c) (equação 2), causaram um comportamento similar. No entanto, o número de falhas no pós-rifte diminuiu e estas só ocorrem nos modelos 9 e 11. Sugere-se que, neste caso, somou-se aos efeitos descritos para os modelos da série 2, uma forte influência do peso da cobertura sobre a bacia durante a inversão. Este fato acarretou um aumento no fluxo do silicone que conduziu à formação de apenas uma falha nas proximidades da parede móvel. Vários autores já discutiram situações similares em modelos físicos e nos protótipos e concluíram que uma camada de sal no interior de uma sequência sin-rifte

age como um descolamento dúctil (por exemplo, Letouzey *et al.*, 1995; Del Ventisette *et al.*, 2006; Dooley *et al.*, 2015 e Ferrer *et al.*, 2017).

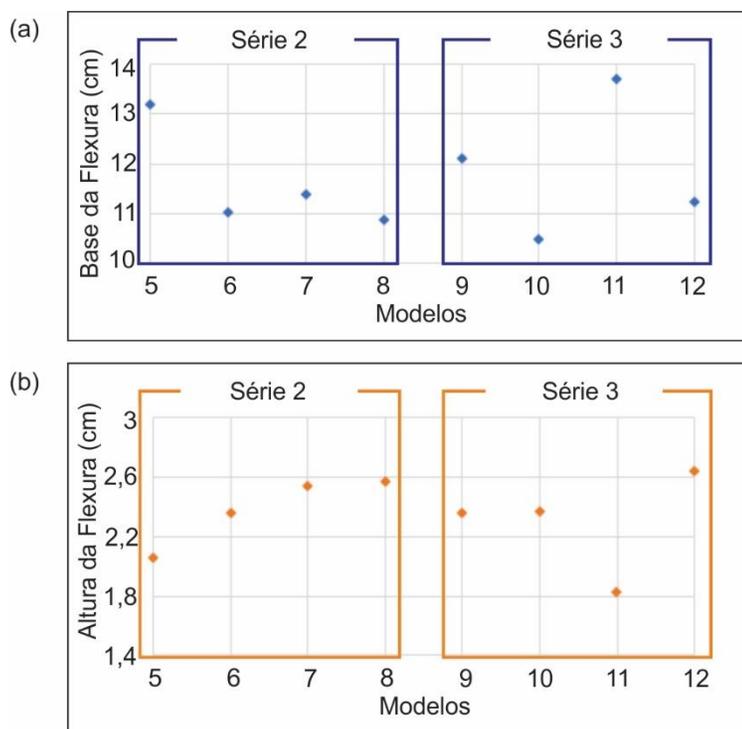


Figura 4.11. Medidas (a) do comprimento da base e (b) da altura da flexura antiformal dos modelos 5 a 12.

A análise das medições apresentadas na figura 4.11 confirma o comportamento do silicone dos modelos da série 2 uma vez que os comprimentos da base da flexão antiformal dos modelos 10 e 12 (submetidos a $v = 3$ cm/h) é novamente menor do que aqueles dos modelos 9 e 11 ($v = 1$ cm/h).

Na série 3, destaca-se o modelo 11 com o maior comprimento da base da flexão antiformal (e menor altura) entre todos os experimentos. O modelo 5, da série 2, exibe comportamento similar, mas apresenta medidas mais baixas. Assim, os modelos revelam a forte influência da espessura da cobertura, tanto sobre o número de falhas no pós-silicone quanto sobre a posição destas.

Os resultados dos presentes experimentos confirmam o estudo de Nalpas *et al.* (1995), apesar das diferenças na posição da camada de silicone, nas magnitudes de extensão menores (de 1,0 cm = 20% e 1,5 cm = 15%) e no encurtamento oblíquo. Nos experimentos em que o silicone foi introduzido no pré-rifte, os autores mostraram que em modelos com coberturas espessas e de alto *strength*, é difícil ocorrer o acoplamento da deformação ao contrário do que acontece em modelos com cobertura pouco espessa. Também revelaram que modelos com elevada espessura da camada de silicone, melhor observado no presente modelo 13, acarretam o desacoplamento da cobertura.

Os outros experimentos

Os modelos 13 e 4 que só diferem entre si pela espessura da camada de silicone, mais espessa no primeiro (1 cm), confirmam o papel da camada viscosa na deformação. Esta dificulta a transmissão dos esforços à cobertura como já demonstrado nos experimentos da série 2 e 3.

Nos riftes simétrico e assimétrico, modelos 4 e 14 respectivamente, destacam-se a menor complexidade estrutural do segundo, no domínio sin-rifte. No entanto, a variação na geometria da bacia, simétrica ou assimétrica, pouco influenciou a deformação do silicone e pós-silicone.

A comparação entre os modelos 5 e 15, com descolamento rúptil e dúctil respectivamente, confirmam observações anteriores, da literatura, de que as características mecânicas do descolamento basal tem um papel importante no controle da deformação (por exemplo, Allemand & Brun, 1991; Withjack & Callaway, 2000; Bahroudi *et al.*, 2003; Bonini *et al.*, 2012; entre outros). No modelo 5, o descolamento rúptil causou a formação de empurrões cuja cinemática causou uma rotação horária das regiões central e leste da bacia que foi intensificada pela ascensão da bacia ao longo do retroempurrão R2. Já, no modelo 15, o descolamento basal dúctil, de silicone, induziu a uma forte ascensão da bacia ao longo do retroempurrão em detrimento a um transporte sobre empurrões. Feições similares já foram reconhecidos por Cotton & Koyi (2000) e Costa & Vendeville (2002) que mostraram que um substrato rúptil produz empurrões do tipo *piggy-back* enquanto o descolamento dúctil não gera uma deformação sistemática ou vergência preferencial podendo, este último descolamento, ocorrer prioritariamente sobre um retroempurrão.

4.4.2 - A deformação da camada de silicone

Os experimentos do presente estudo sugerem para a inversão tectônica uma deformação do tipo *thick-skinned* como a sugerida por Hudec & Jackson (2002) para o Inner Kwanza Basin, Angola (Fig. 4.12). O soergimento da bacia e seu entorno conduziu a um deslizamento (gravitacional) do material viscoso e, em consequência, ao afinamento do silicone na crista da estrutura antiformal (representando uma cicatriz de sal), e ao seu espessamento nas charneiras sinformais ou sobre irregularidades do substrato. Acarretou, também, uma ligeira injeção do silicone ao longo de superfícies de falhas compressivas (Fig. 4.13). A magnitude de cada um destes processos foi influenciada pelas variáveis aqui examinadas, especialmente pelas espessuras da camada de silicone e da cobertura.

A injeção do silicone ao longo das falhas, que constitui uma feição comumente descrita em ambientes compressivos (por exemplo, Letouzey *et al.*, 1995), somente se manifestou de maneira

significativa no modelo 13, onde a camada de silicone era mais espessa (Fig. 4.13). Este fato sugere que a injeção do silicone ao longo de falhas compressivas seja influenciada pelo volume do material presente.

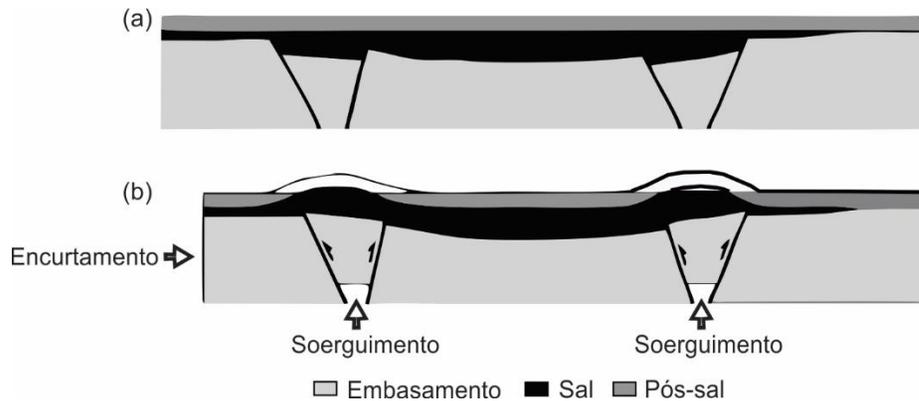


Figura 4.12. Representação esquemática da principal hipótese de Hudec & Jackson (2002) para o Inner Kwanza Basin, Angola, (a) antes e (b) após o encurtamento (modificado de Hudec & Jackson, 2002).

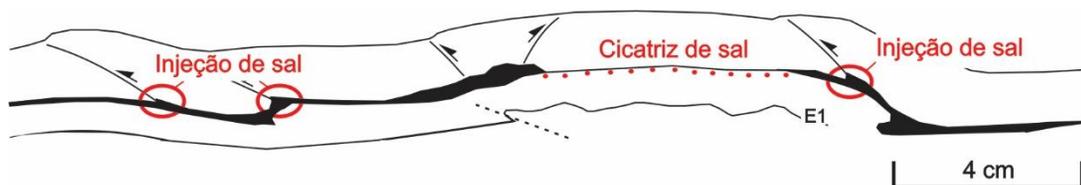


Figura 4.13. Desenho esquemático das unidades pós-rifte do modelo 5, exemplificando a ocorrência de uma cicatriz de sal e de pequenas injeções de sal ao longo de falhas compressivas.

4.4.3 - Exemplo natural

Bacia de Tucumán (Argentina)

Nas seções sísmicas da Bacia de Tucumán, interpretadas por Iaffa *et al.* (2011) (Fig. 4.14) observam-se feições rúpteis associados a uma sequência contendo evaporitos, similares aos modelos físicos do presente artigo.

A Bacia de Tucumán localiza-se na porção noroeste da Argentina (Fig. 4.14 a), local onde a deformação está correlacionada com a subducção da Placa de Nazca, na Placa Sul-Americana (Jordán *et al.*, 1983; Grier *et al.*, 1991). O processo de formação da bacia envolveu extensão crustal durante o Cretáceo, na direção W-E, resultando falhas extensionais com um *trend* predominante N-S. Durante o Mioceno-Quaternário ocorreram compressões na região, onde falhas normais pré-existentes, em alto ângulo, foram reativadas e outras de empurrão (com um *trend* predominante N-S), foram formadas (Grier *et al.*, 1991; Iaffa *et al.*, 2011; Kley *et al.*, 2005; Monaldi *et al.*, 2008).

Segundo Iaffa *et al.* (2011), a evolução deposicional da bacia envolveu uma sequência sin-rifte (Cretácea), composta por rochas sedimentares e vulcânicas do Subgrupo Pirgua. A sequência pós-rifte (Cretácea-Paleógena) compreende dois subgrupos, na base, o Balbuena, e no topo o Santa Bárbara. O primeiro subgrupo contém os evaporitos que ocorrem associados a arenitos, carbonatos cinzas e folhelhos negros. O segundo é composto basicamente por arenitos e siltitos. Os três subgrupos compõem o Grupo Salta (Marquillas *et al.*, 2005). Durante o Paleógeno-Neógeno a bacia ainda foi sobreposta por sequências sedimentares, compostas predominantemente por arenitos e folhelhos (Iaffa *et al.*, 2011).

A região de depocentro da bacia (Fig. 4.14 b), coincide com o local de máxima espessura da sedimentação pós-rifte, que inclui as sequências evaporítica e pós-evaporítica do Grupo Salta (Iaffa *et al.*, 2011). Nota-se, nesta região, que o arcabouço estrutural é composto exclusivamente por falhas normais do embasamento e que a unidade pós-sal não apresenta qualquer deformação rúptil. Esta situação assemelha-se àquela dos modelos 10 e 12, montados com um pós-rifte de elevada espessura (Figs. 4.7 b e d).

Na região centro-norte da bacia (Fig. 4.14 c), onde a profundidade é menor do que na seção anterior, a sequência sedimentar pós-rifte, não é tão espessa como no centro da bacia (Iaffa *et al.*, 2011). Observa-se que esta é uma região que compreende uma série de falhas reativadas, e uma alcançou a base do Subgrupo Santa Bárbara (pós-sal). Situação semelhante foi observada no modelo 14 (Fig. 4.9), apesar de que, neste, a falha reativada cortar por completo a sequência pós-sal.

Nas margens da Bacia de Tucumán (Figs. 4.14 d e e), a sequência sedimentar pós-rifte é ainda menos espessa, em relação às situações anteriores (Iaffa *et al.*, 2011). Na margem oeste (Fig. 4.14 d), observa-se, na seção sísmica, a junção de falhas de empurrão com uma falha extensional, que segundo os autores, sugere uma ligeira reativação desta última. Na margem leste (Fig. 4.14 e), notam-se várias falhas de empurrão que chegam a cortar por completo a sequência pós-rifte da bacia. Apesar da falha de empurrão, na margem oeste (Fig. 4.14 d), não ter um rejeito significativo, como aquelas da margem leste, sugere-se que a transmissão da deformação para a unidade pós-sal, em ambos os casos, foi favorecida pela baixa espessura da sequência pós-rifte, como nos modelos 4, 5, 6 e 14.

4.5 - CONCLUSÕES

Os experimentos de inversão tectônica positiva mostram que modelos físicos nos quais uma camada de silicone (sal) é posicionada no pós-rifte geram uma estruturação diferente daquela na qual o silicone se encontra na sequência sin-rifte. Nesta última, o silicone é aprisionado no interior da sequência sin-rifte acarretando forte espessamento e consequente ejeção ao longo de falhas novas compressivas (Del Ventisette *et al.*, 2005). Já nos presentes modelos, a posição do silicone acima da sequência sin-rifte causou um

processo inverso: ocorreu deslizamento gravitacional decorrente da ascensão da bacia invertida e feições de fluxo do silicone mais brandas. Como resultado ocorreu um afinamento da camada de silicone nas porções mais elevadas e espessamento e injeção do material viscoso ao longo de falhas reversas. Independente da geometria da bacia, simétrica ou assimétrica, ou da presença ou não de um descolamento basal dúctil (modelos 14 e 15), o processo de deslizamento gravitacional evoluiu a partir do arqueamento da bacia e de seu entorno resultante do encurtamento que foi acomodado conjuntamente por embasamento e sequências sin- e pós-rifte.

No pós-silicone, observou-se significativa deformação rúptil, acoplada, apenas naqueles modelos nos quais os parâmetros espessura das camadas de silicone e pós-silicone e velocidade de encurtamento eram muito reduzidos. O aumento da velocidade de deformação causou, entre os parâmetros analisados, o menor grau de acoplamento entre as estruturas pré- e pós-silicone. Já o aumento das espessuras de silicone e pós-silicone mostraram constituir forte redutor da transmissão dos esforços. No entanto, o crescimento da tensão normal que acompanha o crescimento da espessura do pós-silicone, mostrou acarretar fluxo mais intenso do material viscoso e uma deformação rúptil distante da bacia. Assim, a análise dos parâmetros, espessura das camadas de silicone e pós-silicone e velocidade de deformação, confirmou os resultados obtidos em estudos anteriores, de extensão, nos quais se posicionou a camada viscosa no interior da sequência sin-rifte (Vendeville *et al.*, 1995; Withjack & Callaway, 2000).

No interior da bacia, a forte compressão causou reativação de falhas normais e formação de novas falhas compressivas. Estas, quando caracterizadas por rejeitos mais elevados se estenderam ao pós-silicone, condição, esta, apenas observada entre as falhas normais reativadas no modelo 14. Feições similares relativas à formação de falhas compressivas no pós-rifte podem ser observadas na Bacia de Tucumán (Argentina).²

² **Agradecimentos:** À CAPES, pela concessão da bolsa de mestrado.

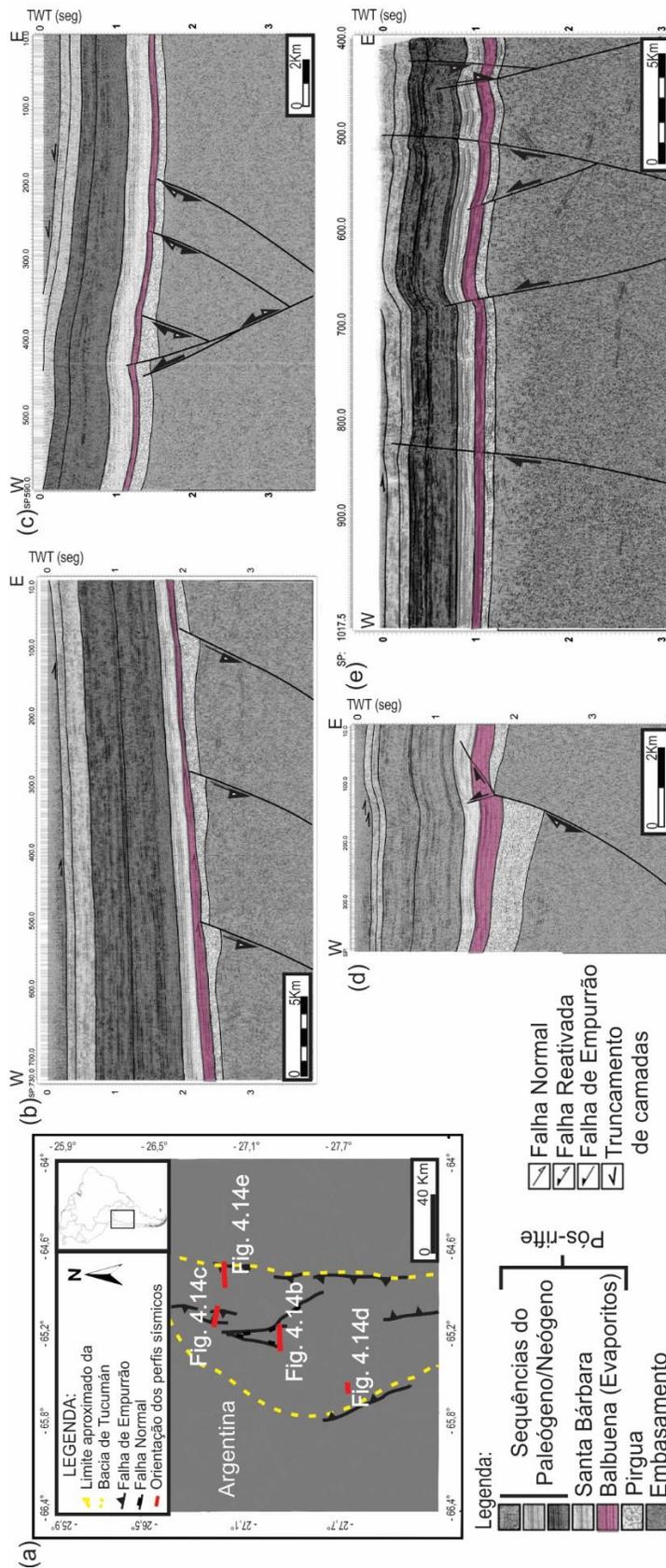


Figura 4.14. (a) Mapa geológico simplificado com as posições das seções sísmicas; seções sísmicas interpretadas para, (b) o depocentro; (c) porção centro-norte; e as margens (d) oeste; e (e) leste da bacia. A sequência delimitada em rosa, representa aquela que compreende os evaporitos do pós-rifte. Mapa e seções sísmicas modificados de Jaffa *et al.* (2011).

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Os experimentos de inversão tectônica positiva mostram que modelos físicos nos quais uma camada de silicone (sal) é posicionada no pós-rifte geram uma estruturação diferente daquela na qual o silicone se encontra na sequência sin-rifte (por exemplo, Nalpas *et al.*, 1995 e Del Ventisette *et al.*, 2006). Nesta última, o silicone é aprisionado no interior da sequência sin-rifte acarretando forte espessamento e eventualmente ejeção ao longo de falhas novas, compressivas. Já, nos presentes modelos, a posição do silicone acima do sin-rifte causou um processo inverso: ocorreu um processo de deslizamento gravitacional decorrente da ascensão da bacia invertida que conduziu a feições de fluxo do silicone mais brandas. Resultaram afinamento da camada de silicone nas porções mais elevadas e espessamento e injeção do material viscoso ao longo de falhas reversas. Independente da geometria da bacia, simétrica ou assimétrica, ou da presença ou não de um descolamento basal dúctil (modelos 14 e 15), o processo de deslizamento gravitacional evoluiu a partir do arqueamento da bacia e de seu entorno resultante do encurtamento que foi acomodado conjuntamente por embasamento e sequências sin- e pós-rifte.

Além disto, os resultados experimentais confirmam que:

(1) Espessura do silicone: Quanto menor a espessura da camada dúctil, maior é o seu *strength* e maior é o acoplamento entre as estruturas pré- e pós-silicone. A espessura elevada do silicone acomodou a deformação, por fluxo, dificultando a transmissão dos esforços à cobertura, e por isso, produziu uma deformação desacoplada.

(2) Espessura do pós-silicone: Quanto menor a espessura do pós-silicone menor é a tensão normal, σ_N , e o *strength*, τ_r . Desta forma, a transmissão da deformação à cobertura ocorreu com maior facilidade, produzindo uma deformação acoplada. A elevada espessura, acarretou, entre outros, um aumento no fluxo do silicone que conduziu ao deslocamento de falhas para as proximidades da parede móvel, induzindo assim uma deformação desacoplada.

(3) Velocidade de encurtamento: Quanto menor a velocidade, menor é o *strength* da camada dúctil, e maior é a deformação rúptil na unidade pós-silicone. O aumento da velocidade de encurtamento, significou a redução da transmissão da deformação à cobertura.

(4) Magnitude de encurtamento: Somente uma alta magnitude de inversão gerou estruturas rúpteis no pós-silicone. Até 50 % de inversão, a deformação rúptil não foi transmitida ao pós-silicone, ocorrendo a

reativação de falhas normais pré-existentes e a formação de falhas compressivas apenas na sequência sin-rifte.

O efeito da espessura do silicone (simulando sal) e do pós-silicone sobre a transmissão dos esforços ao pós-silicone, causando neste uma deformação acoplada ou desacoplada, foi confirmado pelo exemplo natural da Bacia de Tucumán (Argentina).

Referências Bibliográficas

- Adams J., Urai J. L., Wieneke B., Oncken O., Pfeiffer K., Kukowski N., Lohrmann J., Hoth S., Van der Zee Y, Schmatz J. 2005. Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting-new insights from granular-flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques. *Journal of Structural Geology*, **27**(2): 283–301.
- Allemand P. & Brun J. P. 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, **188**(1-2): 63-69.
- Almeida G. M. S. 2017. Modelos físicos de uma bacia invertida como foco nas estruturas do pós-sal. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 1–66.
- Anderson E. M. 1951. The dynamics of faulting (Oliver and Boyd, Edinburgh). *G. C. Onyedim and JW Norman*, 193.
- Assumpção M. 1992. The Regional Intraplate Stress Field in South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**(B8): 11889-11903.
- Assumpção M. 1998. Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(1): 160–169.
- Bahroudi A., Koyi H. A., Talbot C. J. 2003. Effect of ductile and frictional décollements on style of extension. *Journal of Structural Geology*, **25**(9): 1401-1423.
- Bally A. W., Bernoulli D., Davis G. A. & Montadert L. 1981. Listric normal faults. *Oceanologica Acta, 26th International Geological Congress, Paris*, 87-101.
- Bonini M. 2001. Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle-ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**(B2): 2291–2311.
- Bonini M., Sani F., Antonielli B. 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults. *Tectonophysics*, **522**: 55-88.
- Brun J. P. & Fort X. 2011. Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. *Marine and Petroleum Geology*, **28**: 1123-1145.
- Brun J. P. & Nalpas T. 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, **15**(3): 677–687.
- Cadell H. M. 1889. Experimental researches in mountain building. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, **35**(1): 337–360.
- Carvalho T. S. 2017. *Cinemática e Geometria de Camadas Rúpteis e Dúcteis Sobre um Sistema de Falhas Normais Reativado: Observações a Partir de Modelos Físicos de Caixa de Areia*, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 68p.
- Carvalho T. S., Gomes C. J. S., Araújo M. N. C. submetido. Physical models of two-phase experimental basins and comparison with natural examples. *Marine and Petroleum Geology*.
- Chadwick R. A. 1993. Aspects of basin inversion in southern Britain. *Journal of the Geological Society*, **150**(2): 311-322.
- Cobbold P. R., Meisling K., Mount, V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil : *AAPG Bulletin*, **85**(11): 1925-1944.
- Cooper M. A., Williams G. D., de Graciansky P. C., Murphy R. W., Needham T., de Paor D., Stoneley R., Todd S. P., Turner J. P., Ziegler P. A.. 1989. Inversion tectonics — a discussion. In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics*, 44. Geological Society of London Special Publication, pp. 335–347.
- Costa E. & Vendeville B. C. 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology*, **24**(11): 1729–1739.
- Cotton J. T. & Koyi H. A. 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, **112**(3): 351–363.
- Daubrée A. 1879. Etudes synthétiques de géologie expérimentale. (Vol. 2). Dunod.
- Del Ventisette C., Montanari D., Bonini M., Sani F. 2005. Positive fault inversion triggering “intrusive diapirism”: an analogue modelling perspective. *Terra Nova*, **17**(5): 478-485.

- Del Ventisette C., Montanari D., Sani F., Bonini M. 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *Journal of Structural Geology*, **28**(11): 2067-2083.
- Dennis J. G. 1967. *International tectonic dictionary: English terminology*. American Association of Petroleum Geologists. 196p.
- Dooley T. P., Jackson M. P. A., Jackson C. A. L., Hudec M. R., Rodriguez C. R. 2015. Enigmatic structures within salt walls of the Santos Basin Part 2: Mechanical explanation from physical modelling. *Journal of Structural Geology*, **75**: 163-187.
- Dooley T. P., McClay K. R., Hempton M., Smit D. 2005. Salt tectonics above complex basement extensional fault systems: results from analogue modelling. In: *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, **6**(1): 1631-1648.
- Favre A. 1878. Archives des Sciences Physiques et Naturelles, No. 246.
- Ferrer O., McClay K. R., Sellier N. C. 2017. Influence of fault geometries and mechanical anisotropies on the growth and inversion of hanging-wall synclinal basins: insights from sandbox models and natural examples. *Geological Society, London, Special Publications*, **439**(1): 487-509.
- Fetter M., Lima C., Silva A., Machado Jr., Castro D., Adams T. 2002. Interaction between salt related extension and basement strike-slip reactivation in Northern Campos Basin. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2002. *Society of Exploration Geophysicists*. 2413-2416.
- Fetter M. 2009. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. *Marine and Petroleum Geology*, **26**(6): 873-886.
- Fossen H. 2012. *Geologia estrutural*. Tradução: Fábio R. D. de Andrade, São Paulo: Oficina de Textos, p. 421-492.
- Gibbs A. D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. geol. Soc. London*, **141**: 609-620.
- Gomes C. J. S. 2013. Investigating new materials in the context of analog-physical models. *Journal of Structural Geology*, **46**: 158-166.
- Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S. 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics*, **538**: 1-66.
- Grier M. E., Salfity J. A., Allmendinger R. W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**(4): 351-372.
- Hailemariam H. & Mulugeta G. 1998. Temperature-dependent rheology of bouncing putties used as rock analogs. *Tectonophysics*, **294**: 131-141.
- Hall J. Sir. 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, **7**: 79-108.
- Harvey M. J. & Stewart, S. A. 1998. Influence of salt on the structural evolution of the Channel Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, **133**(1): 241-266.
- Hasui Y. 2012. Tectônica de placas. In: Hasui Y., Carneiro C. D. R., De Almeida F. F. M., Bartorelli A. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, **5**: 75 - 76.
- Hubbert M. K. 1937. Theory of scale as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, **48**(10): 1459-1520.
- Hudec M. R. e Jackson M. P. A. 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society of America Bulletin*, **114**(10): 1222-1244.
- Hudec M. R. & Jackson M. P. A. 2007, Terra infirma; understanding salt tectonics. *Earth - Science Reviews*, **82**: 1 - 28.
- Iaffa D. N., Sàbat F., Bello D., Ferrer O., Mon R., Gutierrez A. A. 2011. Tectonic inversion in a segmented foreland basin from extensional to piggy back settings: The Tucumán basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**(4), 457-474.
- Jackson M. P. A. & Vendeville B. C. 1994. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, **106**(1): 57-73.

- Jackson M. P. A. 1995. Retrospective salt tectonics. In: Jackson, M. P. A., Roberts D. and Snelson S. (eds), Salt tectonics: a global perspective. AAPG Memoir, **65**: 1–28.
- Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, **94**(3): 341-361.
- Kley J, Rossello E. A., Monaldi C. R., Habighorst B. 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics*, **399**(1-4): 155–172.
- Koyi, H. A. 1995. Mode of internal deformation in sand wedges. *Journal of Structural Geology*, **17**(2): 293-300.
- Koyi H. A. & Petersen K. 1993. Influence of basement faults on the development of salt structures in the Danish Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **10**(2): 82–94.
- Koyi H. 1997. Analogue modelling: from a qualitative to a quantitative technique - A historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, vol. **20**(2): 223–238.
- Lake S. D. & Karner G. D. 1987. The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. *Tectonophysics*, **137**(1-4): 347-378.
- Letouzey J., Colletta B., Vially R., Chermette J. C. 1995. Evolution of Salt-Related Structures in Compressional Settings. In: Jackson M. P. A., Roberts D. G., Snelson S. Salt tectonics: a global perspective. AAPG Memoir, **65**: 41-60.
- Lima C. 2003. Ongoing compression across South American plate: observations, numerical modelling and some implications for petroleum geology. From: AMEEN, M. (ed.) Fracture and In-Situ Stress Characterization of Hydrocarbon Reservoirs. *Geological Society, London, Special Publications*, **209**: 87-100.
- Lima C., Nascimento E., Assumpção M. 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophysics Journal*, **130**: 112-124.
- Loczy L. & Ladeira E. A. 1976. Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica. Edgard Blücher, São Paulo, 528p.
- Luján M., Storti F., Rosseti F., Crespo-Blanc A. 2006. Extrusion vs. accretion at the frictional–viscous decollement transition in experimental thrust wedges: the role of convergence velocity. *Terra Nova*, **18**(4): 241–247.
- Marquillas R. A., Del Papa C., Sabino I. F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, **94**(1): 94–113.
- McClay K. R. 1989. Analogue models of inversion tectonics. *Geological Society Special Publications*, **44**: 41 - 59.
- McClay K. R. 1990. Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analogue model studies. *Marine and Petroleum Geology*, **7**: 206-233.
- McClay K. R., Dooley T., Whitehouse P., Mills M. 2002. 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *AAPG Bulletin*, **86**: 935-959.
- McClay K. R. & Ellis P. G. 1987. Analogue models of extensional faults geometries. *Geological Society, London, Special Publication*, **28**(1): 109-125.
- McKenzie D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins: Earth and Planetary Science Letters, **40**: 25-32.
- Milani E. J., Rangel H. D., Bueno G. V., Stica J. M., Winter W. R., Caixeta J. M., Neto O. C. P. 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas; Introdução, **15**(2): 183-205.
- Mohriak W. U., Szatmari P., Anjos S. M. C. 2008. Sedimentação de evaporitos. In: Mohriak W. U., Szatman P., Anjos S. M. C. Sal: Geologia e Tectônica. Beca Edições Ltda, São Paulo, p. 64–89.
- Mohriak W. U. 2012. Tectônica de placas. In: Hasui Y., Carneiro C. D. R., De Almeida F. F. M., Bartorelli A. Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, **5**: 466-495.
- Mohriak, W. U., Szatmari, P., Anjos, S. M. C. 2012. Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context. *Geological Society, London, Special Publications*, **363**(1): 131-158.

- Monaldi C. R., Salfity J. A., Kley J. 2008. Preserved extensional structures in an inverted Cretaceous rift basin, northwestern Argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. *Tectonics*, **27**(1): 1–21.
- Nalpas T. e Brun J. P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, **228**(3-4): 349-362.
- Nalpas T., Douaran S. L., Brun J. P., Unternehr P., Richert J. P. 1995. Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sedimentary Geology*, **95**(3-4): 237–250.
- Palagi P. R. 2008. Evaporitos no Brasil e na América do Sul, Sal: Geologia e Tectônica. Beca Edições Ltda, São Paulo, p. 189–206.
- Peacock D. C. P., Knipe R. J., Sanderson D. J. 2000. Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, **22**: 291-305.
- Pichot T. & Nalpas T. 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels: analogue modelling. *Tectonophysics*, **473**(3-4): 466–475.
- Pluijm B. A. V. D. & Marshak S. 2004. Earth Structure. London: Norton & Company, p. 385 - 389.
- Quirk D. G., Schødt N., Lassen B., Ings S. J., Dan Hsu, Hirsch K. K. and Von Nicolai C. 2012. Salt tectonics on passive margins: examples from Santos, Campos and Kwanza basins. *Geological Society, London, Special Publications*, **363**: 207-244.
- Ramberg H. 1967. Model experimentation of the Effect of Gravity on Tectonic Processes. *Geophys. J. R. astro. Soc.*, **14**: 307 – 329.
- Ranalli G. 2001. Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, **32**: 65 - 76.
- Rowan M. G. 1995. Structural styles and evolution of allochthonous salt, central Louisiana outer shelf and upper slope, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, **65**: 199-228.
- Rowan M. G., Peel F. J., Vendeville B. C. 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. AAPG Memoir, **82**: 157-182.
- Schardt H. 1884. Geological studies in the Pays-D'Enhant Vaudois. *Bull. de le SOC. Vaudois des Sci. Nat.*, xx, 143 – 146.
- Soto R., Casas-Sainzw A. M., Del Rio P. 2007. Geometry of half-grabens containing amid-level viscous décollement. *Basin Research*, **19**(3): 437–450.
- Tingay M. 2005. State and Origin of Present-Day Stress Fields in Sedimentary Basins in Rod Lovibond (ed), Australian Society of Exploration Geophysicists, 20th International Conference and Exhibition.
- Twiss R. J. & Moores E. M. 1992. Structural Geology. New York, W.H. Freeman and Company, p. 77.
- Vendeville B. C., Cobbold P.R., Davy P., Brun J. P., Choukroune P. 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. *Geological Society, London, Special Publication*, **28**(1): 95-107.
- Vendeville B. C., Ge H., Jackson M. P. A. 1995. Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. *Petroleum Geoscience*, **1**(2): 179 -183.
- Vendeville B. C. & Jackson M. P. A. 1992. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, **9**(4): 354 – 371.
- Ville L. 1856. Notice g.ologique 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.
- Warren J. K. 1989. Evaporite sedimentology: importance in hydrocarbon. Englewood Cliffs, N. J. Prentice Hall, p. 285.
- Weijermars R. 1986. Flow Behaviour and Physical Chemistry of Bouncing Putties and Related Polymers in View of Tectonic Laboratory Applications. *Tectonophysics*, **124**: 325 - 358.
- Weijermars R., Jackson M. P. A., Vendeville B. C. 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, **217**(1-2): 143-174.
- Wernicke B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**(1): 108–125.

- Williams G. D., Powell C. M., Cooper M. A. 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics*, 44. *Geological Society of London Special Publication*, pp. 17–39.
- Willis B. 1893. The mechanics of Appalachian structure. US Geological Survey *13th Annual Report, Part 2*, 211–282.
- Winter R.W., Jahnert R. J., França A. B. 2007. Bacia de Campos. In: *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15**(2): 511-529.
- Withjack M. O. & Callaway S. 2000. Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence. *AAPG Bulletin*, **84**(5): 627-651.
- Withjack M., Schlische R. W., Olsen P. E. 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. Sedimentation in Continental Rifts, *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, **73**: 57 – 81.
- Zalán P. V. 2012. Recursos Petrolíferos. In: Hasui Y., Carneiro C. D. R., De Almeida F. F. M., Bartorelli A. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, **5**: 833 - 837.
- Ziegler P. A. 1987. Compressional intra-plate tectonics in the Alpine foreland, *Tectonophysics*, **137**: 389 – 420.

Apêndice

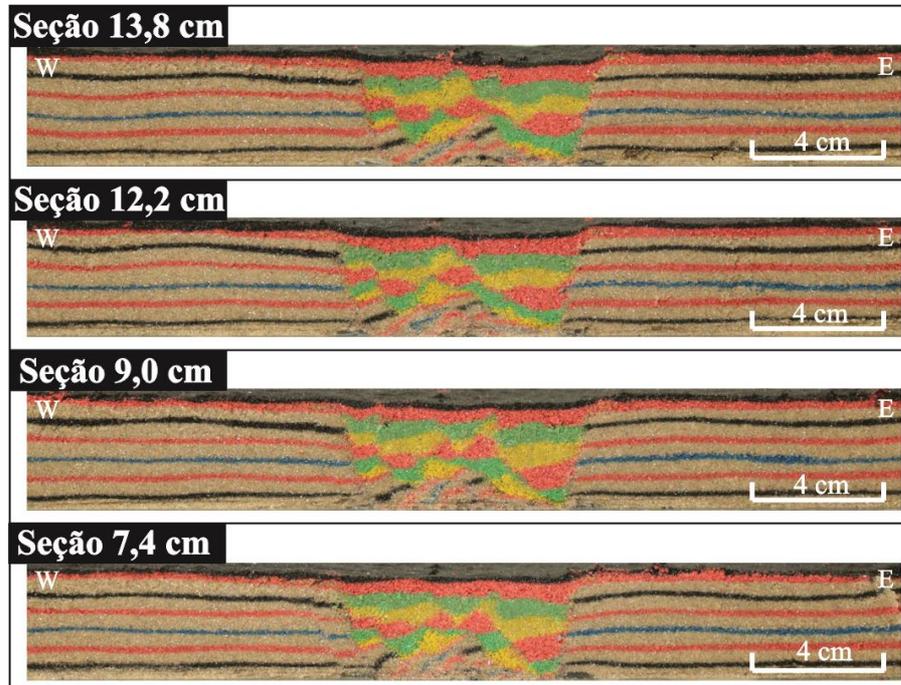


Figura I.1 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 1.

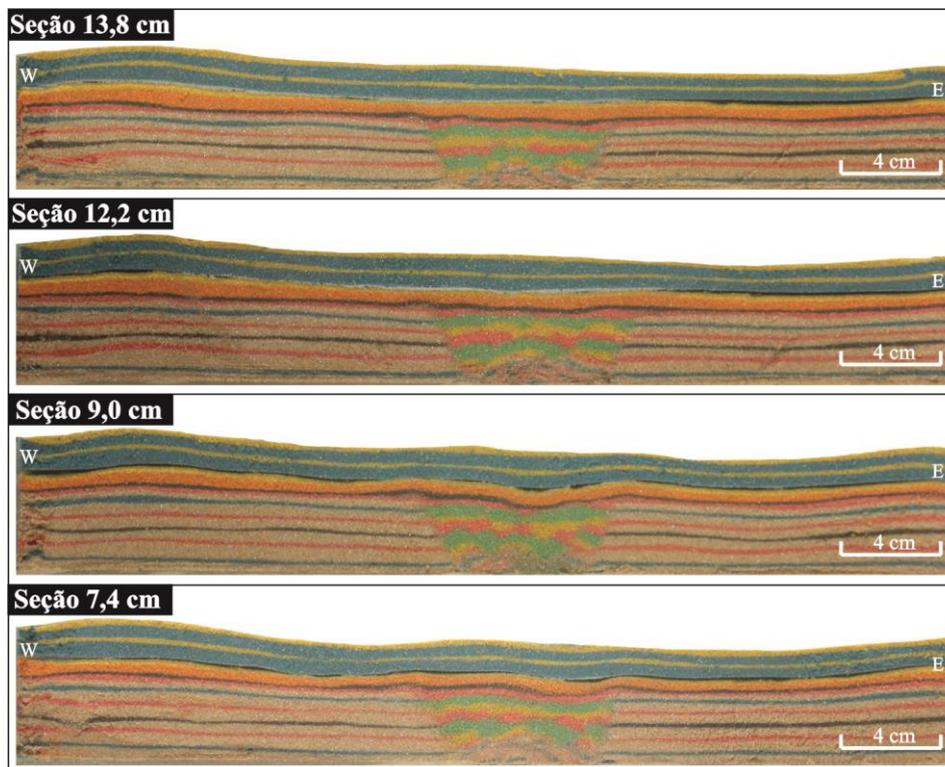


Figura I.2 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 2.

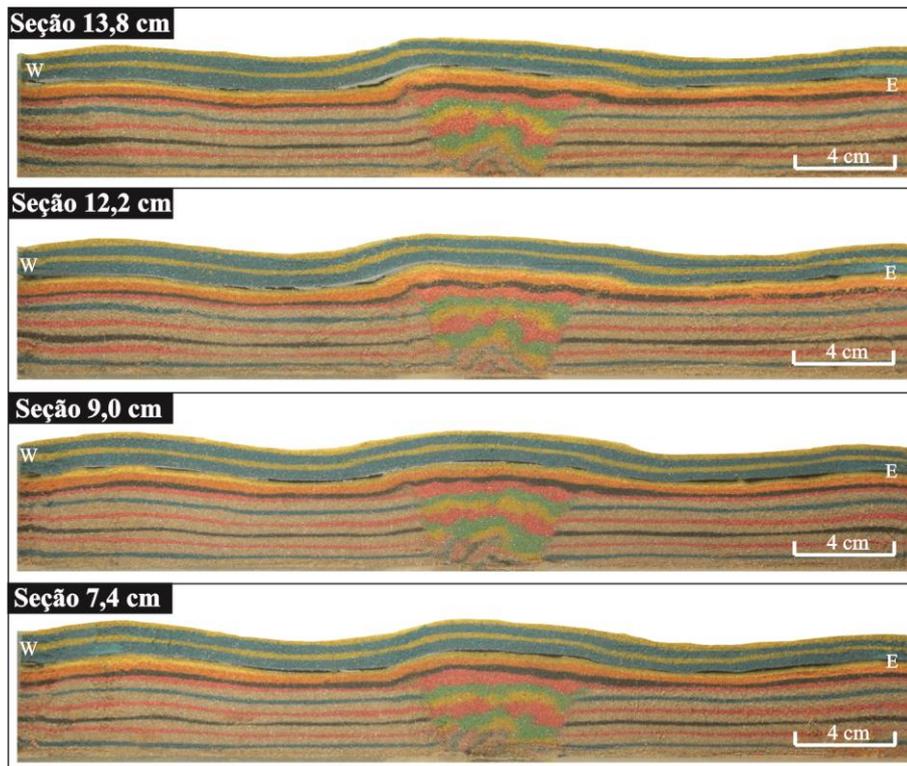


Figura I.3 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 3.

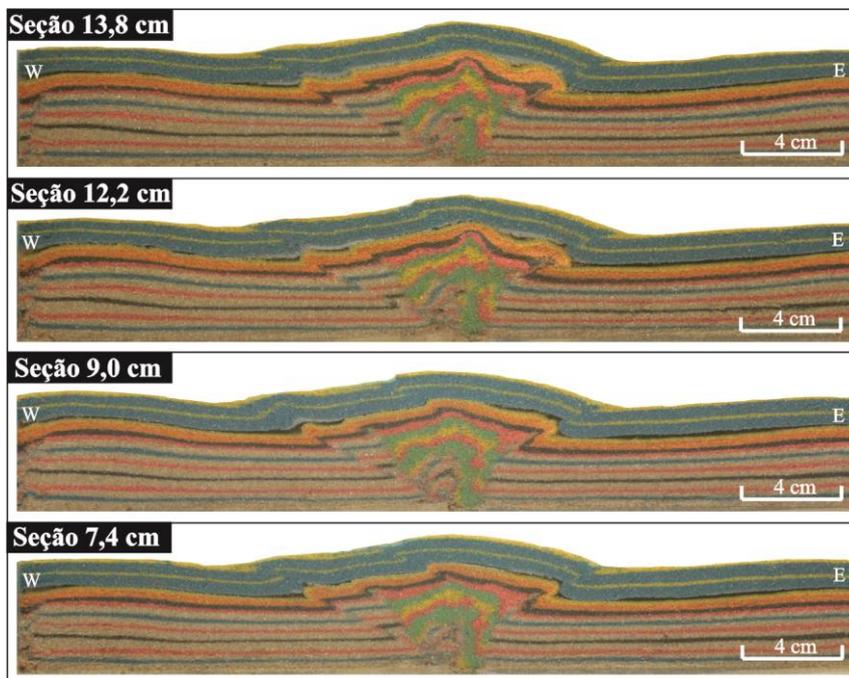


Figura I.4 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 4.

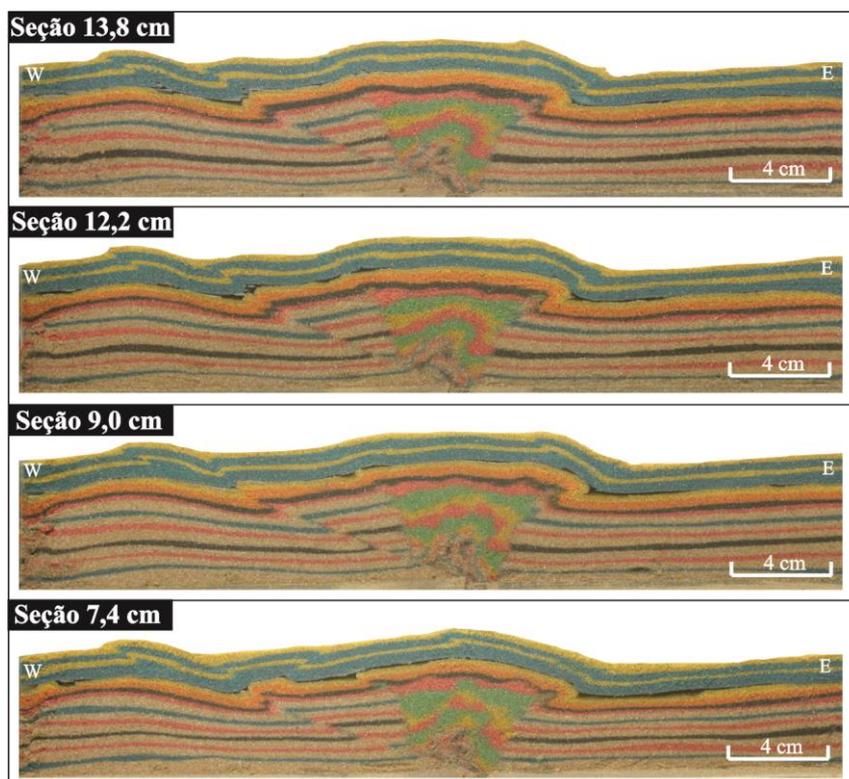


Figura I.5 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 5.

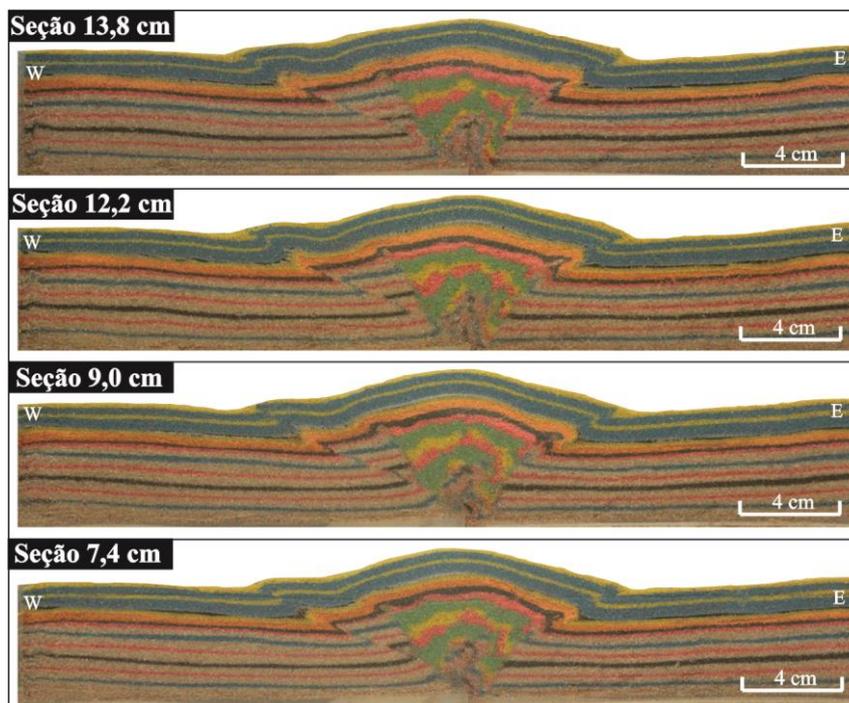


Figura I.6 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 6.

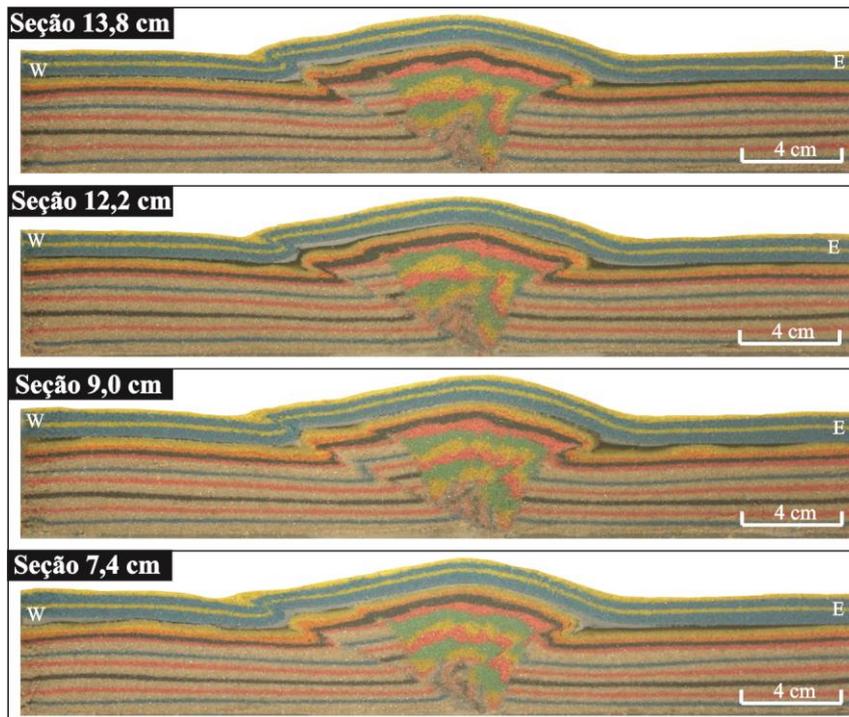


Figura I.7 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 7.

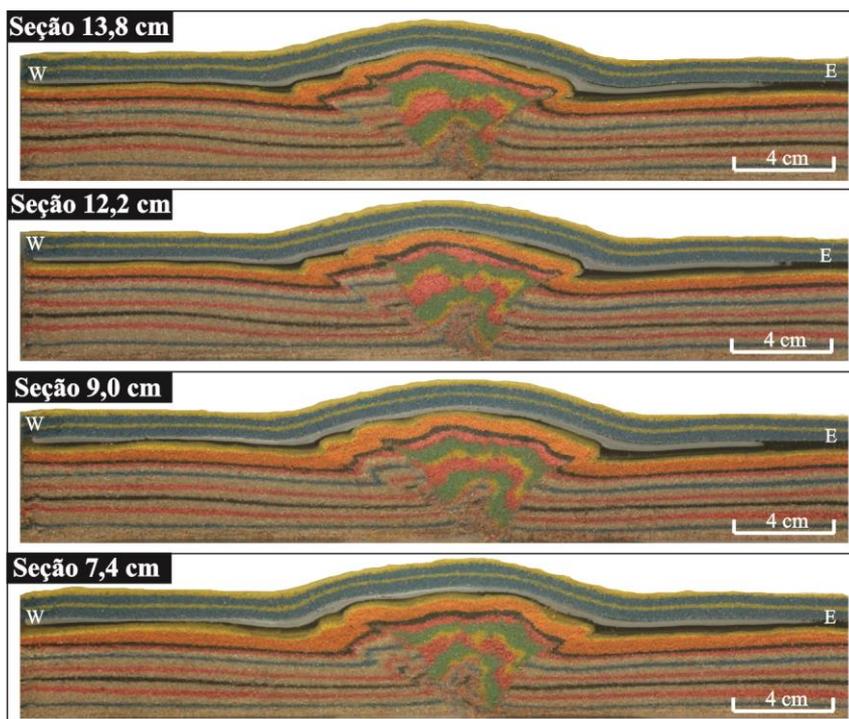


Figura I.8 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 8.

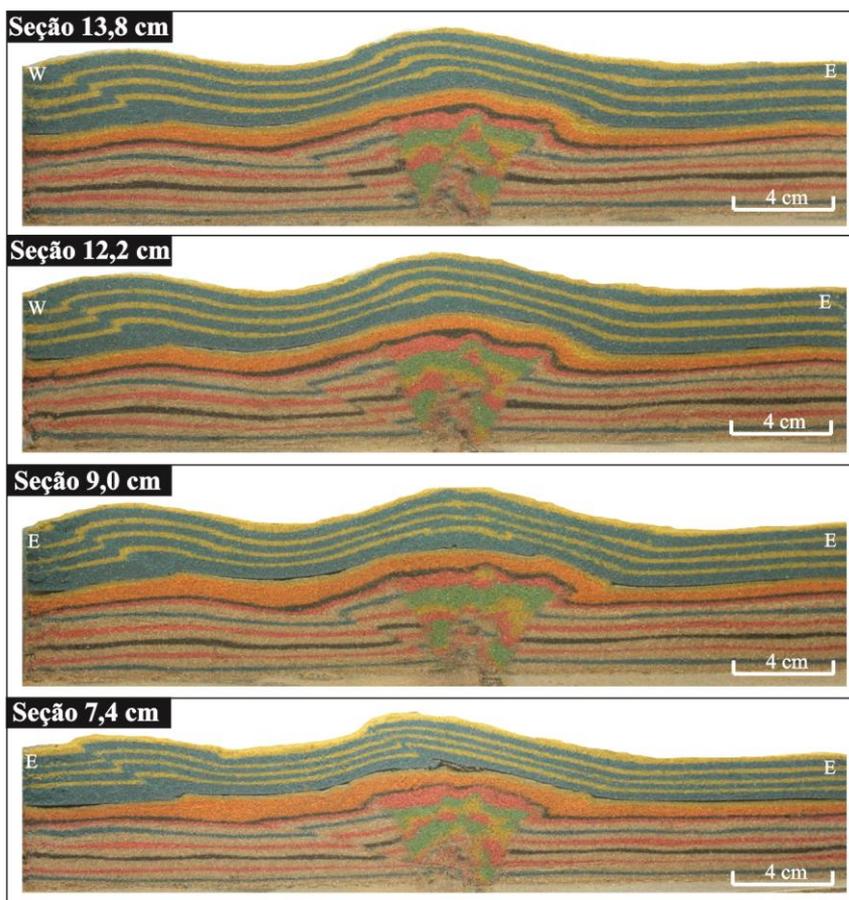


Figura I.9 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 9.

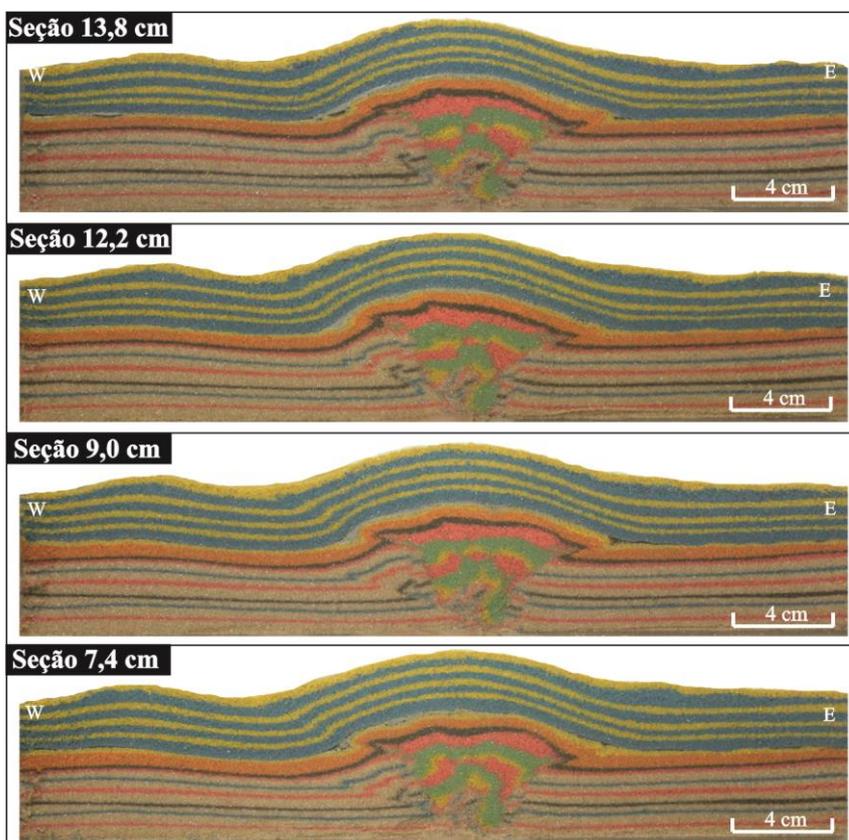


Figura I.10 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 10.

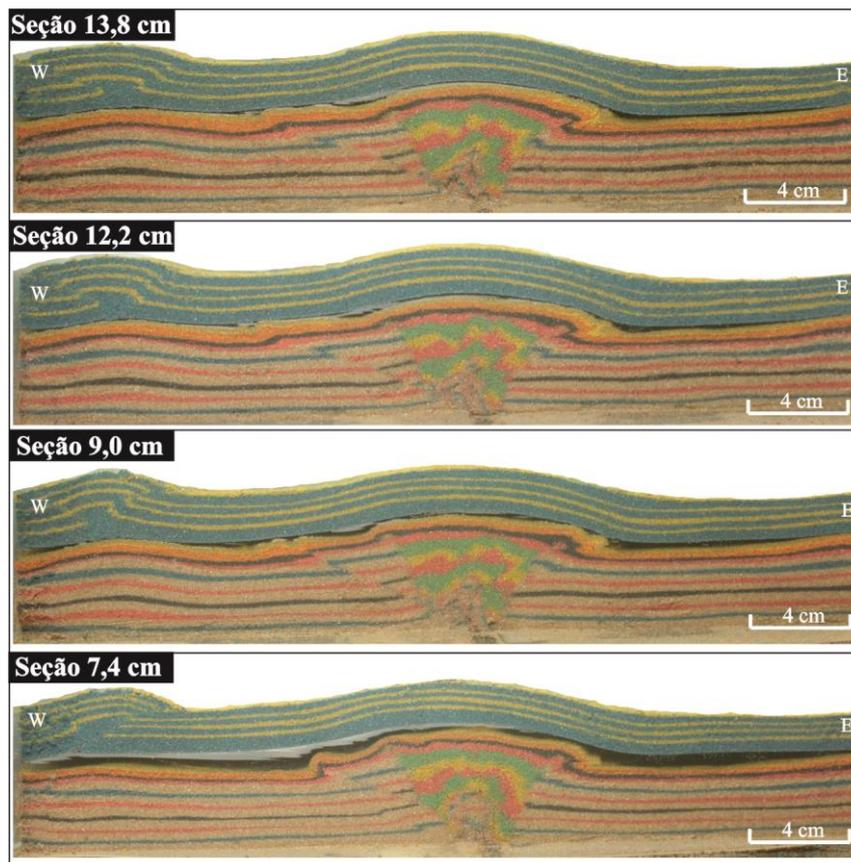


Figura I.11 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 11.

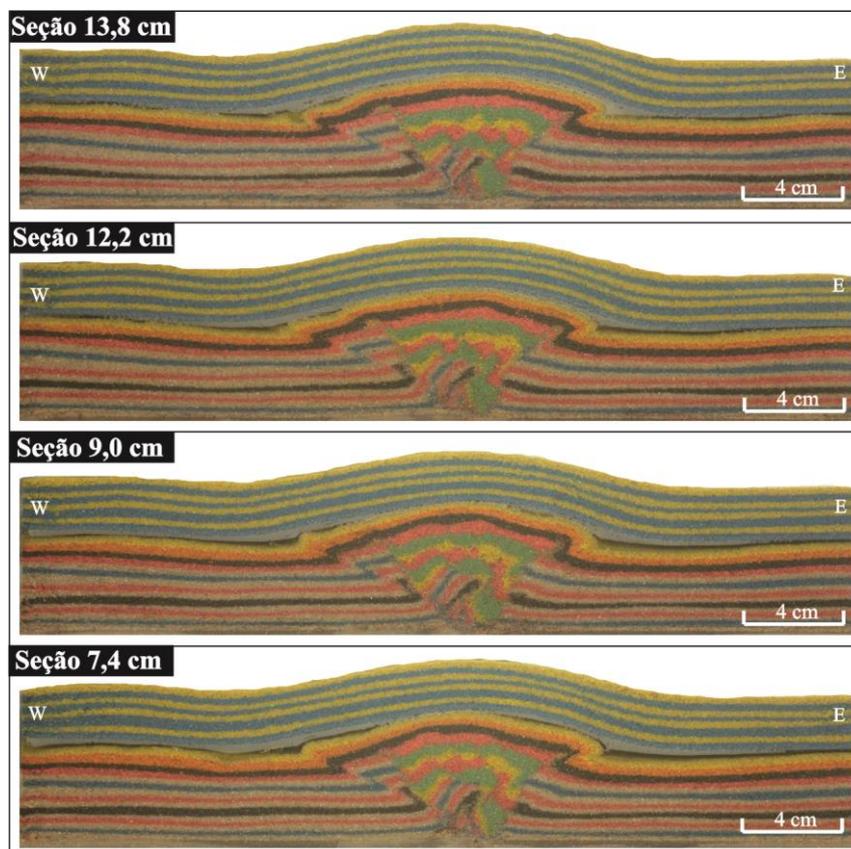


Figura I.12 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 12.

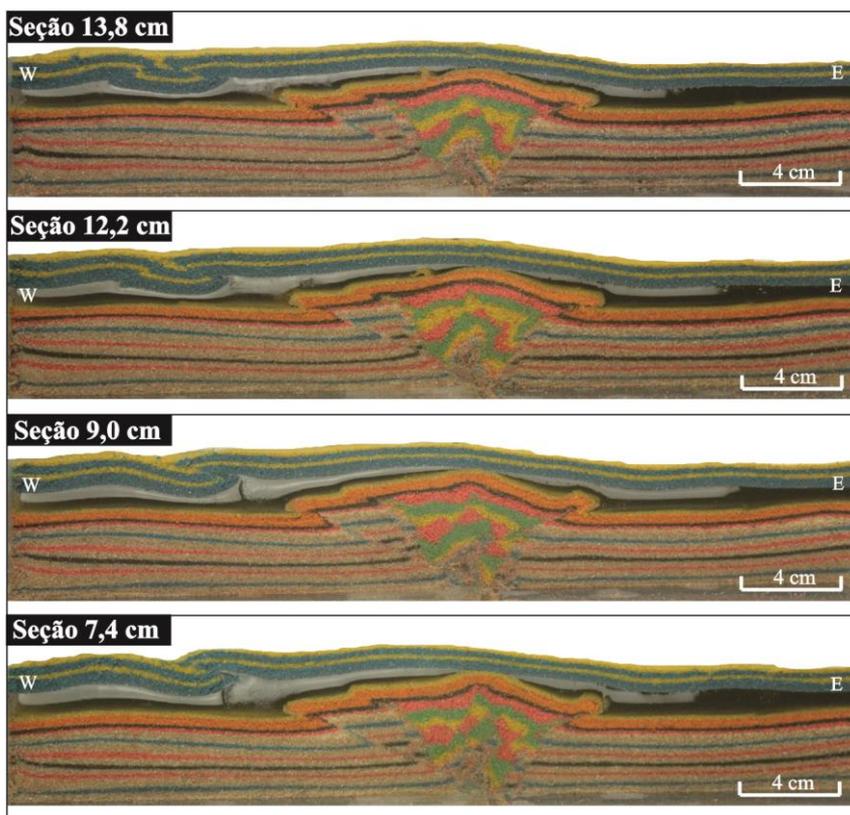


Figura I.13 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 13.

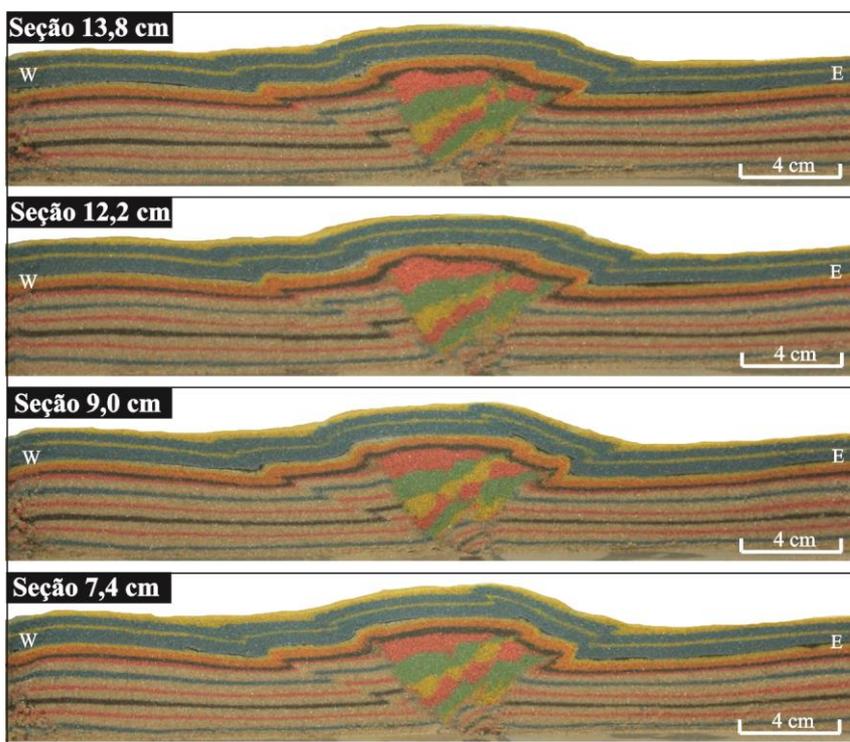


Figura I.14 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 14.

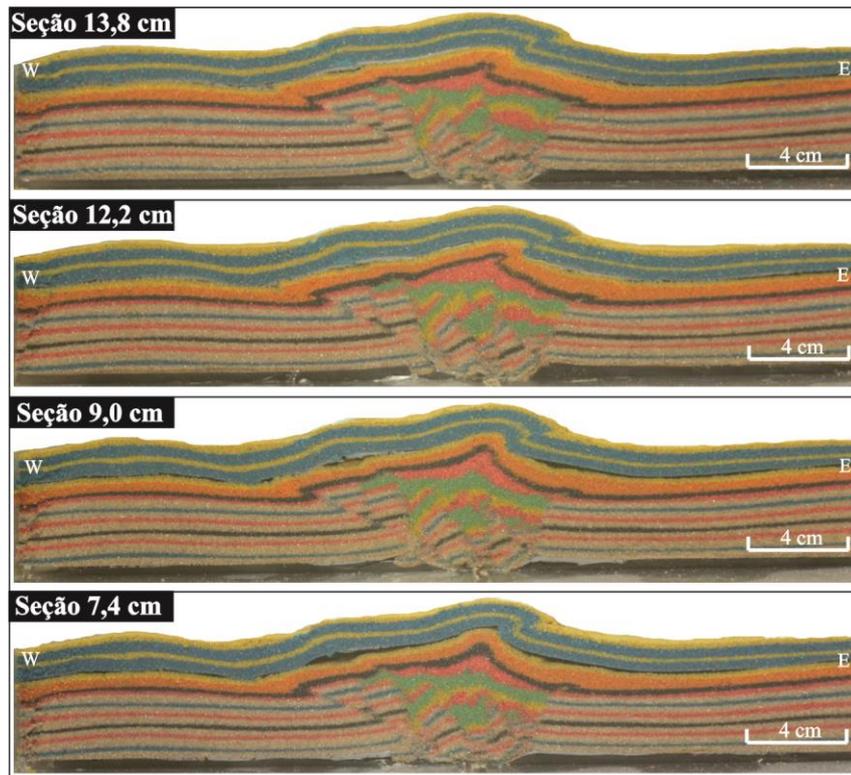


Figura I.15 - Seções adjacentes ao perfil central do modelo 15.