

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Diogo Fonseca Alves Gaspar

A Bacia de Coimbra (Portugal): Anatomia de uma bacia pós-Variscana a

partir de dados de campo e modelagem física

Rio de Janeiro 2015 Diogo Fonseca Alves Gaspar

A Bacia de Coimbra (Portugal): Anatomia de uma bacia pós-Variscana a partir de dados de campo e modelagem física

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Julio César Horta de Almeida Coorientador: Prof. Dr. Gilmar Vital Bueno

> Rio de Janeiro 2015

CATALOGAÇÃO NA FONTE UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

G249 Gaspar, Diogo Fonseca Alves. A Bacia de Coimbra (Portugal): anatomia de uma bacia pós-Variscana a partir de dados de campo e modelagem física / Diogo Fonseca Alves Gaspar. -2015. 213 f.: il. Orientador: Julio César Horta de Almeida. Co-orientador: Gilmar Vital Bueno. Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. Bibliografia 1. Geologia estrutural - Coimbra (Portugal) - Teses. 2. Falhas (Geologia) - Coimbra (Portugal) - Teses. 3. Bacias (Geologia) - Coimbra (Portugal) - Teses. 4. Bacias sedimentares - Teses. 5. Geodinâmica - Teses. I. Almeida, Julio César Horta de. II. Bueno, Gilmar Vital. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título. CDU 551.243.1(469)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

10/06/2016 a (0402 Assinatura Data

Diogo Fonseca Alves Gaspar

A Bacia de Coimbra (Portugal): Anatomia de uma bacia pós-Variscana a partir de dados de campo e modelagem física

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração:

Aprovada em 26 de março de 2015.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Julio César Horta de Almeida Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Gilmar Vital Bueno Petrobras

Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano Faculdade de Geologia - UERJ

Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron Faculdade de Geologia - UERJ

Prof.^a Dra. Marta Guerra Petrobras

Prof. Dr. Nolan Maia Dehler Petrobras

> Rio de Janeiro 2015

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à Vanessa, minha companheira de aventuras e a melhor escala de afloramento que alguém poderia desejar.

À minha família portuguesa e brasileira pelo constante apoio e carinho mesmo à distancia. Um agradecimento muito especial ao meu orientador Prof. Julio César Horta de Almeida, por ter aceitado o desafio de me orientar e ser um amigo, companheiro e muito mais que um orientador.

Ao Prof. Fernando Ornelas Marques da Universidade de Lisboa pela imensa ajuda e ensinamentos sem os quais esta tese não seria possível.

Ao Dr. Gilmar Vital Bueno pela orientação e estímulo de ver as coisas de uma outra forma.

Aos integrantes do programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, em especial aos Profs. Cláudio Valeriano e Monica Heilbron por estarem sempre disponíveis para contribuir e ajudar.

Ao Carlos Ruela Nogueira, pela indispensável ajuda na realização da etapa experimental desta tese.

À Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pela bolsa de doutorado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de doutorado sanduíche.

"Aqui estou eu traçando a história da própria Terra, a partir de seus próprios Monumentos." Jean André Deluc, 1794.

RESUMO

GASPAR, Diogo Fonseca Alves. A Bacia de Coimbra (Portugal): Anatomia de uma bacia pós-Variscana a partir de dados de campo e modelagem física. 2015. 212 f. Tese (Doutorado em Análise de Bacias) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Este trabalho objectivou o entendimento da evolução geodinâmica triássica da Fm. Conraria, basal e da Fm. Castelo Viegas, superior. Para tal realizou-se um levantamento de dados de campo e consequente interpretação da litológica e estrutural, não apenas onde o Triássico se encontra depositado como, também, no embasamento adjacente. Observou-se que a Fm. Conraria se depositou num sistema aluvial entrelaçado com lençóis de cascalho e com deposição de sedimentos em fluxos gravitacionais. Foram interpretadas quatro associações litofáciologicas, porém a interdigitação das fácies inviabiliza a sub-divisão cronoestratigráfica desta formação sem datações absolutas. A falhas sinsedimentares da Fm. Conraria concentram-se em três conjuntos, do mais frequente ao mais raro: falhas orientadas NW-SE; falhas NNE-SSW, e; WNW-ESE. Objectivando aumentar o grau de fiabilidade o cálculo do campo de tensões foi realizado independentemente para cada um dos dois conjuntos principais de falhas. Assim, observou-se que as falhas NW-SE foram formadas por um campo de tensões transtensivo com o3 orientado NE-SW. O conjunto NNE-SSW foi formado em regime, também, transtensivo, porém σ 3 encontra-se orientado para WNW-ESE. A Fm. Castelo Viegas foi depositada num ambiente de planície aluvionar com cursos de água meandriformes. Comparativamente com a Fm. Conraria, nesta unidade as falhas sinsedimentares são mais incomuns, concentrando-se num conjunto NNW-SSE. O cálculo do campo de tensões indica um regime distensivo direcional, com σ 3 orientado para ENE-WSW. Numa segunda fase, foram realizados experimentos de modelagem física visando compreender os modelos geodinâmicos da fase anterior. Nestes experimentos consideraramse dois fatores controladores da geometria das falhas sinsedimentares: direção da abertura e; geometria das estruturas pré-existentes. Realizaram-se quatro séries experimentais variando estes dois fatores objetivando gerar estruturas de geometria próxima às registradas em campo. Na série com duas zonas de fraqueza pretéritas análogas à Falha Porto-Tomar (N170°) e à Falha da Nazaré (N40°), obsevou-se que, com a distensão para N230°, originam-se três conjuntos principais de falhas com arquitetura idêntica àquela observada na natureza,. Nestes experimentos (distensão=N230°) registrou-se a formação de um graben principal, orientado paralelamente à zona de fraqueza N170°, este graben é circunscrito por falhas NNW-SSE de traço longo e rectílineo. No interior deste graben desenvolvem-se falhas en echelon, aproximadamente, perpendiculares à direção da distensão experimentada. Estas falhas en echelon segmentam as margens do graben principal, originando hemi-grabens separados por rampas de revezamento. O terceiro conjunto de falhas, orientado NNE-SSW, forma-se sobre a zona de fraqueza pretérita N40°, estas limitam grabens relativamente estreitos e assimétricos, separados por zonas de acomodação. Os dados desta tese indicam que a Fm. Conraria se depositou numa bacia pós-orogênica, denominada nesta tese de Bacia de Coimbra. Esta bacia é composta por um arranjo complexo de grabens limitados por falhas NW-SE ou NNW-SSE, que se unem a falhas maiores NNE-SSW. A tectônica que originou esta bacia está relacionada com o colapso do orógeno Variscano, diferenciando-se em magnitude, área de abrangência, campo de tensões e regime tectônico daquela que, posteriormente, originou a Bacia Lusitânica. Por sua vez, a Fm. Castelo Viegas foi depositada num período transicional entre as tectônicas da Bacia de Coimbra e da Bacia Lusitânica.

Palavras-chave: Bacia pós-orogênica. Bacia de Coimbra. Bacias Cenozoicas Ibéricas. Modelagem física.

ABSTRACT

GASPAR, D. F. A. **The Coimbra Basin (Portugal):** A post-Variscan basin from fieldwork data and physical modelling. 2015. 212p. Tese (Doutorado em Análise de Bacias) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

The aim of this thesis was to better understand the Triassic geodynamic evolution of the Conraria Fm. and Castelo Viegas Fm. To that end, detailed lithological and structural was collected not only where the Triassic outcrops but also in the adjacent basement. The Conraria Fm. was deposited in a braided alluvial system with sheets of gravel and debris flow. Four lithofaciological associations were interpreted, although without absule dating, the interconextion between them hinders a chronostratigraphic sub-division. The Conraria Fm. synsedimentary faults are grouped in three sets, from the most frequent to the rarest: NW-SE faults; NNE-SSW faults, and; WNW-ESE. In order to increase the reliability of the calculation of the active stress field the two main sets were computed seperatly. It was observed that the NW-SE set were formed under a transtensive fields with σ 3 orientated to NE-SW. The NNE-SSW set was also formed under a transtensive regime, altouh in this case σ 3 is angled to WNW-ESE. The Castelo Viegas Fm. was deposited by meandering rivers on alluvial plain. Compared with the Conraria Fm. the Castelo Viegas synsedimentary faults are more unusual, yet the occurrence of a major set oriented NNW-SSE was observed. The paleotensor data reveals a transfersive stress field, being the main extensional axis (σ 3) ENE-WSW oriented. In a second phase, physical modeling experiments were conducted to comprehend the geodinamic models developed in the previous phase. In these experiment it was considered that two main factors control the geometry of synsedimentary faults, the direction of the extension and the geometry of pre-existing structures. Four series of experiments were conducted where these two factors were varied, aiming to recreate structures similar to those recorded in phase one. When was experimented an extension to N230° and two weakness zones were considered, one similar to Porto-Tomar Fault (N170°) and other similar to the Nazaré Fault (N40°), three sets of faults were formed with a geometry identical to that observed in nature. In these experiments (extension to N230°) a primary graben was formed parallel to the N170° weakness zone and this graben is bounded by long and straight NNW-SSE faults. On the inside of this graben an en echelon set is formed, aproximatly perpendicular to the extension direction. The en echelon faults sections the primary graben margins, forming half-grabens separated by relay ramps. The third set of faults (NNE-SSW) is formed over the N40° weakness zone limiting narrow assymetrical grabens, separated by accommodation zones. The data collected here presente indicates that the Conraria Fm. was deposited in a post-orogenic basin, here named Coimbra Basin. This basin is composed by a complex assembly of grabens, limited by sets of NW-SE or NNW-SSE faults, that coalesce into longer NNE-SSW fauls. The tectonic that originated this basin relates to the Variscan Orogen collapse, differing in magnitude, area of actuation, stress field and tectonic regime from the one that would lead later to the formation of the Lusitanic Basin. The Castelo Viegas Fm. registers a transitional period between the Coimbra Basin and Lusitanic Basin tectonics.

Keywords: Triassic Post-orogenic basin. Lusitanian Basin. Iberian Cenozoic basins. Physical modelling.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapas de enquadramento geográfico da Bacia Lusitânica, os pontos				
	amarelos indicam a localização dos afloramentos estudados nesta tese.	21			
Figura 2.1–	Principais tipos de falhas segundo o modelo andersoniano com a				
	representação dos eixos de tensões	24			
Figura 2.2–	Propagação de falhas normais				
Figura 2.3–	Ilustração da evolução de um sistema de falhas, através de uma				
	modelagem numérica	27			
Figura 2.4–	Exemplos de grabens na natureza e em modelagem física	28			
Figura 2.5–	Falhas com geometria em dominó	29			
Figura 2.6–	Desenvolvimento de superfícies axiais ativa e inativa para uma falha				
	lístrica, assumindo o colapso na direção antitética da falha. As camadas				
	sofrem cisalhamento progressivo ao passar pela superfície axial				
	ativa	30			
Figura 2.7–	Fotografia de rollover desenvolvido em modelagem física com argila				
	por Closs em 1968	31			
Figura 2.8–	Representação esquemática dos dois tipos principais de zonas de				
	transferência	32			
Figura 2.9–	Ilustração de zonas de transferência	33			
Figura 2.10–	Ilustrações comparativas entre fraturas em materiais não-				
	porosos	34			
Figura 2.11–	Ilustração das estruturas formadas em zona de cisalhamento	37			
Figura 2.12–	Ilustração da transtensão e transpressão como regimes compostos entre				
	regime transcorrente e compressivo ou distensivo	38			
Figura 2.13–	Quadro ilustrativo das principais diferenças entre as características de				
	falhas em riftes simétricos e assimétricos	39			
Figura 2.14–	Esquema ilustrativo dos mecanismos de rifteamento	41			
Figura 2.15–	Modelos de afinamento litosférico	44			
Figura 2.16–	Exemplos de tipos de bacias	Exemplos de tipos de bacias			
Figura 2.17–	Fotografia de Sir James Hall durante os seus experimentos, simulando				
	a formação das cadeias montanhosas da Escócia	54			

Figura 2.18–	Esquema ilustrativo mostrando as variáveis físicas envolvidas na			
	modelagem física	58		
Figura 2.19–	Ilustração do aumento do espaço poroso e a diminuição dos pontos de			
	contato entre os grãos causados pelo deslizamento dos grãos numa			
	zona de cisalhamento num modelo físico	60		
Figura 2.20–	Gráficos mostrando a tensão (σ) em função da deformação (e) de um			
	determinado material	61		
Figura 2.21–	Esquema ilustrativo da relação do angulo agudo " α " e a obliquidade de			
	um rifte	64		
Figura 2.22–	Diferença entre riftes oblíquos e ortogonais	66		
Figura 2.23–	Fotografia de um experimento em três estágios de distensão (i, "ii" e			
	"iv", respetivamente 22%, 33% e 44% de distensão) onde é possível			
	observar a propagação das falhas através da interligação de segmentos			
	("a", "b", "c" e "d")	67		
Figura 2.24–	Figura ilustrativa da semelhança dos padrões de falhas originados em			
	modelagem física e observados na natureza	69		
Figura 3.1–	Mapa de localização da Bacia Lusitânica no contexto geológico ibérico 71			
Figura 3.2–	Mapa ilustrativo dos terrenos geotectônicos em Portugal. Note-se que a			
	Orla Algarvia e Ocidental, contêm os sedimentos das bacias Algarvia e			
	Lusitânica, respetivamente, bem como a cobertura sedimentar			
	cenozoica	72		
Figura 3.3–	Quadro comparativo da evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica,			
	onde se pode observar o enquadramento desta no contexto tectônico			
	europeu, as principais características das fases da orogenia Varisca em			
	Portugal, as mais recentes hipóteses para a evolução e a carta			
	litoestratigráfica da Bacia Lusitânica onshore	75		
Figura 3.4–	A fase deformacional tardi-Varisca	76		
Figura 3.5–	Mapa de localização das principais estruturas do embasamento			
	abordadas na tese	78		
Figura 3.6–	Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no			
	Sinemuriano (A) e no Caloviano (B)	80		
Figura 3.7–	Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no			
	Oxfordiano	81		

Figura 3.8–	Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no Thitoniano.	81
Figura 3.9–	Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no	
	Cenomaniano	82
Figura 3.10–	Mapa geológico, simplificado, da margem leste da Bacia Lusitânica	83
Figura 3.11–	Mapa de localização das bacias Lusitânica e Ibérica, no contexto da	
	Península Ibérica	86
Figura 4.1–	Mapa geológico, simplificado, da margem leste da Bacia Lusitânica	
	com as cartas topográficas e geológicas usadas na tese	90
Figura 4.2 –	Método dos diedros retos	94
Figura 4.3–	Esquema ilustrativo do aparato do tipo caixa de areia utilizado,	
	observe-se que as dimensões no eixo da distensão são variáveis	
	conforme o experimento	96
Figura 5.1–	Mapas com a localização dos afloramentos analisados nesta tese	98
Figura 5.2–	Gráfico mostrando o número de afloramentos descritos em cada	
	unidade do embasamento na área de estudo	99
Figura 5.3–	Fotografias da unidade Série Negra	100
Figura 5.4–	Fotografias de exemplo da Formação Caneiros	101
Figura 5.5–	Fotografias de exemplo da Formação Quartzito Armoricano	102
Figura 5.6–	Fotografias de exemplo das unidades da Bacia do Buçaco	103
Figura 5.7–	(A) Estereograma dos polos das falhas e (B) da estratificação e foliação	
	inclusas na Unidade Série Negra	105
Figura 5.8–	(A) Estereograma dos polos das falhas e (B) da estratificação inclusas	
	do Grupo das Beiras. A foliação desta unidade será analisada em	
	conjunto com a Fm. Quartzito Armoricano	106
Figura 5.9–	(A) Estereograma dos polos das falhas que afetam a Fm. Quartzito	
	Armoricano e (B) da foliação inclusas no Grupo das Beiras e na Fm.	
	Quartzito armoricano	107
Figura 5.10–	(A) Estereograma dos polos das falhas e (B) da estratificação dos	
	sedimentos da Bacia do Buçaco	109
Figura 5.11–	(A) Estereograma dos polos das falhas, (B) da estratificação e (C) da	
	foliação das unidades do embasamento adjacentes à orla oriental da	
	Bacia Lusitânica	110
Figura 5.12–	Exemplos de contato entre o Triássico (Fm. Conraria) e o	

	embasamento (Série Negra) da bacia	112
Figura 5.13–	Contato através de uma escarpa de falha	113
Figura 5.14–	Exemplo de contato por falha	115
Figura 5.15–	Mapa com a distribuição espacial dos afloramentos com a Formação	
	Conraria	117
Figura 5.16–	Tabela mostrando as associações de litofácies consideradas nesta tese e	
	respetiva interpretação	118
Figura 5.17–	Gráfico mostrando a repartição das associações de fácies nos	
	afloramentos da Formação Conraria	119
Figura 5.18–	Fotografias de exemplos da associação de fácies S	120
Figura 5.19–	Exemplo da interestratificação entre a associação de fácies arenosa (S)	
	e conglomerática (G), através de ambas as imagens é, também,	
	possível diferenciar as duas associações faciológicas	121
Figura 5.20–	Fotografias de exemplos da associação de fácies G	122
Figura 5.21–	Fotografias de exemplos da associação de fácies F	124
Figura 5.22–	Fotografia de exemplos da associação de fácies B	125
Figura 5.23–	O ambiente deposicional da Formação Conraria	127
Figura 5.24–	Gráfico apresentando a proporção das falhas identificadas como	
	sinsedimentares (102) e o total de falhas (272) na Formação Conraria	128
Figura 5.25–	Exemplos de falhas sinsedimentares. Em D e F são apresentadas as	
	interpretações das fotografias C e E, respetivamente; observe-se, em	
	ambos os casos, que as falhas rejeitam apenas camadas inferiores	
	sendo truncadas camadas depositadas posteriormente à sua atividade,	
	indicando o carater sinsedimentar destas falhas	130
Figura 5.26–	Estereogramas das falhas da Fm. Conraria	131
Figura 5.27–	Estereogramas resultantes do cálculo do campo de tensões da Fm.	
	Conraria	133
Figura 5.28–	Estereogramas para comparação das estruturas do embasamento e da	
	Fm. Conraria	136
Figura 5.29–	Mapa com a distribuição espacial dos afloramentos com a Formação	
	Castelo Viegas	138
Figura 5.30–	Fotografias de exemplos da associação de fáces presentes na Fm.	
	Castelo Viegas	140

- Figura 5.31– Gráfico apresentando a proporção das falhas identificadas como sinsedimentares (6) e o total de falhas (79) na Formação Castelo Viegas.
 141
- Figura 5.32-Estereogramas das estruturas da Fm. Castelo Viegas......142Figura 6.1-Mapa simplificado das estruturas do embasamento da Bacia
- Lusitânica, com destaque para as falhas de Porto-Tomar e Nazaré...... 145 Figura 6.2– Ilustração do arranjo do aparato experimental, em (A) pode-se observar 1 a configuração usada nas séries 1,2 e 3, sendo que na série 1 não foi usada a faixa de PDMS para simular zona de deformação dúctil (*), nestas séries simularam-se várias direções de abertura e configurações das estruturas de fraqueza do embasamento pré-existentes. Em (B) pode-se observar a configuração aplicada na série 4, onde se simulou a litosfera fraturada (areia) sobre a astenosfera (PDMS)...... 147
- Figura 6.3– (A) Fotografia e (B) interpretação do experimento com distensão para N300°, com 4 cm de distensão, observe-se os dois conjuntos de falhas, um primeiro composto por duas falhas de borda do graben paralelas à falha pretérita e um segundo conjunto com geometria en echelon perpendicular à direção da distensão; (C) Roseta da orientação das falhas no experimento com a distensão para N300 e (D) para N220. 150
 Figura 6.4– Fotografias e respetiva interpretação, de um experimento com
- - D)..... 158

Figura 6.7– Diagramas de roseta da orientação das falhas em 4 experimentos com direção de distensão: (A) N210; (B) N220; (C) N230 e; (D) N240..... 159 Figura 6.8-Exemplo dos experimentos da 4ª série experimental, mostrando a evolução do experimento a cada meio centímetro de distensão. Através do uso de linhas marcador é possível observar a rotação dos blocos..... 161 Figura 6.9-(A) Mapa geológico simplificado da zona da Penela; (B) Esquema tectônico simplificado da área apresentada em (A) e; (C) Fotografia do experimento da 4^a série com distensão de 4 cm para N230^o, observe-se a semelhanca entre as estruturas observadas no mapa geológico e no experimento..... 163 Figura 7.1-Mapa geológico e perfis geológicos englobando os dados de campo recolhidos neste trabalho usando como base os mapa geológicos 1:500.000 de Portugal e 1:50.000 da Folha 19-D Coimbra-Lousã...... 165 Figura 7.2-O enquadramento ibérico da Bacia Lusitânica: (A) Ilustração do desenvolvimento da Bacia Ibérica no Permo-Triássico no contexto cisalhante dextral da microplaca Ibérica. Observe-se a localização e orientação das estruturas imputadas à margem leste da Bacia Lusitânica. (B) Diagrama Riedel representando as principais estruturas num sistema cisalhante dextral..... 173 Figura 7.3-A bacia pós-orogênica de Coimbra: (A) Mapa simplificado da Bacia de Coimbra no Triássico; (B) Ampliação da área assinalada em (A) onde se pode observar a arquitetura do sistema fluvial da Fm. Conraria..... 178 Figura 7.4-Evolução Geográfica Simplificada: (A) Mapa onde se pode observar a localização Bacia de Coimbra durante a deposição da Fm. Conraria e respetivo corte esquemático 1-1'; (B) Mapa da ocorrência da Fm. Castelo Viegas numa fase evolutiva posterior e respetivo corte esquemático 2-2'.... 180

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
	JUSTIFICATIVA	20
1.1	Objetivos	22
2	CONCEITOS TEÓRICOS	23
2.1	As falhas geológicas	23
2.2	Falhas normais	24
2.2.1	Sobre a geometria de falhas normais	25
2.1.1.1	Falhas planares	28
2.1.1.2	Falhas lístricas	30
2.2.1.3	Zonas de transferência	32
2.2.2	Sobre falhas em rochas porosas	33
2.2.3	Sobre o diagrama de Riedel	35
2.2.4	Sobre transpressão e transtensão	37
2.3	Conceitos de Rifteamento	38
2.3.1	Sobre o processo de rifteamento	40
2.3.2	Sobre os mecanismos de rifteamento	41
2.3.3	Sobre a resposta da litosfera à distensão	43
2.4	Conceitos sobre bacias sedimentares	45
2.4.1	Riftes continentais	48
2.4.2	Bacias transtensivas ou pull-apart basins	49
2.4.3	Bacias herdeiras, Sucessoras ou Pós-orogênicas	51
2.5	Conceitos de Modelagem Física	53
2.5.1	Sobre as relações escalares	55
2.5.2	Sobre a areia como material análogo	58
2.5.3	Sobre polímeros como material análogo	60
2.5.4	Sobre as limitações da modelagem física	62
2.6	Modelagem física de riftes	63
2.6.1	Sobre a geometria de riftes, comparação entre modelos físicos e exemplos	
	naturais	67
3	ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	69

3.1	O embasamento adjacente à margem oriental da Bacia Lusitânia	69
3.1.1	Sobre a Orogenia Varisca na Peninsula Ibérica	73
3.1.2	Sobre a Falha Porto-Tomar	76
3.2	O preenchimento da Bacia Lusitânica	78
3.3	Os sedimentos Triássicos da Bacia Lusitânica	82
3.4	As bacias sedimentares vizinhas	85
4	METODOLOGIA	89
4.1	Procedimentos de campo	89
4.1.1	Sobre a análise sedimentar	91
4.1.2	Sobre a análise estrutural	92
4.1.3	Sobre a análise cinemática e determinação do campo de paleotensores	93
4.2	Metodologia usada nos experimentos de modelagem física	95
5	GEOLOGIA DE CAMPO	97
5.1	O embasamento adjacente à Bacia Lusitânica	99
5.1.1	Sobre a análise estrutural do embasamento adjacente à Bacia Lusitânica	104
5.2	O contato entre o embasamento e os sedimentos do Triássico	111
5.3	A Formação Conraria	116
5.3.1	Descrição litofaciológica da Formação Conraria	118
5.3.2	O ambiente deposicional da Formação Conraria	126
5.3.3	Análise estrutural da Formação Conraria	128
5.3.4	Síntese sobre geologia sedimentar da Formação Conraria	134
5.3.5	Síntese sobre geologia estrutural da Formação Conraria	135
5.4	A Formação Castelo Viegas	137
5.4.1	Descrição litofaciológica da Formação Castelo Viegas	139
5.4.2	Análise estrutural da Formação Castelo Viegas	141
5.4.3	Síntese sobre geologia sedimentar da Formação Castelo Viegas	143
5.4.5	Síntese sobre geologia estrutural da Formação Castelo Viegas	143
6	RESULTADOS DA MODELAGEM FÍSICA	145
6.1	Série Experimental "1"	148
6.1.1	Estruturas e Cinemática	148
6.2	Série Experimental "2"	150
6.2.1	Estruturas e Cinemática	151
6.3	Série Experimental "3"	156

6.3.1	Estruturas e Cinemática	156
6.4	Série Experimental "4"	159
6.4.1	Estruturas e Cinemática	160
7	INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	164
7.1	O ambiente deposicional do Triássico na margem oriental da Bacia	
	Lusitânica	166
7.2	A análise estrutural do Triássico da Bacia Lusitânica	167
7.3	A modelagem física	168
7.4	O enquadramento ibérico da Bacia Lusitânica	171
7.5	A margem leste da Bacia Lusitânica	173
7.5.1	A Falha Porto-Tomar como falha de borda	174
7.5.2	Uma margem flexural	175
7.5.3	Uma bacia pós-orogênica	175
	CONCLUSÕES FINAIS	179
	REFERENCIAS	182
	APÊNDICE A - Tabela geral com os afloramentos usados nesta tese	202
	APÊNDICE B - Mapas com a localização dos afloramentos analisados	
	nesta tese	211

INTRODUÇÃO

Uma tese é tal como a palavra indica uma ideia, assim a ideia para este trabalho surgiu da vontade de estudar um conjunto de unidades até então considerados como pertencentes à fase triássica da Bacia Lusitânica em Portugal.

Como é habitual a primeira fase consistiu na coleta e compilação de bibliografia sobre a bacia e o seu embasamento. Como se irá ver, o profundo conhecimento do embasamento viria a tornar-se fulcral devido à influência das estruturas do embasamento na deposição de sedimentos, algo amplamente reconhecido na bibliografia local.

Logo na primeira fase surgiram os primeiros grandes desafios, a complexidade dos temas (a bacia e o seu embasamento) e ausência de consensos entre os diversos trabalhos publicados. Observou-se, também, a escassez e superficialidade dos dados publicados, fossem estes dados diretos, por exemplo dados de campo, ou dados indiretos, como sejam dados de geofísica. O desenvolvimento da tese com base na coleta de dados de campo foi então uma opção lógica dos desafios encontrados na fase anterior.

Por outro lado, o plano de uso da modelagem física para entendimento da evolução geodinâmica das estruturas surge da lacuna de modelos evolutivos de bacias condicionadas por estruturas do embasamento. A abordagem do tema sob dois prismas, dados de campo e modelagem física, viria a pautar o desenvolvimento da tese e a elaboração deste documento.

Em 2012 obtenção de uma bolsa de doutorado sanduiche na Universidade de Lisboa permitiu a coleta de dados de campo e a realização dos experimentos no Laboratório de Tectónica Experimenta desta universidade.

A etapa de coleta de dados de campo confirmou a superficialidade dos dados disponíveis, por exemplo apenas 25% da área de estudo conta com mapas geológicos publicados numa escala útil para servirem de base para este trabalho (1:50.000), estando o resto da área mapeada em escala 1:500.000. Outro grande desafio foi o enquadramento geográfico da área de estudo, a área é coberta por grandes extensões de eucaliptais, pinhais e campos cultivados intercalados por zonas de forte ocupação humana. Isto leva a que os afloramentos sejam esparsos e de pequena extensão, o que levou em fases posteriores à dificuldade de interpretação e interpolação dos dados com vista à criação de mapas e modelos à escala de bacia. Este obstáculo foi enfrentado através da coleta de um número ainda maior de dados, objetivando o levantamento de todos os afloramentos disponíveis na área de estudo.

Os experimentos de modelagem física redobraram-se de importância, pois eles permitiriam a observação a criação de estruturas e a sua comparação com os dados obtidos na etapa de campo, tendo então ajudado à interpolação dos dados de campo e permitindo a observação do efeito das estruturas do embasamento bem como do arranjo das estruturas tectónicas geradas. Permitindo, em última análise, à criação de modelos evolutivos testados pela modelagem física e respaldados pelos dados de campo.

O regresso ao Brasil permitiu a análise mais aprofundada dos dados recolhidos em Portugal bem como à sua apresentação a um painel de pesquisadores sob a forma do exame de qualificação. A análise dos resultados e posterior discussão com os pesquisadores revela a inconsistência do modelo de rifte Triássico apresentado na bibliografia e até então seguido nesta tese. Tornou-se então necessário um passo atrás e a reinterpretação dos resultados independentemente dos conceitos para a Bacia Lusitânica afirmados inúmeras vezes por incontáveis autores.

Chegou-se então à tese apresentada neste documento, uma bacia pós-orogênica denominada de Bacia de Coimbra. A interpretação de uma bacia pós-orogênica, consequente do término da orogenia Varisca e anterior ao rifteamento que deu origem à bacia Lusitânica é profundamente divergente dos conceitos vigentes. No entanto como se poderá verificar ao longo deste documento, esta ideia está apoiada num vasto banco de dados primários, testada através da modelagem física e corroborada pelos dados geofísicos disponíveis.

Sobre a organização da tese

Os acontecimentos relatados influenciaram a organização deste documento em 7 capítulos. Sendo que o primeiro capítulo contém, com é habitual, a justificativa e os objetivos da tese

No segundo capítulo é feita uma apresentação dos conceitos relevantes para este trabalho. Especialmente noções sobre falhas geológicas, processos de rifteamento e bacias sedimentares. Ainda no segundo capítulo são apresentados as noções teóricas da modelagem física e particularmente sobre a sua aplicação na modelagem de riftes.

Por seu lado, no terceiro capítulo é feito um enquadramento geológico da área de estudo abordando os conhecimentos mais recentes sobre a evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica e o seu embasamento. Neste capítulo é também apresentado, de forma detalhada, o "estado da arte" no que respeita ao conhecimento dos sedimentos Triássicos fulcro desta tese. Finalmente, no item 3.4, é feita uma comparação da geologia da Bacia Lusitânica com outras

bacias sedimentares triássicas relevantes, nomeadamente as bacias do Atlântico Norte e a Bacia Ibérica. Esta última particularmente relevante para a tese, como se verá nas discussões.

No quarto capítulo são apresentados os métodos empregados para coletar dados sedimentares e estruturais no campo, e os procedimentos usados para a análise cinemática e determinação do campo de paleotensores.

No capítulo 5 os dados de campo são apresentados por ordem cronológica e por tipo (dados litológicos e dados estruturais), sendo apresentada no final de cada item uma compilação dos resultados. Esta organização visa permitir ao leitor uma análise independente de cada uma das unidades, facilitando o entendimento das semelhanças e diferenças entre as unidades.

O capítulo 6 relata os resultados das quatro séries experimentais de modelagem física.

Por último no capítulo 7 é feita a interpretação dos resultados no que respeita ao ambiente deposicional e à análise estrutural dos sedimentos do Triássico. Em seguida estes resultados são comparados com os resultados da modelagem física. O que leva posteriormente à revisão do enquadramento geológico da bacia lusitânica no contexto ibérico. Estas interpretações de resultados levam à discussão entre as várias hipóteses para o significado geológico dos sedimentos triássicos. Por fim são apresentadas as conclusões finais deste trabalho.

1 JUSTIFICATIVA

A margem oeste da Ibéria consiste de um fragmento do Maciço Ibérico, por vezes também conhecido como Faixa Orogênica Variscana, sobre o qual se desenvolvem diversas bacias sedimentares Mesozoico-Cenozoicas, entre elas a Bacia Lusitânica (figura 1.1). A evolução destas bacias está fortemente relacionada com a reativação das estruturas do embasamento Varisco, especialmente as estruturas da última fase desta orogenia. De entre estas, a mais marcante, se não a mais importante é a Faixa de Cisalhamento Porto-Tomar, ou Falha Porto Tomar (RIBEIRO et al. 1979; KULLBERG, 2000).

A Bacia Lusitânica (BL) tem sido estudada desde o final do séc. XIX, mas ainda não foi definido um modelo que considere todas as suas características. Kullberg (2000) considera quatro episódios rifte, enquanto que outra publicação posterior considera que ocorreram somente três episódios de rifte (AZEREDO et al., 2003), a síntese publicada por Kullberg et al. (2006) refere, de novo, que teriam ocorrido quatro episódios de rifte. Na síntese da sondagem do ODP 210 (TUCHOLKE; SIBUET, 2007) os autores dividem a evolução da BL em duas fases, sendo a primeira fase caracterizada por um rifte largo e sem separação continental e a segunda fase subdividida em três episódios rifte. Publicações mais recentes (PENA DOS REIS; PIMENTEL; GARCIA. 2010), considera que ocorreram três episódios de rifteamento e dois episódios do tipo "*Sag*". A análise comparativa destas fases evolutivas pode ser consultada no capítulo 3.

Independentemente do estágio evolutivo, considera-se que o desenvolvimento da bacia teria se iniciado no Triássico Médio/Superior (AZEREDO et al., 2003). Este estágio inicial é registrado pelas três unidades do Grupo Grés de Silves, que compreende as Formações Conraria, Castelo Viegas e Pereiros, respetivamente da base para o topo (ROCHA et al., 1996). Considera uma idade triássica superior ou média para as duas primeiras unidades e Jurássico Inferior (Hettangiano) para a Fm. Pereiros. Ressalve-se, porém, que apenas existe datação precisa para esta última, não sendo conhecidas idades seguras para as duas unidades mais antigas (AZEREDO et al., 2003).



Figura 1.1: Mapas de enquadramento geográfico da Bacia Lusitânica, os pontos amarelos indicam a localização dos afloramentos estudados nesta tese.

Fonte: modificado de Oliveira et al. (1992).

São exatamente estas duas unidades, a Fm. Conraria e Fm. Castelo Viegas o alvo do estudo desta tese, aflorando estas apenas na margem oriental da Bacia Lusitânica, (figura 1.1). Apesar de, como foi referido, estas unidades serem reconhecidas desde final do séc. XIX (CHOFFAT, 1894, 1903) seu estudo ainda é superficial, principalmente sob o ponto de vista da evolução tectônica. Desta forma esta tese irá contribuir para o entendimento de uma

importante etapa evolutiva da Bacia Lusitânica. A importância, também, econômica das unidades estudadas nesta tese revela-se no estudo de Uphoff (2005) que considera estas como possíveis reservatórios para hidrocarbonetos.

1.1 Objetivos

O presente trabalho visa a compreender melhor a fase triássica na Bacia Lusitânica e trazer novas respostas e pontos de vista sobre a geodinâmica do Triássico. Reconhecendo o contexto geográfico e estratigráfico as unidades sedimentares do Triássico poderão assinalar o início da Tectônica Atlântica em Portugal ou, por outro lado, estar ligadas à orogênese Variscana e ao fechamento do paleoceano Thetis.

Para atingir esses objetivos, realizou-se uma coleta detalhada de dados estruturais e sedimentológicos ao longo da margem leste da Bacia Lusitânica, não apenas onde o Triássico é reconhecido nos mapas geológicos, mas também para leste no embasamento adjacente à bacia (figura 1.1). Especificamente, objetivou-se a caracterização dos ambientes de sedimentação e análise estrutural geométrica, cinemática e dinâmica das falhas observadas nos afloramentos estudados. Posteriormente, utilizando modelagem análoga, procurou-se testar diferentes hipóteses de geração do arranjo de falhas, comparando os resultados com os dados recolhidos no campo, de forma a estabelecer um modelo teórico para evolução geodinâmica da sequência triássica.

2 CONCEITOS TEÓRICOS

2.1 As falhas geológicas

Uma falha geológica define-se como sendo uma superfície ou zona estreita através da qual ocorreu deslocamento relativo entre dois blocos, paralelamente a esta. O termo geral "deslocamento" é usado para definir o movimento relativo dos dois blocos da falha, medido em qualquer direção (GROSHONG, 1999; PEACOCK, 2000).

Um falhamento ocorre quando o limite de coesão interno de um corpo rochoso submetido a um campo de tensões cisalhante é ultrapassado. As falhas podem ser classificadas de acordo com a sua cinemática ou com as suas caraterísticas geométricas (figura 2.1):

i) Falhas normais, são características de ambientes distensionais, isto é, o campo de tensões está orientado com o eixo principal de tensão (σ_1) vertical, e o eixo principal de distensão (σ_3) horizontal. Este tipo de falha relaciona-se, geralmente, a um campo distensivo regional, no entanto, também pode se encontrar associado a estiramento radial centrífugo em cristas de anticlinais ou estruturas dômicas (PEACOCK, 2000);

ii) Falhas reversas ou de empurrão, são caracterizadas por σ_1 essencialmente horizontal e σ_3 vertical. O seu movimento origina um rejeito da falha inverso. O mergulho tem um máximo de 45° com a horizontal. Este tipo de falha é, comummente, associada a processos de encurtamento crustal, implicando em esforços compressionais. No entanto, este tipo de falhas também pode ser resultante secundário de tectonismo vertical e deslizamento gravitacional, assim, a sua presença não indica necessariamente que a crosta esteja a ser encurtada (PARK, 2004);

iii) Falhas inversas, este tipo de falhas difere das falhas reversas pois o seu mergulho é maior que 45°. A explicação reside no fato que estas falhas podem ser uma reativação de falhas normais ou que os seus principais eixos de tensão não são necessariamente horizontais em profundidade. As trajetórias de tensão se tornam inclinadas e/ou curvadas como resultado de variações no estado de tensão lateral e verticalmente (DAVIS; REYNOLDS, 1996).

iv) Falha transcorrentes ou de rejeito direcional, ocorrem quando o movimento é principalmente horizontal, ou seja, σ_1 e σ_3 são horizontais. Este tipo de falhas resulta de

movimentos cisalhantes ao longo de um plano vertical, subvertical ou sub-horizontal (PARK, 2004).



Figura 2.1: Principais tipos de falhas segundo o modelo andersoniano com a representação dos eixos de tensões .

Legenda: (a) Falha normal, (b) falha reversa, (c) falha transcorrente. Fonte: ANDERSON, 1905 e GROSHONG, 1999.

2.2 Falhas normais

O termo "falha normal" tem a sua origem nas minas de carvão do século XIX na Inglaterra, onde este tipo de falha era o mais comum, chamando-lhe assim os mineiros de falha normal (PEACOCK, 2000).

A forma mais proeminente de acomodação de deformação distensional (extensional) pela crosta é ruptura por falhamentos normais (p. ex, JACKSON, 1987; MANDL, 1988; COWIE; SCHOLZ, 1992a). Durante os últimos 30 anos, numerosos estudos abordaram temas específicos de falhamento distensional, seja descrevendo geometricamente falhas normais (p. ex. MCCLAY; ELLIS 1987; ROBERTS; YIELDING; FREEMAN, 1991; DRESEN;

GWILDIS; KLUEGEL, 1991) ou propondo modelos para o seu desenvolvimento e crescimento (p. ex. WATTERSON, 1986; COWIE; SCHOLZ, 1992b; MORLEY, 2002). Os estudos supramencionados sublinharam o papel que falhas normais desempenham no desenvolvimento das bacias distensionais (p. ex. GIBBS, 1984, 1987; WU et al. 2009) e no aporte de sedimentos para tais bacias (p. ex. GAWTHORPE; HURST, 1993; LEEDER; JACKSON, 1993; ALLEN; DENSMORE, 2000; GOLDSWORTHY; JACKSON, 2000; PIVNIK et al, 2003).

2.2.1 Sobre a geometria de falhas normais

As falhas normais podem apresentar, ou não, superfícies de descolamento basal. Estas superfícies de menor resistência têm um papel significativo no controle do modo e taxa da deformação e, consequentemente, no estilo de distensão superficial. Nos modelos físicos realizados por Bahroudi (2003) foi testado o efeito de deslocamentos dúcteis e friccionais e os resultados indicam que a reativação de falhas do embasamento abaixo da superfície de descolamento também pode controlar o estilo e a taxa de distensão. As principais diferenças entre os modelos de descolamento friccional e dúctil são evidenciadas pela largura da zona de deformação e pelo número de falhas desenvolvidas, que é maior nos experimentos com descolamento dúctil (BAHROUDI; 2003).

Observa-se que falhas possuem uma variação do deslocamento de seus planos, sendo ele, zero nas extremidades e máximo na região central. Esse deslocamento heterogêneo é responsável pela geometria elíptica do plano de falha, com o menor eixo da elipse paralelo ao sentido do deslocamento. Assim, a modelagem dos processos envolvidos no crescimento de falhas permitiu a sua divisão, segundo Cartwright; Trudgill; Mansfield. (1995), em dois grandes grupos: (i) crescimento por propagação radial e (ii) crescimento pela união de segmentos (figura 2.2).

O crescimento por propagação radial refere, tal como o nome indica, que as falhas crescem através de uma série de eventos distensivos. A falha propaga-se horizontalmente e verticalmente, porém, o seu crescimento horizontal é, proporcionalmente, maior que o crescimento no seu plano de mergulho. Assim, o crescimento radial da falha resulta num plano de falha elíptico, sendo o eixo maior da elipse o traço horizontal da falha e o eixo menor da elipse a linha de maior rejeito.

O crescimento de falhas por união de segmentos assume que, o maior reajuste do perfil de deslocamento ocorre subsequente à completa união (*hard-linkage*) dos segmentos. De acordo com este modelo, falhas recém unidas são subdeslocadas em relação a falhas isoladas.





Legenda: (A) Esquema ilustrativo da propagação radial de falhas, i, ii e iii representam três estágios consecutivos de propagação de uma mesma falha. O deslocamento diminui (setas) a partir do centro para as extremidades da falha. (B) Ilustração da evolução de três segmentos (x, y e z) que se interligam, gerando uma falha única maior. (i) Início do falhamento, (ii) interligação dos segmentos y e z, (iii) união dos segmentos x com o segmento yz de falha numa única falha maior. Repare-se que a interligação de segmentos que produz perfis alongados de deslocamento (D) e extensão (E) leva a que o perfil final da falha resultante é bastante similar ao perfil de um segmento de falha isolado.

Fonte: Modificado de Cartwright; Trudgill; Mansfield (1995) e de Gawthorpe; Leeder (2000).

Um modelo alternativo é proposto por Cowie (1998) sugerindo que o maior deslocamento ocorre enquanto as falhas ainda permanecem relativamente isoladas (figura 2.3). Isso é alcançado através do crescimento preferencial, localizado em pontos de "simetria de rutura" na evolução dos sistemas de falhas. O segmento central de uma falha irá variar de acordo com a definição de um ponto de simetria de ruptura. Este segmento pode alcançar um maior comprimento e ter um grande deslocamento antes mesmo de nenhuma união estrutural ocorrer.

Figura 2.3: Ilustração da evolução de um sistema de falhas, através de uma modelagem numérica



Legenda: 1: Nucleação inicial de muitos segmentos isolados; 2: maior crescimento de alguns segmentos (w, x, y, z); 3: A deformação é localizada nas falhas z e y enquanto cessa a atividade nos segmentos adjacentes. Fonte: modificado de Cowie (1998).

As falhas normais podem, segundo Wernicke; Burchfiel (1982), ser divididas em duas classes, rotacionais e não-rotacionais, que, por sua vez, podem ser subdivididas com base na sua geometria em falhas planares (rotacionais ou não) e falhas lístricas rotacionais.

2.2.1.1 Falhas Planares

As falhas planares não-rotacionais assumem normalmente um arranjo em *horsts* e *grabens* (figura 2.4A). Essas estruturas são facilmente modeladas em laboratórios (figura 2.4B). Esta geometria clássica caracteriza-se por uma sucessão de falhas com mergulhos contrários geralmente associados a ambientes tectônicos de distensão uniforme. Este tipo de arranjo acomoda uma pequena quantidade de deformação (Park, 2004).





Ľ

L

Legenda: (A) *graben* na sub-bacia de Sergipe. (B) Formação de *graben* em modelagem física. Fonte: ALVES DA SILVA, 2009.

ł

I

Um modelo para a geração de falhas planares rotacionais foi proposto por Wernicke; Burchfield (1982) no qual a rotação de um corpo rígido, associada a uma distensão, provoca uma rotação dos blocos de falha. A relação entre a distensão e a rotação pode ser calculada usando a equação 2.1. Neste modelo são formados espaços vazios na base dos blocos, na natureza estes espaços são preenchidos por outro material.

$$e = [\sin(\phi_0 + \delta) / \sin \phi] - 1 \tag{2.1}$$

Onde "e" corresponde à distensão $\phi_0 e \phi$ correspondem ao angulo da falha com a horizontal e δ corresponde ao mergulho final das camadas.

O arranjo característico de falhas planares rotacionais denomina-se de "dominó" (figura 2.5). Este tipo de geometria permite uma acomodação de grande distensão, com uma pequena deformação interna dos blocos. Assumindo que o bloco alto não sofre deformação, a geometria em dominó pode se desenvolver de duas formas: com ou sem descolamento basal.

No modelo sem descolamento basal os blocos falhados são "unidos" às camadas sobre e sotopostos, sendo que a camada falhada não é suficientemente "frágil" para ser descrita como descolamento, considerando-se então como uma zona de cisalhamento. No modelo com descolamento basal a ausência de outras superfícies de descolamento força as camadas à distensão, o que facilita a formação desta geometria, (PRICE; COSGROVE, 1990). Arranjos dominados por uma única polaridade são particularmente comuns em sistemas de deslizamento gravitacional. Estes sistemas são controlados pelo peso de uma camada rochosa escorregando sobre outra relativamente menos competente, sendo que este fenômeno é denominado descolamento (*detachment*) (PRICE; COSGROVE, 1990).



Legenda: (A) Falhas planares rotacionais com arranjo em dominó. L₀: Distância original entre dois planos de falha adjacentes; L₁: Distância final entre dois planos de falha adjacentes; t: largura do bloco; φ₀: mergulho inicial da falha; φ: mergulho final da falha; δ: mergulho final das camadas; S_r: rejeito da falha. (1) Corpo antes da deformação, (2) corpo depois da deformação e (3) Relações entre as diversas variáveis descritas acima; (B) Falhas geometria em dominó na Formação Conraria da Bacia Lusitânica (a caderneta tem 20 cm no eixo maior) e; (C) Falhas com geometria *em dominó* desenvolvida em experimento físico.

Fonte: GROSHONG, 1999 (A) e o O autor, 2015 (B e C)

2.2.1.2 Falhas lístricas

Quando falhas planares apresentam variações do mergulho, os estratos do teto podem colapsar, formando assim estruturas do tipo *rollover*. Esta variação no mergulho do plano de falha gera duas superfícies imaginárias (figura 2.6): a superfície axial ativa, mantem a posição relativamente ao teto da falha, e; a superfície axial inativa, que migra com o bloco teto da falha e define um plano que separa a porção dobrada da não-dobrada. O mergulho da superfície ativa é controlado pela reologia da rocha, principalmente pelo seu ângulo de fricção interna (XIAO; SUPPE, 1992).



Figura 2.6: Desenvolvimento de superfícies axiais ativa e inativa para uma falha lístrica, assumindo o colapso na direção antitética da falha. As camadas sofrem cisalhamento progressivo ao passar pela superfície axial ativa.

Fonte: modificado de Xiao; Suppe (1992).

Pode-se considerar uma falha lístrica como sendo um somatório de várias quebras de mergulho, formando uma superfície curva que tende a horizontalizar em profundidade (XIAO; SUPPE, 1992). O somatório do colapso provocado por sucessivas quebras de mergulho do plano de falha pode gerar uma dobra em rollover (figura 2.7).



Figura 2.7: Fotografia de rollover desenvolvido em modelagem física com argila por Closs em 1968

.Fonte: modificado de Groshong (1999).

2.2.1.3 Zonas de transferência

Uma zona de transferência representa uma região com importantes elementos estruturais transversos ou oblíquos. As zonas de transferência permitem a acomodação de distensão entre segmentos de falhas individuais ao longo do comprimento da zona de deformação de uma bacia. Embora a presença desta zona impliquem uma relação geométrica entre as falhas, não determina que haja uma relação cinemática ou mecânica entre elas.

Identificam-se dois tipos principais de zonas de transferência entre os segmentos de falha com distribuição espacial *en échelon*, (BALLY, 1981; GIBBS, 1984):

- i) Falhas de transferência (*hard-linkage*) (figura 2.8A).
- ii) Zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*) (figura 2.8B).



Figura 2.8: Representação esquemática dos dois tipos principais de zonas de transferência

Legenda: (A) Falha de transferência (*hard-linkage*) e (B) zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*). Fonte: modificado de Gawthorpe; Hurst (1993).

Com base na geometria, mais precisamente com o sentido do mergulho das falhas, as zonas de revezamento podem ser subdivididos em zonas sintéticas ou conjugadas (figura 2.9).

As zonas de transferência ocorrem em várias escalas, estando o seu tamanho diretamente relacionado com as falhas que lhes dão origem. Sistemas de falhas menores estão, por vezes, embutidos em sistemas maiores e, zonas de transferência menores podem, também, estar inseridas em zonas de transferência de maior dimensão.

As zonas de transferência de um rifte podem ser definidas como um sistema coordenado de feições deformacionais que conservam o esforço distensional regional. Este

mecanismo deformacional é mais ativo na porção crustal superior de comportamento rúptil. Ou seja, a não ser por um outro processo crustal, como por exemplo, fluxo dúctil ou uma intrusão magmática rasa acompanhada de distensão, a definição de zona de transferência é comumente reduzida à conservação do deslocamento da falha em três dimensões (MORLEY, NELSON, PATTON, 1990).





Legenda: (A) Representação esquemática, em mapa, das diferentes geometrias das zonas de transferência; (B) representação, em seção, da propagação de falhas por ligação de segmentos. Fonte: modficado de Groshong (1999).

2.2.2 Sobre falhas em rochas porosas

Em regime frágil as rochas respondem à tensão formando fraturas distensivas e fraturas de cisalhamento. Essas fraturas são descontinuidades abruptas e mecanicamente

fracas sendo por isso, propensas à reativação. Conforme visto anteriormente é assim que rochas não porosas e de baixa competência respondem à tensão aplicada. No entanto em rochas mais porosas, como por exemplo os sedimentos de uma bacia, a deformação frágil é expressa por estruturas similares, no entanto diferentes, apelidadas de bandas de deformação (FOSSEN, 2010). Bandas de deformação são zonas de compactação, cisalhamento e/ou dilatação de espessura milimétrica. A figura 2.10 mostra como bandas de deformação relacionam-se, cinematicamente, com fraturas em rochas não-porosas ou de baixa porosidade.



Legenda:(A) e bandas de deformação em materiais porosos (B). Fonte: modificado de Fossen (2010)

Bandas de deformação são distinguíveis de fraturas comuns pelos seguintes aspetos (FOSSEN, 2010):

- Bandas de deformação são mais espessas e, ao mesmo tempo, exibem rejeitos menores do que as superfícies de deslizamento regulares de comprimento comparável. Este

fato levou ao termo de descontinuidades tabulares, opostamente de descontinuidades abruptas para fraturas;

- Uma outra diferença reside no fato de que a coesão é extinguida ou reduzida nos planos de fraturas, já as bandas de deformação mantêm ou até resultam em zonas de maior coesão e;

- Ainda, existe uma forte tendência para bandas de deformação representarem elementos tabulares de baixa permeabilidade em rochas, que de outra forma seriam altamente permeáveis. Esta redução da permeabilidade está relacionada ao colapso do espaço dos poros. Contrastantemente, as fracturas, geralmente, aumentam a permeabilidade, principalmente em rochas originalmente de baixa permeabilidade ou impermeáveis.

A diferença entre a fratura frágil das rochas não porosas e porosas assenta na presença, nestas últimas, de um volume de poros, nas rochas porosas, que pode ser utilizado durante a reorganização de grãos. O espaço disponível nos poros favorece um eficaz de rolamento e de deslizamento dos grãos.

2.2.3 Sobre o diagrama de Riedel

Visto que movimentos tectônicos transcorrentes foram, extensivamente, observados no decorrer desta tese faz-se necessário o detalhamento de estruturas formadas sob regime tectônico direcional. As estruturas geradas em movimentos direcionais foram inicialmente estudadas através dos experimentos de modelagem fisica por Riedel do início dos anos 1900 (FOSSEN, 2010). A configuração do aparato experimental consitiu em dois blocos de madeira cobertos por uma camada de argila. Os blocos foram moviam-se segundo o mesmo plano, porém, em direções opostas deformando a argila sobrejacente progressivamente.

Os modelos de Riedel levaram-no ao entendimento de que a camada de argila não desenvolveu uma falha única, mas sim uma zona de deformação, compreendendo um conjunto de pequenas fraturas. Estas fraturas subsidiárias são classificadas com base na sua orientação e sentido de movimento, relativamente à zona de deformação transcorrente (figura 2.11). O assunto tem sido desde então foco de extensa pesquisa em estudos de campo (p. ex. MOORE, 1979; DAVIS et al, 1999;. AHLGREN, 2001; KATZ; WEINBERGER; AYDIN, 2004; COELHO; PASSCHIER; MARQUES 2006), modelagem com argila analógico (p. ex. CLOOS 1955; WILCOX; HARDING, T.P.; SEELY, 1973; TCHALENKO, 1968; SMITH;

DURNEY, 1992, MARQUES; COELHO, 2001), modelagem com areia (p. ex. NAYLOR; MANDL; SIJPESTEIJN, 1986), ensaios de cisalhamento direto (p. ex. BARTLETT; FRIEDMAN; LOGAN, 1981; MOORE; BYERLEE, 1992; SCHREUS, 1994) e modelos numéricos (p. ex. DRESEN, 1991; BRAUN, 1994; MCKINNON; GARRIDO DE LA BARRA, 1998).

Os primeiros conjuntos de fraturas a se formarem são as fraturas de cisalhamento. Este conjunto, conhecido como fraturas de cisalhamento de Riedel ou fraturas R (ou ainda cisalhamentos de Riedel), perfazem um ângulo baixo com a zona de deformação cisalhante e apresenta o mesmo sentido de movimento (RIEDEL, 1929 *apud* FOSSEN, 2010).

Na figura 2.11A as fraturas R são apresentados com um outro conjunto de fraturas conhecidas como fraturas de cisalhamento P ou cisalhamentos P. As fraturas P geralmente se desenvolvem após as fraturas R sendo que o seu desenvolvimento está provavelmente relacionado com as variações temporais no campo de tensões local ao longo da zona de cisalhamento à medida que a deformação aumenta (FOSSEN, 2010).

Um terceiro conjunto de fraturas de cisalhamento é identificado como fraturas antitéticas, estas perfazem um ângulo maior com a zona de cisalhamento. Estas estruturas são chamadas de fraturas de cisalhamento R' e, geralmente, apresentam-se menos desenvolvidos do que fraturas R.

Além das estruturas frágeis R, R' e P, podem também ocorrer zonas distensivas ou fraturas T. Na configuração da zona de cisalhamento do modelo de argila de Riedel, as fraturas T formam-se aproximadamente a 45° com a orientação da zona de cisalhamento. Para grandes zonas transcorrentes, falhas normais formam-se na orientação das fraturas T.

Dobras, também se podem desenvolver em zonas de cisalhamento, tipicamente antes da localização da deformação em falhas. Estas dobras possuem planos axiais perpendiculares às fraturas T, desde que o mergulho das camadas seja aproximadamente, horizontal (FOSSEN, 2010). Outras estruturas compressivas, tais como estilólitos e falhas reversas, podem ser formadas em zonas de cisalhamento. Estes deverão ter aproximadamente a mesma orientação que os eixos das dobras.



Figura 2.11: Ilustração das estruturas formadas em zona de cisalhamento.

Legenda: (A) no modelo teórico de Riedel, onde φ corresponde ao ângulo de fricção interna do material rochoso; (B) em micro e meso-escala e; (C) em escala regional (ou mapa). Fonte: modificado de Fossen (2010).

2.2.4 Sobre transpressão e transtensão

O diagrama de Riedel prevê a formação de componentes locais compressivos ou distensivos. O tipo de deformação que ocorre em tais locais é referido como transpressão ou transtensão. Estes modos de deformação são associados, principalmente, a zonas onde o campo de tensões é obliquo à zona de deformação, isto é, o eixo de compressão máxima (σ_1) e de distensão máxima (σ_3) não são paralelos e perpendiculares, respetivamente, à orientação da zona de cisalhamento. Assim, estas zonas de deformação consideram um componente adicional do encurtamento ou extensão perpendicular aos planos de falhas.

De uma forma geral, transpressão é o espectro de combinação de movimentos transcorrentes e coaxiais envolvendo encurtamento perpendicular à zona de deformação (figura 2.12). Por seu lado a trantensão engloba a combinação de movimentos transcorrentes e distensivos. Por outras palavras, em transpressão e trantensão têm-se a combinação simultânea de movimento de cisalhamento simples ao longo de uma estrutura e de encurtamento, ou distensão perpendicular a ela (FOSSEN, 2010).

Figura 2.12: Ilustração da transtensão e transpressão como regimes compostos entre regime transcorrente e compressivo ou distensivo



Fonte: Fossen, 2010.

2.3 Conceitos de rifteamento

Uma bacia do tipo rifte é caracterizada por depressões alongadas limitadas e conectadas por sistemas de falhas. Estas representam um estágio da tectônica de placas, posicionando-se sobre ou próximo de zonas onde a litosfera teve a sua espessura reduzida durante a instalação destas estruturas. Estas feições são uma das mais importantes feições geológicas para o estudo da história da Terra, ocorrem e ocorreram por todo o globo, formando-se na maioria dos ambientes tectônicos e em todas as fases do Ciclo de Wilson (BURKE et al, 1978).

Dependendo de sua evolução termal, seus padrões de subsidência/soerguimento, seu desenvolvimento estratigráfico e sua estrutura um rifte pode ser simétrico ou, mais comumente, assimétrico, as principais diferenças entre ambos estão sumarizadas na figura 2.13.

O elemento básico de um rifte continental mais aceito atualmente é um hemi-graben (p. ex. GIBBS, 1984; LEEDER; GAWTHORPE, 1987; ROSENDAHL, 1987). Este modelo compreende uma falha principal, denominada de "falha de borda" ou "falha mestra", que controla a assimetria da bacia. A direção e mergulho desta falha podem ser influenciados pelo controle de estruturas pré-existentes ou pela presença de uma zona de acomodação ou falha de transferência (INGERSOLL; BUSBY, 1995).

Rifte simétrico		Rifte assimétrico	
		Margem flexural Margem falhada	
Sincronismo entre as falhas principais e secundárias	As falhas secundárias são, geralmente, abandonadas após o término do movimento da falha mestra	As falhas secundárias são, geralmente, abandonadas após o término do movimento da falha mestra	
Razão entre as falhas sintéticas e antitéticas	O numero de falhas antitéticas e sintéticas é aproximadamente igual	As falhas sintéticas secundárias tendem a ser mais numerosas e a acumular a maior parte da distensão	
Particionamento da distensão entre as falhas	Percentagem relativamente baixa (<20%) da distensão é acomodada pelas falhas secundárias	Percentagem relativamente alta (20-50%) da distensão é acomodada pelas falhas secundárias	
Espaçamento das falhas secundárias	Relativamente espaçadas	Relativamente pouco espaçadas	
Distribuição das falhas secundárias	As falhas secundárias são mais frequentes na região central do rifte	As falhas secundárias são mais frequentes na margem flexural	

Figura 2.13: Quadro ilustrativo das principais diferenças entre as características de falhas em riftes simétricos e assimétricos

Fonte: modificado de Morley (1995).

Inicialmente, os riftes continentais foram divididos em dois grupos: riftes passivos e riftes ativos (SENGOR; BURKE, 1978). Em geral, considerou-se que riftes ativos eram resultantes de ascensão do manto através de plumas e aquecimento da litosfera. Este mecanismo levava à ocorrência de extenso vulcanismo durante o processo de rifteamento. Por seu lado, riftes passivos resultavam de campos de tensões distantes. Segundo ZIEGLER; CLOETINGH (2004), esta classificação é questionável, pois o estudo de riftes fanerozóicos mostrou que a atividade vulcânica é uma consequência da extensão da litosfera e não o contrário.

Outra classificação baseia-se nos processos que ocorrem durante a formação das margens rifte, em vez da sua origem, assim as margens continentais podem ser classificadas como vulcânicas e não-vulcânicas (ELDHOLM; THIEDE; TAYLOR, 1989):

i) Margens vulcânicas são tipicamente associadas com basaltos continentais ou presença de plumas. A estratigrafia das margens vulcânicas é marcada pela ocorrência de rochas ígneas extrusivas, formando *Seaward Dipping Reflectors* (SDRs). Considera-se que a distensão é acomodada nestas margens por falhas e a adição de material na crosta, sob a forma de intrusões ígneas como diques.

ii) Margens não vulcânicas não são, geralmente, associadas a atividade magmática em larga escala. Estas margens são frequentemente associadas à hiperextensão da crosta. Um exemplo clássico deste tipo de tipo de margem é a margem Ibéria-Newfoundland, onde são interpretadas estruturas como, por exemplo, falhas normais de baixo ângulo e exumação manto (LAVIER; MANATSCHAL, 2006). Margens vulcânicas e não vulcânicas são muitas vezes chamado de "*magma-rich*" e "*magma-poor*", respectivamente.

Durante a distensão de margens continentais, uma variedade de processos pode ocorrer, tanto para acomodar extensão como consequência disso. Esses processos operam numa variedade de escalas, a partir de catáclase em falhas individuais até afinamento da litosfera em grande escala.

A resposta da crosta e do manto litosférico à distensão é crucial para a evolução das margens passivas, podendo isso afetar muitos processos durante o rifteamento, tais como o desenvolvimento de falhas, localização de magmatismo, a posição da ruptura crustal e os natureza do soerguimento ou subsidência durante o rifteamento (ZIEGLER; CLOETINGH, 2004).

2.3.2 Sobre os mecanismos de rifteamento

Em termos de desenvolvimento estrutural à escala litosférica, foram propostos 4 modelos para o desenvolvimento de riftes: i) cisalhamento puro; ii) cisalhamento simples; (iii) delaminação que combina ambos e; fluxo da crosta inferior (figura 2.14):





Legenda: (A) cisalhamento puro, (B) cisalhamento simples e (C) combinação de cisalhamento puro e simples ou delaminação.

Nota:Observe-se que as ilustrações não estão à escala. Fonte: McKenzie, 1978 (A), Wernicke, 1985(B) e Lister; Etheridge; Symonds, 1986 (C)

i) Cisalhamento Puro

Este mecanismo, sugerido por McKenzie (1978) define o mecanismo de cisalhamento puro como o afinamento homogêneo de um bloco inteiro por um fator de estiramento " β ", dado pela razão entre a espessura inicial e final. Este mecanismo parte do princípio que a litosfera continental é estirada rápida e uniformemente (figura 2.14A). O rápido estiramento é acompanhado por afinamento da litosfera e ascensão passiva da astenosfera, quente, sob a litosfera estirada (ROBERTS; YIELDING, 1994).

O estiramento da litosfera é acompanhado pela compensação isostática, resultando na subsidência do topo da superfície da litosfera e elevação da superfície da descontinuidade de Mohorovicic. Desta forma, o mecanismo de cisalhamento puro desenvolve-se em duas fases (ROBERTS; YIELDING, 1994): uma fase inicial rápida onde a subsidência é controlada pela isostasia e acompanhada de um estiramento "instantâneo" da litosfera e uma fase mais lenta, onde a subsidência termal da litosfera é exponencial, resultante da manutenção do equilíbrio isostático durante o resfriamento da astenosfera soerguida, sendo acompanhada por período de não-estiramento litosférico.

ii) Cisalhamento Simples

O mecanismo de rifteamento por cisalhamento simples proposto por Wernicke (1985) depreende que a distensão da litosfera é acomodada por uma grande zona de cisalhamento, de mergulho suave, que se prolonga até a base da litosfera (figura 2.14B). As falhas de descolamento na crosta superior ocorrem afastadas da zona onde a astenosfera ascende, zona esta onde a distensão é acomodada pela litosfera inferior (Roberts; Yielding, 1994). Ao longo da última década do séc. XX foram propostos diversos modelos que constituem variações do modelo de Wernicke (WEISSEL; KARNER, 1989; LISTER; ETHERIDGE; SYMONDS, 1991; RESTON, 1993).

iii) Delaminação

Este mecanismo consiste, como referido anteriormente de uma combinação dos mecanismos de cisalhamento simples e puro (figura 2.14C). Este mecanismo procura responder a dados estruturais recolhidos através de imageamento sísmico, sugerindo uma combinação dos mecanismos de cisalhamento puro e simples descrevem mais precisamente o

processo de rifteamento em continentes e margens passivas (HELLINGER: SCLATER, 1983; GANS, 1987). A combinação de mecanismos (cisalhamento puro e simples) apresenta grande aplicabilidade ao explicar o afinamento diferencial da crosta e do manto litosférico, nestes casos máximo encurtamento vertical da litosfera é deslocado da zona menos espessa da crosta.

iv) Fluxo da Crosta Inferior

A crosta inferior pode apresentar uma viscosidade tal que permite seu fluxo lateral, de regiões não-distendidas para regiões distendidas, fruto de diferentes gradientes de pressão horizontal resultantes de afinamento localizado na crosta superior (BUCK, 1991; CHRISTENSEN, 1992).

2.3.3 Sobre a resposta da litosfera à distensão

A distribuição dos esforços distensivos na litosfera onde ocorreu cisalhamento puro (ou uma combinação de cisalhamento puro e simples) pode exercer uma forte influência na evolução estrutural, magmática e estratigráfica de riftes.

Foram propostos dois modelos principais foram para explicar a distribuição do afinamento e estiramento da litosfera (figura 2.15): i) Estiramento dependente da profundidade (ROYDEN; KEEN, 1980) e; ii) estiramento uniforme (MCKENZIE, 1978). O estiramento uniforme prediz que, a litosfera é estendida, sendo a distensão e afinamento distribuídos uniformemente pela crosta e manto superior. Por outro lado, o estiramento dependente da profundidade prevê que a distensão é, principalmente, acomodada pela crosta inferior e manto superior, fruto das diferenças reológicas.

Os diferentes modelos de estiramento da litosfera resultam em diferenças na subsidência e preenchimento das bacias. No modelo de estiramento dependente da profundidade, um rápido preenchimento inicial, durante a distensão litosférica, é seguido por uma diminuição das taxas de acumulação sedimentar à medida que a bacia sofre subsidência por isostasia. A geometria característica de bacias que se formaram sob este regime de estiramento litosférico é conhecida como o *steer head* (WHITE; MCKENZIE, 1988). Em

contraste à região central do rifte que sofre subsidência, os flancos rift soerguem devido ao adelgaçamento do manto litosférico, mais denso, e ao aumento do gradiente geotérmico.



Figura 2.15: Modelos de afinamento litosférico

Legenda: (A) modelo de estiramento uniforme; (B) modelo de estiramento dependente da profundidade com β (fator de estiramento da crosta) menor que δ (fator de estiramento do manto litosférico) e; (C) modelo de estiramento dependente da profundidade com β similar a δ.
 Fonte: modificado de Ziegler; Cloetingh, 2004.

Por seu lado as bacias formadas por estiramento uniforme registram uma subsidência inicial rápida e preenchimento sedimentar, porém a subsidência ocorre precocemente. O modelo de estiramento uniforme também resulta numa resposta isostática menor após rifteamento (ou seja, menor de subsidência térmica e soerguimento dos flancos do rifte). Este fato ocorre pois a distensão na parte inferior da crosta e manto litosférico é menor neste modelo do que no modelo de estiramento dependente da profundidade (DAVIS; KUSZNIR, 2004).

À luz das diferenças supracitadas e de muitos dados geológicos e geofísicos diferentes, que suportam o modelo dependente da profundidade sobre o modelo de estiramento uniforme, o primeiro é mais amplamente utilizado.

O modelo de estiramento dependente da profundidade tem como consequência o fato do manto astenosférico quente poder ascender. Esta ascensão leva a uma substituição do manto litosférico, relativamente, mais frio sob os flancos rifte, para além da região central do rifte. Isto pode levar ao soerguimento dos flancos do rifte e à retração térmica (*sag*) no centro da bacia, devido ao afinamento da litosfera. Isto também leva a uma maior probabilidade de fusão, à medida que a astenosfera quente migra para zonas de pressões mais baixas. Outros fatores, como o enriquecimento relativo em voláteis, e a composição do manto litosférico podem, também, afetar a forma como manto pode fundir em zonas de rifte, pois a composição mineralógica do manto controla as condições de pressão e temperatura necessárias para a ocorrência de fusão parcial (WILSON, 2007).

2.4 Conceitos sobre bacias sedimentares

Os critérios de primeira ordem para a classificação de bacias sedimentares (DICKINSON, 1974; INGERSOLL, 2012) são: (i) tipo de limite de placa mais próxima(s); (ii) proximidade do limite de placa e; (iii) o tipo de substrato. Assim, a classificação de primeira ordem, com base nos critérios (i) e (iii) classifica as bacias como: divergente, intraplaca, convergente, transformante e híbrido (tabela 2.1). Dentro de cada uma dessas categorias existem diversas variantes, dependendo do tipo de substrato (oceânico, transicional, continental e crosta anômala), bem como a posição estrutural, fornecimento de sedimentos, e herança do embasamento. Este conjunto de parâmetros resulta numa miríade de tipos de bacias. No entanto, neste trabalho apenas serão analisados os tipos de bacias relevantes para este trabalho.

Tipo de bacia	Definição	Exemplo atual	Exemplo fóssil
Riftes continentais	Riftes dentro da crosta continental, frequentemente associadas a magmatismo bimodal	Rio Grande Rift	Rifte Proterozoico de Keweenawan
Bacias oceânicas nascentes e margens continentais	Bacias oceânicas incipientes sobre crosta oceânica nova e flanqueada por margens continentais rifteadas	Mar Vermelho	Jurássico do leste da Groelândia
Margens intraplaca continental Configuração em plataforma-talude-fundo	Margens maduras intracontinentais rifteadas com borda da plataforma perto limite entre crosta continental e oceânica	Costa leste dos EUA	Paleozoico Inferior na Cordillera dos EUA e Canadá
Configuração transformante	Margens continentais intraplaca continental que se originaram ao longo de limites de placas transformantes	Costa sul do Oeste da África	Transformante do Alabama-Oklahoma no Pré-cambriano- Paleozoico Inferior
Configuração de talude	Margens progradacionais, intraplaca com a borda da plataforma sobre crosta oceânica	Costa do Golfo do rio Mississippi	Paleozoico Inferior do Terreno de Meguma nos Apalaches Canadianos
Bacias intracratônicas	Amplas bacias cratônicas sobre riftes fósseis	Bacia do Chade	Bacia paleozoica de Michigan
Plataformas continentais	Crátons estáveis com estratos sedimentares finos e lateralmente extensos	Mar de Barents	Paleozoico médio, interior do continente da América do Norte
Bacias oceânicas ativas	Bacias sobre crosta oceânica formada em limites de placas divergentes ativos não relacionados aos sistemas de arco-fossa	Oceano Pacifico	Vários complexos ofiolíticos (?)
Bacias oceânicas dormentes	Bacias sobre crosta oceânica que não está nem divergindo nem subductando	Golfo do México	Bacia paleozoica Tarim
Bacias <i>forearc</i>	Bacias dentro espaços arco- trincheira	Costa de Sumatra	Cretaceous Great Valley (Califórnia)
Bacias intra-arco oceânico	Bacias ao longo das plataformas de arco intra-oceanico, que incluem sobrepostas e sobreposição de vulcões	Arco de Izu Bonin	Complexo de Copper Hill, Gopher Ridge (Jurássico, Califórnia)
Ilhas, montanhas, cordilheiras assísmicas e platôs oceânicos	Aventais sedimentares e plataformas formadas em outro contexto intra-oceânico, que não sistemas arco-fossa	Montanhas submarinas de Emperor-Hawaii	Complexo vulcânico, Mesozoico, da Snow Mountain (Franciscano do norte da Califórnia

Tabela 2.1: Tipos de bacias sedimentares (Continua):

Legenda: Destacadas a verde os tipos de bacias abordados nesta tese. Fonte: Ingersoll (2012)

Bacias backarc oceânico	Bacias oceânicas atrás de arcos magmáticos intraoceânicos (incluindo bacias intra- arco entre arcos ativos e remanescente)	Backarc das Marianas	Ófiolíto Jurássico Josephine (norte da Califórnia)
Bacias backarc continental	Bacias continentais atrás de arcos de margens continentais sem cinturões de dobras e empurrôes <i>foreland</i>	Plataforma de Sunda	Triássico Superior- Jurássico Inferior da Cordillera dos EUA
Bacias retro-foreland e bacias	Bacias <i>foreland</i> no lado continental	Sopé dos Andes	Bacia creácea de Sevier
Retroarco-foreland	de margens continentais com sistemas de arco e fossa		(EUA)
Bacias colisicionais retroforeland	Bacias <i>foreland</i> formadas em sobreposição de placas durante colisão de placas continentais (pode possuir percussores retro-arco)	Bacia Ocidental de Tarim (China)	Bacia Triássica-jurássica de Ordos (China)
Bacias segmentadas retroforeland	Bacias formadas junto a soerguimentos do embasamento em contexto <i>retro-foreland</i>	Bacias das Sierras Pampeanas (Argentina)	Bacia Laramide do Cretáceo Superior- Paleógeno (EUA)
Bacias oceânicas remanescentes	Bacias oceânicas encolhendo entre margens continentais colidindo e/ou sistemas de arco-fossa e, finalmente, subductadas ou deformados dentro de cinturões orogênicos	Baia de Bengala	Bacia pennsylvaniana- permiana de Ouachita
Bacias Pro-foreland	Bacias <i>foreland</i> formadas sobre crosta continental que é parta da placa sendo subductada durante a colisão continental e/ou colisão de arcos	Golfo Persa	Bacias molássicas do cenozoico na Suíça
Bacias de cunha sedimentar	Bacias formadas e transportadas em <i>nappes</i>	Bacia de Peshawar (Paquistâo)	Apeninos neógenos (Itália)
Bacias hinterland	Bacias formado sobre crosta continental espessa atrás cinturões dobrados <i>foreland</i>	Altiplano (Bolivia)	Bacia neógena de Zhada (Tibet)
Bacias transtensivas	Bacias formadas por distensão ao longo concavidades de falhas transcorrentes	Mar Morto	Bacia carbonífera de Magdalen (Gulf of Saint Lawrence)
Bacias transpressivas	Bacias formadas por encurtamento ao longo concavidades de falhas transcorrentes	Bacia de Santa Barbara do tipo <i>foreland</i> (California)	Bacia de Miocene Ridge (California)

Tabela 2.1: Tipos de bacias sedimentares (Continuação):

Legenda: Destacadas a verde os tipos de bacias abordados nesta tese. Fonte: Ingersoll (2012)

Bacias transrotacionais	Bacias formadas por rotação vertical de blocos continentais em sistemas de falhas transcorrentes	<i>Forearc</i> das Aleutas Ócidentais (?)	Bacia miocénica de Los Angeles (bacia de Topanga) (California)
Aulacógenos	Riftes fósseis reativados em alto ângulo com cinturões orogênicos	Baía do Mississippi	Aulacogeno paleozoico de Anadarko (Oklahoma)
Impactogenos	Riftes continentais recém-formados em ângulos elevados com cinturões orogênicos, sem história pré- orogenica (em contraste com aulacogenos)	Rifte Baikal (distal) (Sibéria)	Graben do Rheno (proximal) (Europa)
Colisicional <i>foreland</i> segmentado	Bacias diversas formadas sobre crosta continental deformada por colisões distantes	Bacia Qaidam (China)	Bacias Pennsilvanianas- Permianas ancestrais das Montanhas Rochosas na Rocky Cordillera dos EUA
Bacias halocinéticas	Bacias formado devido à deformação do sal, mais comumente no talude continental	Mini bacias profundas do Golfo do México	Bacia cretácea-paleógena La Popa (Mexico)
Bacias de bólide	Depressões na superfície da Terra, resultantes de impactos extraterrestres	Meteor Crater (Arizona)	Bacia cretácea-paleógena Chicxulub (Mexico)
Bacias herdeiras	Bacias formada em configurações intermontanha após a cessação de atividade orogênica	Sul do Basin and Range (Arizona)	Bacia paleógena Sustut (?) (British Columbia)

Tabela 2.1: Tipos de bacias sedimentares (Conclusão):

Legenda: Destacadas a verde os tipos de bacias abordados nesta tese. Fonte: Ingersoll (2012)

2.4.1 Riftes continentais

Riftes continentais (figura 2.16A) desenvolvem-se, principalmente, como hemigrabens (p. ex. LEEDER; GAWTHORPE, 1987; LEEDER, 1995; GAWTHORPE; LEEDER, 2000). Todos os modelos apresentados por Gawthorpe; Leeder (2000) envolvem falhas normais de alto ângulo cujo movimento origina hemi-grabens. Nestes hemi-grabens o teto das falhas origina a maior parte dos sedimentos, enquanto que os sedimentos grosseiros derivam principalmente, do muro das falhas, estando estes restritos a pequenos leques aluviais ou a *fan-deltas* junto às margens da bacia.

Em contraste, as bacias super-distendidas (formadas acima de falhas normais de baixo ângulo) recebem a maior parte dos sedimentos do muro das falhas e tendem a ser dominados por fluxos detríticos de granulação grosseira (FRIEDMANN; BURBANK, 1995). Outras variantes dos modelos de hemi-grabens de Gawthorpe; Leeder (2000), incluem o desenvolvimento de zonas de acomodação, rampas de revezamento, bacias anticlinais *full-graben*, e bacias *horst* sinclinais (p. ex. ROSENDAHL, 1987; FAULDS; VARGA, 1998; INGERSOLL, 2001; MACK; SEAGER; LEEDER, 2003).

2.4.2 Bacias transtensivas ou pull-apart basins

Bacias transtensivas (figura 2.16C) formam-se tal como o nome indica em regimes tectônicos transtensivos (p. ex. CROWELL, 1974a, 1974b; READING 1980; BLICK; BIDDLE, 1985; NILSEN; SYLVESTER, 1995; WU et al. 2009). Pioneiramente, Mann et al. (1983) propuseram um modelo para as referidas bacias com base num estudo comparativo de bacias *pull-apart* separadas em várias fases do desenvolvimento.

Assim, segundo Wu et al. (2009) e Ingersoll (2012) as bacias *pull-apart* evoluem, resumidamente, através das seguintes etapas:

 i) nucleação de falhamento distensional nas concavidades das falhas mestras, formando-se assim bacias fusiformes, comumente seccionadas por falhas transcorrentes, que formam altos estruturais;

ii) nova distensão, produzindo bacias em forma de *lazy-Z* ou *lazy-S*, isto leva ao desenvolvimento em *rhombochasma*, geralmente com duas ou mais depocentros subcirculares e;

iii) caso a distensão continue, esta resulta na formação de crosta oceânica em pequenos centros de expansão deslocados por falhas transformantes.

A maioria das bacias *pull-apart* têm baixas razões comprimento/ largura, devido às suas curtas histórias relacionadas com variações no regime transcorrente (MANN et al., 1983). Mann (1997) demonstrou que grandes bacias transtensão se formam, frequentemente, em zonas de escape tectônico. Margens de placa transtensivas de longa duração podem evoluir para bacias oceânicas transtensivas (p. ex. Golfo da Califórnia) ou transformante intraplaca em margens continentais (p. ex. na costa sul da África Ocidental ou na margem equatorial brasileira).





Legenda: (A) Bacia do tipo rifte continental no Sistema de Riftes do Leste Africano (rifte de Manda Hararo) e
 (B) respetiva seção geológica ilustrativa; (C) Esquema tectônico simplificado da Bacia de Viena, transtensiva, onde se pode observar a ocorrência de um alto estrutural no centro da bacia e dois depocentros e (D) Secção geológica A-A', cuja localização pode ser observada em (C).
 Fonte: modificado de Wu et a. (2009).

A modelagem física fornece informações importantes sobre o início e evolução de bacias *pull-apart* (p. ex, DOOLEY; MCCLAY, 1997; RAHE FERRILL; MORRIS, 1998; WU et al, 2009). Estudos geofísicos e geológicos têm sido realizados em várias zonas de falhas e bacias transtensivas atuais, por exemplo: Falha Hope na Nova Zelândia (WOOD et al, 1994.), falha transformante do Mar Morto (KATZMAN; URI; LIN, 1995; HURWITZ et al, 2002; LAZAR; BEN-AVRAHAM; SCHATTNER, 2006), e a Falha do Norte da Anatólia, no Mar de Mármara (OKAY et al, 1999; RANGIN et al, 2004). Dorsey; Umhoefer; Renne (1995) discutiram os efeitos da rápida subsidência controlada por falhas na sedimentação de *fan-deltas* ao longo da margem do transtensional Golfo da Califórnia.

2.4.3 Bacias herdeiras, Sucessoras ou Pós-orogênicas

Bacias sucessoras ou bacias herdeiras (KING, 1966 *apud* INGERSOLL, 2012) ou ainda bacias pós-orogênicas (CLOETINGH; ZIEGLER, 2007) foram definidas originalmente como "fendas profundas com vulcanismo associado limitado, com soerguimentos bastante estreitos, que recobrem eugeosinclinais deformados e intrudidos" (EISBACHER, 1974 *apud* INGERSOLL, 2012). Segundo Ingersoll; Busby (1995) esta definição deve ser modificada substituindo "fendas profundas" e "eugeosinclinais " por " intramontanha" e "terrenos", respectivamente.

Escassos trabalhos abordam a construção de modelos para a evolução deste tipo de bacias, concentrando-se as publicações em casos específicos, algo também observado por Busby; Pérez (2012). Uma vez que a evolução de tais bacias está intrinsecamente ligada ao seu enquadramento a extrapolação dos modelos evolutivos de uma bacia para outra é de extrema imprecisão.

Observa-se, no entanto, que a deformação distensional de cinturões orogênicos, envolvendo o desenvolvimento de *grabens* e estruturas *pull-apart*, pode estar relacionada ao soerguimento pós-orogênico e ao desenvolvimento de tensões desviatóricas inerentes à crosta muito espessa (<35 km) (STOCKMAL; BEAUMONT; BOUTILLIER, 1986; DEWEY, 1988; SANDERS ANDRIESSEN; CLOETINGH, 1999). Os seguintes mecanismos contribuem para o soerguimento de pós-orogênico:

 Bloqueio da zona de subducção, devido à decadência do campo de tensões de compressão regionais (WHITTAKER; BOTT; WAGHORN, 1992); ii) Recuo com posterior descolamento da placa subductada da litosfera (FLEITOUT; FROIDEVAUX, 1982; BOTT, 1990, 1993; ANDEWEG; CLOETINGH, 1998)e;

iii) Metamorfismo retrógrado das raízes da crosta envolvendo na presença de fluidos e a transformação de eclogito em granulíto, este último menos denso (LE PICHON; HENRY; GOFFÉ, 1997; BOUSQUET et al. 1997; STRAUME; AUSTRHEIM, 1999).

O desenvolvimento permo-triássico da Bacia Oeste Siberiana é um exemplo deste tipo de bacias é (NIKISHIN et al, 2002). Modificações na direção de convergência de continentes, causando uma reorientação importante do campo de tensões, podem dar origem ao desenvolvimento de sistemas de falhas transcorrentes e, posteriormente a bacias transtensivas ou transpressivas. O desenvolvimento destas estruturas pode controlar o colapso dum orógeno, por exemplo, o desenvolvimento devoniano das Caledonides do Arctico e Atlantico Norte e evolução stephaniana-autuniana do orógeno Varisco (ZIEGLER, 1990).

A Província Basin and Range da América do Norte é um tipo especial de rifteamento pós-orogênico. Considera-se que o colapso da Cordillera dos EUA, desde o Oligoceno, teve origem na colisão do Cráton Norte-Americano, hà cerca de 28 Ma, com a cordilheira do Pacifico Leste em conjunto com a rápida abertura do Oceano Atlântico (VERALL, 1989). Na região sudoeste da *Cordillera* dos EUA a compressão regional diminuiu durante o final do Eoceno e o orógeno começou a colapsar durante o final do Oligoceno, sendo que com a distensão ocorrendo, principalmente, durante o Mioceno e Plioceno (PARSONS, 1995; CLOETINGH; ZIEGLER, 2009).

Em contraste, a *Cordillera* Canadense permaneceu intacta. Durante a fase de colapso, a Cordilheira dos EUA foi submetida a extensivas intrusões, nos níveis inferiores e intermédios da crosta dúctil da Província Basin and Range. Concomitantemente, ocorreu distensão sob altas taxas de deformação, resultando no soerguimento, de 10-20 km, de complexos ductilmente deformados.

A área afetada pela distensão, afinamento crustal, vulcanismo e elevação possui 1500 km² (WERNICKE et al, 1987; CONEY, 1987). O magmatismo do Eo-Oligoceno da Província Basin and Range tem uma assinatura relacionada com subducção, sugerindo uma fase inicial de extensão retro-arco. Magmas provindos da astenosfera passam a desempenhar um papel cada vez mais relevante a partir do Mioceno, presumivelmente, devido à abertura de janelas astenosféricas relacionados com o descolamento do *slab* Farallon da litosfera e consequente afundamento no manto (JONES et al, 1992; PARSONS, 1995).

2.5 Conceitos de Modelagem Física

O primeiro experimento de modelagem analógica conhecido foi realizado por Sir James Hall em 1815 (figura 2.17) (KOYI, 1997). Ao longo desse século vários autores realizaram experimentos simulando a geração de falhas e dobras. O primeiro estudo sistemático de modelagem de deformação por cisalhamento puro foi realizado por Cadell em 1889 (MCCLAY, 1996).

Figura 2.17: Fotografia de Sir James Hall durante os seus experimentos, simulando a formação das cadeias montanhosas da Escócia.



Fonte: Koyi, 1997

De uma forma geral, o estudo das estruturas geológicas abrange a análise de estruturas finais, sendo impossível observar a situação inicial ou testemunhar a evolução real das mesmas. Ramberg (1981) observou que a importância da modelagem física em estudos tectônicos reside no facto de que um modelo com uma escala dinâmica correta, esta exibe uma evolução que simula os processos naturais em uma escala geométrica mais conveniente (geralmente menor) e com velocidade, geralmente, mais rápida.

No entanto, não é o objetivo da modelagem física simular com precisão um senário geológico complexo, pois para tal seria necessário o conhecimento de todas as condições e geometrias que afetaram o processo natural (MANDL, 2000). Esse mesmo autor enfatiza que complexas situações naturais devem ser simuladas através da combinação de vários modelos mais simples.

Os modelos físicos permitem a observação de como estruturas geológicas evolvem com o tempo e espaço, e são portanto uma ferramenta útil para a interpretação de estruturas naturais. Adicionalmente, os modelos físicos deformam-se seguindo as mesmas leis mecânicas existentes na natureza e, contrariamente à modelagem numérica, o modelos físicos de deformação frágil da superfície da crosta incluem a formação e o crescimento tridimensional de novas falhas durante o experimento (MCCLAY, 1996).

Modelos analógicos têm sido utilizadas para simular e compreender estruturas geológicas em regimes tectônicos distintos, por exemplo:

i) Deformação distensional (HORSFIELD, 1977; VENDEVILLE et al., 1987; ELLIS; MCCLAY,1988; MCCLAY, 1990a; TRON; BRUN, 1991; CHILDS et al., 1993; MCCLAY; WHITE, 1995; MAUDUIT; DAUTEUIL, 1996; FOSSEN; GABRIELSEN, 1996; HIGGINS; HARRIS, 1997; ACOCELLA et al., 1999; CLIFTON et al., 2000; MART; DAUTEUIL, 2000; GABRIELSEN; CLAUSEN, 2001; MCCLAY et al., 2002);

ii) Deformação compressiva (MULUGETA; KOYI, 1987; COLLETTA et al., 1991; COBBOLD; DURAND; MOURGUES, 2001; SCHREURS; HÄNNI; VOCK, 2001; LICKORISH et al., 2002);

iii) Deformação transcorrente (EMMONS, 1969; TCHALENKO, 1970;
RICHARD; KRANTZ, 1991; SCHREURS, 1994; DOOLEY; MCCLAY, 1997; MCCLAY;
BONORA, 2001; SCHÖPFER; STEYRER, 2001) e;

iv) Inversão (BUCHANAN; MCCLAY, 1991; 1992).

Todos esses trabalhos confirmam similaridades entre as estruturas observadas nos experimentos e aquelas naturalmente ocorrentes e, por conseguinte, atestar a aplicabilidade da modelagem física

Para um experimento simular fielmente as estruturas naturais, este deve estar corretamente dimensionado. Um dimensionamento correto do modelo relativamente ao protótipo natural necessita cumprir, basicamente, três requisitos: (i) similaridade geométrica, (ii) similaridade cinemática e (iii) similaridade dinâmica (HUBBERT, 1937; RAMBERG, 1981):

i) Similaridade geométrica: o modelo e o protótipo são geometricamente similares se todas as dimensões forem proporcionais e se todos os ângulos correspondentes foram iguais (HUBBERT, 1937). Isto implica que a razão das distâncias entre quaisquer dois pontos no modelo e no protótipo é constante (equação 2.2.1), bem como a razão entre superfícies (equação 2.2.2) e volumes correspondentes (equação 2.2.3):

$$\frac{Lm}{Lp} = \lambda \tag{2.2.1}$$

$$\frac{Sm}{Sp} = \lambda^2 \tag{2.2.2}$$

$$\frac{Vm}{Vp} = \lambda^3 \tag{2.2.3}$$

Onde "L" corresponde à dimensão linear, S corresponde à superfície, V corresponde ao volume e os denominadores "m" e "p" correspondem ao modelo e ao protótipo, respetivamente.

ii) Similaridade cinemática: o modelo e o protótipo são cinematicamente equivalentes se se mantiver o princípio similaridade geométrica durante a evolução de ambos, desde que os estágios evolucionários sejam comparados em momento correspondente (RAMBERG, 1981).
 Isto implica que razão temporal entre o modelo e o protótipo se mantenha constante durante a evolução de ambos (equação 2.3):

$$\frac{Tm}{Tp} = \tau \tag{2.3}$$

Onde "Tp" corresponde ao tempo necessária para uma qualquer transformação do protótipo "Tm" corresponde ao tempo necessária para uma transformação equivalente do modelo (HUBBERT, 1937; RAMBERG, 1981).

iii) Similaridade dinâmica (equação 2.4.1): esta é conseguida se a razão das forças atuantes no modelo e no protótipo é constante (HUBBERT, 1937). Segundo Ramberg (1981) esta razão deve ser a mesma para quaisquer forças mecânicas agindo no modelo e no protótipo (equação 2.5.2):

$$\frac{Fm}{Fp} = \phi \tag{2.4.1}$$

$$\phi = \frac{Fmg}{Fpg} = \frac{Fmi}{Fpi} = \frac{Fmv}{Fpv} = \frac{Fme}{Fpe} = \frac{Fmf}{Fpf}$$
(2.4.2)

Onde "Fm" e "Fp" correspondem a uma força atuante no modelo e no protótipo, respetivamente. Já "Fg", "Fi", "Fv", "Fe" e "Ff" correspondem às forças de gravidade, inércia, viscosa, elástica e friccional, respetivamente (HUBBERT, 1937; RAMBERG, 1981).

Em todos os experimentos realizados para esta tese utilizou-se areia de quartzo seca. A areia seca comporta-se como um material Mohr-Coulomb e tem um angulo interno de fricção que é, aproximadamente, igual ao de rochas da superfície da terra, isto é entre 30° e 40° (SCHELLART, 2000; EISENSTADT; SIMS, 2005). Este fato implica que, para dimensionar corretamente o modelo, a coesão do material análogo usado deverá ser redimensionada de forma proporcional à razão entre as dimensões do modelo e do protótipo, isto faz-se necessário pois com gravidade normal (9.8 ms⁻²) a razão entre as tensões correspondentes ao modelo e ao protótipo é igual à razão entre as dimensões lineares correspondentes, isto é λ (HUBBERT, 1937; MANDL, 2000) Assim conforme a equação 2.5, para a deformação por gravidade (acamamento), por exemplo:

$$\frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{\rho_m g_m L_m}{\rho_p g_p L_p}$$
(2.5)

Onde " σ_m " e " σ_p " correspondem à coesão do material análogo no modelo e à rocha no protótipo, respetivamente. Já " ρ ", "g" e "L" correspondem à densidade, aceleração da gravidade e dimensão linear, respetivamente (HUBBERT, 1937; RAMBERG, 1981).

Como $gp = gm; \rho_m \approx \rho_m$ a equação 2.5 pode ser reduzida como (equação 2.6):

$$\frac{\sigma_m}{\sigma_p} \approx \frac{L_m}{L_p} = \lambda$$
 (2.6)

Onde " λ " corresponde ao fator escalar (HUBBERT, 1937)

O dimensionamento correto de um modelo requer ainda, que o mesmo mecanismo de deformação ocorra no modelo e protótipo, e que o falhamento se processe, em ambos os casos, nas mesmas condições críticas (similaridade cinemática). Se o protótipo e modelo, seguirem o critério de Coulomb-Mohr (ver equação 2.5), isto significa que:

$$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\right)_m = \lambda \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\right)_p \tag{2.7.1}$$

Ou:

$$\left(\frac{\sigma'_1 - \sigma'_2}{2}\right)_m = \lambda(\tau_{0,p} + \sigma_p.\tan\varphi)$$
(2.7.2)

Onde " σ '1" e " σ '3" correspondem à tensão efetiva compressiva e distensiva máxima, respetivamente, " φ " corresponde ao angulo interno de fricção e " τ_0 " à coesão interna.

Desta forma com valores de coesão para a areia seca variando de alguns pascais (Pa) até, cerca de, 520 Pa (MCCLAY; ELLIS, 1987; VENDEVILLE et al., 1987; KRANTZ, 1991) e 10⁷ a 7.10⁷ Pa para rochas à superfície (p. ex. Schellart, 2000), o fator escalar resultante seria da ordem dos 10⁵, ou seja 1cm no modelo corresponderia a 1Km na natureza (p. ex. DOOLEY; MCCLAY, 1997) (figura 2.18).

Figura 2.18: Esquema ilustrativo mostrando as variáveis físicas envolvidas na modelagem física.



Legenda: λ -fator escalar g -gravidade

- σ-tensão
- τ -resistência à tensão
- ρ -densidade

Fonte: modificado de Automi (2005).

Como referido anteriormente, nos experimentos realizados no âmbito deste trabalho foi usada areia de quartzo seca como material análogo às rochas da superfície da terra. A escolha deste material em relação a outros materiais granulares como por exemplo, argila seca (p. ex. MCCLAY, 1990b; EISENSTADT; SIMS, 2005) ou pó de sílica (p. ex. GALLAND et al. 2006) deveu-se à extensa comprovação e estudo deste material como material análogo para bacias sedimentares (p. ex. MCKENZIE 1978; MCCLAY 1995; MCCLAY 2002) além da sua praticidade.

São duas as propriedades mecânicas de um material que determinam que a sua deformação obedece ao critério Mohr-Coulomb: a coesão do material " τ " e o angulo de fricção interna " ϕ " (HUBBERT, 1951). Estes valores podem ser determinados experimentalmente por *ring shear*, no qual a tensão cisalhante e tensão compressiva são medidas até à ruptura (p. ex. MCCLAY, 1990b). Weijermars; Jackson; Vendeville (1993) observam que para modelos com gravidade normal os valores de coesão deveriam ser inferiores a 300 Pa, a fim de cumprir os critérios discutidos na secção anterior (2.4.1). Os mesmos autores observam também que os ângulos de fricção interna deverão ser entre 30° e 40° para corresponder aos valores naturais. Sob estas condições o comportamento mecânico da areia seca de quartzo no modelo é similar àquelas das rochas presentes na crosta superior.

Em resposta à tensões atuantes no modelo, a areia irá formar zonas de cisalhamento granulares cuja largura é diretamente proporcional ao granulometria (MCCLAY, 1990b). Estas zonas de cisalhamento são formadas por um processo denominado de *shear dilation* (MANDL, 1988). O deslizamento entre os grãos aumenta o espaço poroso na zona de cisalhamento (o volume aumenta frequentemente cerca de 12% p. ex. MCCLAY, 1990b), diminuindo o número de pontos de contato entre os grãos (figura 2.19) McClay (1990b) observou que a largura das zonas de cisalhamento formadas é de, aproximadamente cinco vezes a média da granulometria do material análogo.



Figura 2.19: Ilustração do aumento do espaço poroso e a diminuição dos pontos de contato entre os grãos causados pelo deslizamento dos grãos numa zona de cisalhamento num modelo físico.

Fonte: modificado de Hus (2005).

Para areia, cuja granulometria média é de 300µm, as zonas de cisalhamento assumem larguras de cerca de 1.5mm, enquanto que usando argila, com granulometria substancialmente menor, a largura das zonas de cisalhamento pode atingir os 0.2mm (MCCLAY, 1990b). Uma vez nucleada uma falha num experimento, ela torna-se mais fraca que a areia não falhada que a rodeia, causando que esta seja uma zona preferencial para futura deformação.

A deformação de um material frágil é caracterizada por um estágio inicial de deformação plástica, que com o aumento da tensão atinge um ponto de ruptura e passa a deformar-se fragilmente (figura 2.20). Segundo Mandl (1988), este ponto crítico de ruptura é, praticamente, independente da taxa de deformação do material. Isto implica que a taxa de deformação num modelo físico frágil, contendo apenas areia, não afeta o resultado final do experimento.



Figura 2.20: Gráficos mostrando a tensão (σ) em função da deformação (e) de um determinado material.

Legenda: (A) Um material de comportamento Mohr-Coulomb ideal, com o aumento da tensão vai ter uma deformação plástica até ao ponto de rutura onde assume um comportamento frágil. Neste material ao ser atingido o ponto de rutura a tensão necessária para deformar o corpo não diminui. (B) Numa rocha da crosta superior a tensão necessária para ocorrer deformação frágil é menor que a necessária para atingir o ponto de rutura. (C) Num material análogo granular pode-se observar que o seu comportamento é bastante semelhante ao de uma rocha da crosta superior.

Fonte: modificado de Lohrmann (2003).

2.5.3 Sobre polímeros como material análogo

Polímeros são amplamente utilizados em modelagem física devido ao seu comportamento viscoso. Os polímeros foram utilizados nos experimentos realizados neste trabalho, juntamente com areia seca referida anteriormente, para informações detalhadas do método de aplicação destes materiais por favor consultar a seção 3.2.

O SGM-36 utilizado nos experimentos da secção 5.2 é um polidimetilsiloxano (PDMS), sendo que cada molécula é composta por uma cadeia de 8664 átomos de Me₂SiO. Esse polímero tem uma densidade de 965 kg/m³, tornando-se liquido entre 200 e 500 K (WEIJERMARS, 1986). Observe-se que este material (SGM-36) comporte-se como um

fluido newtoniano com uma viscosidade (η_0) de 5x10⁴ Pa, desde que a tensão aplicada a ele esteja abaixo de 3x10³s⁻¹ a 24°C (WEIJERMARS, 1986)

Num fluido viscoso newtoniano, o esforço diferencial é diretamente proporcional à taxa de tensão e viscosidade (p. ex. RAMSAY; LISLE, 2000). Assim o comportamento mecânico de um material viscoso inclui um fator relativo ao tempo. Para existir similaridade dinâmica entre o modelo e o protótipo, a razão entre o esforço diferencial deverá ser igual à razão entre outras força atuantes no modelo, vide equação 2.4.2 neste capítulo (CHILDS et al., 1993). Assim:

$$\frac{\xi_m \cdot \eta_{0,m}}{\xi_p \cdot \eta_{0,p}} = \phi \tag{2.8}$$

Então para o acamamento, por exemplo:

$$\frac{\underline{\xi}_{m}.\eta_{0,m}}{\underline{\xi}_{p}.\eta_{0,p}} = \frac{\rho_{m}.g_{m}.L_{m}}{\rho_{p}.g_{p}.L_{p}}$$
(2.9)

Onde ξ é a taxa de tensão e η_0 a viscosidade. Já " ρ ", "g" e "L" correspondem à densidade, aceleração da gravidade e dimensão linear, respetivamente do material análogo no modelo e à rocha no protótipo (HUBBERT, 1937; RAMBERG, 1981; CHILDS et al., 1993).

Desta forma a razão entre o tempo deverá ser inversamente proporcional à razão da taxa de deformação do modelo e do protótipo respetivamente, como se pode observar na equação 2.10 (CHILDS et al., 1993):

$$\frac{t_m}{t_p} = \frac{\xi_p}{\xi_m} = \frac{\rho_m \cdot g_m \cdot L_m \cdot \eta_{0,m}}{\rho_p \cdot g_p \cdot L_p \cdot \eta_{0,p}}$$
(2.10)

Onde t_m corresponde ao fator tempo no modelo e t_p corresponde ao fator tempo na natureza, para as demais variáveis consultar a equação 2.9.

A razão temporal é particularmente relevante quando se pretende simular fluxos de rochas no modelo, como por exemplo para o sal (p. ex. CHILDS et al., 1993; WEIJERMARS; JACKSON; VENDEVILLE, 1993; BRUN; MAUDUIT, 2008; BRUN; MAUDUIT, 2009) ou injeção de magma (p. ex. MERLE; VENDEVILLE, 1995). A pesar de não ser relevante para os experimentos realizados no âmbito desta tese, os experimentos foram realizados com velocidades suficientes para manter o fluxo newtoniano.

2.5.4 Sobre as limitações da modelagem física

Apesar dos resultados dos experimentos de modelagem física demonstrarem uma extraordinária semelhança com as estruturas observadas na natureza, existem algumas limitações desta técnica de modelagem. As condições dos limites das paredes e fundo da caixa podem exercer uma forte influência no comportamento dos materiais análogos, entretanto estes limites devem ser ponderados corretamente objetivando a correta representação dos processos naturais (p. ex. MCCLAY, 1996). Segundo Mandl (2000), estes limites artificiais do aparato experimental são uma das razões pelas quais um modelo físico nunca poderá corresponder 100% à natureza. Esse mesmo autor (MANDL, 2000) observa ainda que que outros fatores também limitaram a equivalência de escala entre o modelo e a natureza:

 A plasticidade dos materiais análogos não observa o mesmo fator escalar que as dimensões lineares. Por exemplo, invertendo o fator escalar a plasticidade da areia deveria ser muito menor que aquela da rochas;

 ii) O *softening* dos processos na natureza e nos modelos é um parâmetro de difícil avaliação, virtualmente, impossível de ser escalado corretamente;

iii) Anomalias de pressão nos poros e de compactação na natureza não são considerados na modelagem física;

iv) A possível função da inércia na formação de falhas, fator pouco compreendido, não tem, ainda, nenhuma regra de escalar definida e;

 v) Invertendo-se a escala as dimensões das zonas de cisalhamento nos modelos físicos são muito maiores que aquelas produzidas naturalmente por falhas.

Outra limitação dos modelos físicos reside no fato que eles são, ainda, inviáveis para a simulação dos efeitos termais, flexurais e isostáticos relacionados com o fraturamento da crosta superior (MCCLAY, 1996; DOOLEY; MCCLAY, 1997).

Conhecendo as limitações supracitadas é, no entanto, possível assumir que falhas nucleadas nos modelos físicos possuem as mesmas caraterísticas de orientação e geometria que falhas correspondentes nucleadas por processos naturais. Ainda, as características de desenvolvimento sequencial das falhas em modelos físicos são equivalentes àquelas observado naturalmente (MANDL, 2000; MANSFIELD; CARTWRIGHT, 2001).

2.6 Sobre a modelagem física de riftes

A distensão crustal e litosférica é um mecanismo conhecido na formação de muitas bacias sedimentares do tipo rifte. A relevância econômica da exploração deste tipo de bacias é, por demais evidente, sendo que mais de 1/3 dos campos gigantes de hidrocarbonetos no mundo estão instalados neste tipo de bacia (FRASER et al., 2007).

A modelagem física tem-se revelado uma poderosa ferramenta para o estudo da evolução geodinâmica de riftes visto que, respeitando as relações escalares (item 2.3.1) e conhecendo as suas limitações (item 2.3.4), esta possibilita a observação dos processos que regem a geometria e cinemática das estruturas observadas na natureza. Assim, nas últimas três décadas a modelagem física tem contribuído extensivamente para um melhor entendimento dos processos e parâmetros que envolvem o ambiente tectônico distensional (p. ex. FAUGÈRE; BRUN, 1984; MANDL, 1987; MCCLAY; ELLIS, 1987; MCCLAY, 1990a, b; TRON; BRUN, 1991; MCCLAY; WHITE, 1995; CLIFTON et al., 2000; DUBOIS et al. 2002).

Em trabalhos que abordam o desenvolvimento progressivo dos sistemas de riftes oblíquos e ortogonais (p. ex. MCCLAY; WHITE, 1995; CLIFTON et al., 2000; MCCLAY, 2002) o ângulo agudo entre o eixo do rifte e a direção da distensão, comumente nomeado de α , é inverso ao grau de obliquidade, ou seja, quanto menor o valor de α , maior será a obliquidade da distensão (figura 2.21).



Figura 2.21: Esquema ilustrativo da relação do angulo agudo " α " e a obliquidade de um rifte.

Legenda: (A) observa-se que um rifte se diz ortogonal quando o angulo entre o seu eixo e o sentido da distensão perfazem 90°, em (B) pode-se observar que quando α é inferior a 90° o rifte denomina-se de obliquo. Fonte: O autor, 2015

Os modelos de riftes ortogonais caracterizam-se por falhas nucleadas, geralmente, perpendiculares ao sentido da distensão. Estas tendem a ser longas e retilíneas na margem rifte e, relativamente, mais curtas na região interna do rifte (MCCLAY; WHITE 1995; MCCLAY et al., 2002). Já nos modelos de rifteamento oblíquo, as falhas da margem apresentam uma arquitetura *en échelon* paralelamente à zona de rifteamento, enquanto que as falhas intra-rifte nucleiam-se obliquas ao vetor de distensão, aproximadamente paralelas à zona de deformação pretérita (MCCLAY; WHITE 1995; MCCLAY et al., 2002; WU et al., 2009).

As falhas, tanto nas margens quanto internamente ao rifte, são segmentadas podendo gerar estruturas tipo rampas de revezamento entre as extremidades das falhas sobrepostas (figura 2.22). Nos modelos de bacias do tipo rifte, ortogonal ou oblíquo, o desenvolvimento de depocentros é acompanhado por zonas de acomodação. Estas zonas de acomodação são, normalmente, formadas por pares conjugados de falhas normais que dão origem a hemigrabens com polaridade, também, conjugada (MCCLAY; WHITE 1995; MCCLAY et al., 2002; WU et al., 2009).

Como observado anteriormente, o uso de paredes no aparato experimental constitui uma limitação da modelagem física, causando uma zona onde os resultados são anómalos. Isto ocorre pois na região próxima às margens do experimento as forças tensionais são moduladas e reorientadas por campos de forças secundários relacionados a alterações das condições-limite, o que origina a formação de subpopulações de falhas durante rifteamento oblíquo.



Figura 2.22: Diferença entre riftes oblíquos e ortogonais.

Legenda: (A) Fotografia de um experimento com rifte oblíquo à direita interpretação, observe-se a presença de rampas de revezamento entre falhas normais; (B) Fotografia e interpretação de um rifte ortogonal à direita e esquerda respetivamente; (C) Legenda para a simbologia utilizada.Fonte: O autor, 2015

Experimentos de modelagem física objetivando o estudo da influência da obliquidade do rifte na nucleação de populações de falhas sistemáticas por meio da modelagem física observam a variação sistemática de alguns parâmetros das populações de falhas, de acordo com a obliquidade do rifte (CLIFTON et al., 2000):

i) A variação azimutal das falhas aumenta na proporção do aumento da obliquidade do rifte;

ii) A largura da zona de deformação e o comprimento das maiores falhas aumentam conforme a obliquidade diminui;

iii) A sinuosidade das falhas nucleadas é proporcional à sua dimensão linear;

iv) O crescimento das falhas é, normalmente, realizado pela coalescência de segmentos, levando a que o aumento linear das falhas seja proporcional à diminuição do seu número (figura 2.23).

Figura 2.23: Fotografia de um experimento em três estágios de distensão (i, "ii" e "iv", respetivamente 22%, 33% e 44% de distensão) onde é possível observar a propagação das falhas através da interligação de segmentos ("a", "b", "c" e "d").



Fonte: O autor, 2015

A modelagem física de rifteamento obliquo revela que rampas de revezamento podem constituir locais preferenciais para o transporte de sedimentos originados por erosão das

ombreiras do rifte sendo estas, também, trajetos potenciais para a migração de hidrocarbonetos (SCHLISCHE; WITHJACK; EISENSTADT, 2002).

2.6.1 <u>Sobre a geometria de riftes, comparação entre modelos físicos e</u> <u>exemplos naturais</u>

A comparação das falhas nucleadas nos modelos físicos e exemplos naturais são concretizadas com base nas fortes semelhanças que existem entre as geometrias, arquiteturas e modos de propagação (MCCLAY et al., 2002). Contudo, para a comparação entre os modelos e os exemplos naturais, deve-se ponderar que as semelhanças existentes não necessariamente implicam em mecanismos de deformação e caminhos evolutivos similares, conforme visto anteriormente.

O sistema de riftes do leste africano é um exemplo recorrente para a observação de riftes ativos. Na figura 2.24A pode-se observar um exemplo da semelhança entre um rifte ortogonal gerado através de modelagem física e o rifte Gregory no Quénia. Este exemplo natural apresenta, na região central do rifte, sistemas de falhas longos e relativamente retilíneos, enquanto na margem do rifte os sistemas de falhas apresentam-se segmentados e curvilíneos. Tanto as falhas de borda como as falhas intra-rifte estão, predominantemente, orientadas na direção N-S e apresentam longas zonas de acomodação entre as falhas (interligadas, ocasionalmente por zonas de transferência). Fato relevante é a ausência de falhas obliquas ou transcorrentes (BOSWORTH et al., 1986 *apud* MCCLAY et al., 2002).

Sistemas de riftes oblíquos, são caracterizados por sistemas de falhas *en echelon*, obliquos à distensão e sistemas de falhas ortogonais à distensão. A imagem de radar do Owens Valley, na Califórnia (EUA) (figura 2.24B) mostra uma estrutura distensiva, aproximadamente NW. As margens desta estrutura são obliquas à distensão E-W (MCCLAY et al., 2002). Os sistemas de falhas na margem são caracterizados pela abundância de rampas de revezamento, enquanto que na região intra-rifte as falhas, pouco desenvolvidas e bastante obliquas à distensão, são, também, conectadas por rampas de revezamento.



Figura 2.24: Figura ilustrativa da semelhança dos padrões de falhas originados em modelagem física e observados na natureza.

Legenda: Comparação de um modelo de rifte ortogonal (A) e obliquo (B) (para interpretação de ambos consultar a figura 2.18) e o rifte Gregory no Quénia (A) e o Owens Valley na Califórnia (B).

Fonte: Imagens de satélite e interpretação modificadas de McClay et al., 2002, imagens de modelagem física O autor, 2015