INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E MODELAGEM FÍSICA DO CONE DO AMAZONAS, BACIA DA FOZ DO AMAZONAS, MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

Prof. Dr. João Luiz Martins

Vice-Reitor

Prof. Dr. Antenor Rodrigues Barbosa Junior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós – Graduação

Prof. Dr. Tanus Jorge Nagem

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Prof. Wilson Trigueiro de Souza

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Profa. Selma Maria Fernandes



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 58

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

$N^{o} \ 270$

INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E MODELAGEM FÍSICA DO CONE DO AMAZONAS, BACIA DA FOZ DO AMAZONAS, MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Gil César Rocha de Carvalho

Orientadora

Caroline Janette Souza Gomes

Co-orientador

Marcelo Augusto Martins Neto

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

OURO PRETO

2008

Universidade Federal de Ouro Preto – <u>http://www.ufop.br</u> Escola de Minas – <u>http://www.em.ufop.br</u> Departamento de Geologia – <u>http://www.degeo.ufop.br</u> Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais Campus Morro do Cruzeiro s/n – Bauxita 35400-000 Ouro Preto, Minas Gerais. Tel.(31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 email:pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de diretio autoral.

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Catalogação elaborada pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do Sistema de Bibliotecas e Informação – SISBIN-Universidade Federal de Ouro Preto

C331i	Carvalho, Gil César Rocha de. Interpretação sísmica e modelagem física do cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, margem equatorial brasileira [manuscrito] / Gil César Rocha de Carvalho. – 2008.
	xxii, 119 f.: il., color., grafs., tabs; mapas. (Contribuições às Ciências da Terra. Série M, v. 58, n. 270) ISSN: 85-230-0108-6
	Orientadora: Profa. Dra. Caroline Janette Souza Gomes. Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo Augusto Martins Neto.
	Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Área de concentração: Geologia estrutural/Tectônica.
	 Geofísica - Teses. 2. Amazona, Rio, Bacia - Teses. 3. Argila - Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título. CDU: 627.16(811)

Catalogação: <u>sisbin@sisbin.ufop.br</u>

Dedico esse trabalho à Joyce, minha esposa, por estar sempre ao meu lado dando-me forças para superar os obstáculos. E a minha família por sempre acreditarem em mim. Terminar um trabalho como este é uma grande conquista pessoal! Acreditar que é possível e fazer acontecer é fundamental para alcançarmos os nossos objetivos. Os obstáculos foram enormes mas a vontade de crescer e de continuar foi maior ainda. No entanto para que isso pudesse se realizar, pessoas e instituições foram fundamentais em todas as etapas deste trabalho. Gostaria de agradecer a todos que diretamente ou indiretamente participaram desta conquista junto comigo. Em especial gostaria de agradecer:

A Deus por me dar forças em todos os momentos que acreditei que não seria possível.

A minha orientadora, Prof. Dr. Caroline Janette Gomes pela orientação, pelas discussões, pela paciência e por acreditar em mim.

Ao meu co-orientador e amigo, Prof. Dr. Marcelo Martins Neto, pela orientação, pela paciência, pela amizade e principalmente pela confiança depositada.

Aos grandes amigos Prof. João Luiz Martins, Frank U.H. Falkenhein, Marília e Luciana Reis, que em todos os momentos em que vivi em Ouro Preto, durante a graduação e na pós me ajudaram a trilhar meu caminho na geociência.

Ao meu amigo Carlos Henrique pela confiança, compreensão, amizade e por permanecer sempre disponível e flexível para que este trabalho pudesse acontecer.... Sem o seu incentivo e entendimento isso não seria possível.

A Halliburton pela confiança. Aos amigos da Landmark pela força e pela amizade. Em especial a Patrícia Takayama pelo incentivo, amizade e dedicação.

A amiga Luciana Félix pela amizade e auxílio no carregamento dos dados sísmicos.

Aos amigos Emilson e Ivanise (Petrobras) pelas contribuições técnicas e amizade.

A ANP pela liberação dos dados utilizados neste trabalho.

Ao NUPETRO, em especial ao amigo Christopher Diniz, pela liberação dos dados.

A UFOP por me acolher desde 2001 quando iniciei minha graduação.

A minha mãe e irmãs, por sempre e em todos os momentos de minha vida, me incentivam e dão forças para caminhar.

Ao tio Dedé e tia Pitucha (*in memorian*) por sempre me incentivarem nos estudos sempre me trataram como um filho.

Ao meu sogro e minha sogra por depositarem confiança em mim.

E a minha esposa, em especial, pelo amor, compreensão, dedicação e força para que isso pudesse realizar. Amor, sem você seria impossível!!!!

LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xiii
LISTA DE TABELAS	xviii
RESUMO	xix
ABSTRACT	xxi
CAPÍTULO 1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	1
1.1-Apresentação	1
1.2-Localização	2
1.3-Metodologia do trabalho	4
CAPÍTULO 2. TRABALHOS ANTERIORES	7
2.1- Sobre a Região da Bacia da Foz do Amazonas	7
2.2- Modelos Tectônicos da Região do Cone do Amazonas	8
2.3- Um Modelo Tectônico da Margem Oeste Africana – Comparação com modelo de Bruno	
(1987)	12
2.4- Sobre a Evolução Tectônica da Margem Equatorial Brasileira	14
CAPÍTULO 3. GEOLOGIA REGIONAL	19
3.1- Estratigrafia	19
3.1.1- Seqüência Pré-Jurássica	19
3.1.2- Seqüência do Jurássico ao Cretáceo Superior	19
3.1.3- Seqüência do Cretáceo Superior ao Paleoceno	20
3.1.4- Seqüência do Eoceno ao Mioceno Médio	20
3.1.5- Seqüência do Mioceno Médio ao Holoceno	20
3.2- Arcabouço Estrutural	22
CAPÍTULO 4 . A LUTOCINESE	25
4.1- Introdução	25
4.2- Lutocinese	26
4.3- Folhelhos nas margens passivas	27
CAPÍTULO 5. SÍSMICA DE REFLEXÃO (TEÓRICO)	31
5.1- Introdução	31
5.2- Sísmica de Reflexão	32
5.3- Tipos de Ondas Sonoras	35
5.3.1- Ondas Volumétricas	35
5.3.2- Ondas Superficiais	36
5.4- Levantamento Sísmico	37
5.4.1- Técnica CDP (COMMON DEPTH POINT)	38
5.5- Processamento dos Dados Sísmicos	40

Sumário

5.5.1- O modelo Convolucional e a Deconvolução	40
5.6- Intepretação Sísmica	42
CAPÍTULO 6. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA DO CONE DO AMAZONAS	45
6.1- Introdução	45
6.2- Sismoestratigrafia	46
6.2.1- Embasamento Acústico	65
6.2.1.1- Crosta Continental	65
6.2.1.2- Crosta Transicional ou Continental Oceanic Boundary (COB)	65
6.2.1.3- Crosta Oceânica	66
6.2.1.4- Embasamento Total	66
6.2.2- Seqüência Rifte	67
6.2.3- Seqüência Pré-Cone I	68
6.2.4- Seqüência Pré-Cone II	70
6.2.5- Seqüência Pré-Cone III	72
6.2.6- Seqüência Sin-Cone I	74
6.2.7- Seqüência Sin-Cone II	76
6.3- Arcabouço Estrutural	77
6.4- Discussão dos Resultados	79
CAPÍTULO 7. MODELAGEM FÍSICA ANALÓGICA	85
7.1- Introdução	85
7.2- Análise Dimensional	87
7.3-Considerações Iniciais sobre os experimentos	93
7.4- Metodologia Experimental	95
7.5- Descrição dos Resultados	97
7.5.1- Experimento 1	97
7.5.2- Experimento 2	101
7.5.3- Experimento 3	103
7.6- Discussão dos Resultados	107
CAPÍTULO 8. CONCLUSÃO	111
REFERÊNCIAS	115
ANEXOS	119

Lista de Ilustrações

Figura 1.1- Mapa de localização da Bacia da Foz do Amazonas
Figura 1.2- Mapa dos limites fisiográficos da Bacia da Foz do Amazonas4
Figura 2.1- Esquema simplificado mostrando o modelo estrutural do Cone de Amazonas de Bruno
(1987)
Figura 2.2- Esquema simplificado da evolução progressiva do Cone do Amazonas no tempo segundo
Bruno (1987)10
Figura 2.3- Quatro seções geológicas da Bacia do delta do Níger13
Figura 2.4- Desenhos esquemáticos do modelo do <i>deformation cell</i>
Figura 2.5- Três estágios de evolução do modelo do <i>deformation cell</i> 14
Figura 2.6- Modelo de rifteamento proposto por Zalán (1985)15
Figura 2.7- Modelo de rotação horária de América do Sul proposto por Szatmari et al. (1987) para o
inicio da separação dos continentes16
Figura 2.8- Modelo proposto por Azevedo (1991) para a evolução do Oceano Atlântico Equatorial
com a apresentação do "Corredor Transtracional Dextral"17
Figura 3.1- Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas21
Figura 3.2– Mapa batimétrico da Margem Equatorial Amazônica
Figura 3.3- Seção sísmica da Bacia da Foz do Amazonas, em tempo; e seção geológica baseada em
dados sísmicos e de poços24
Figura 4.1- Deformação controlada pela gravidade
Figura 4.2- Margem passiva com falhamento dominado por deslizamento gravitacional29
Figura 4.3- Cinturão de dobramento Port Isabel, situado a noroeste do Golfo do México29
Figura 5.1- Representação do raio de incidência e do raio refletido
Figura 5.2- Representação esquemática do raio de incidência e do raio refratado

Figura 5.3- Exemplo da montagem de um traço sísmico a partir da reflexão da onda sísmica
incidente
Figura 5.4- Aquisição sísmica marítima
Figura 5.5- Dispositivo básico com seis receptores e diagrama de avanço de tiros
Figura 5.6- (A) Exemplo padrão da seção CMP (B) Correção Dinâmica
Figura 5.7- Modelo de convolução41
Figura 5.8 - Configuração das reflexões sísmicas segundo configurações internas e externas44
Figura 6.1- Mapa de localização das linhas sísmicas
Figura 6.2- Linha sísmica do Cone do Amazonas mostrando as seqüências interpretadas46
Figura 6.3A- Seção sísmica 239-40 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)47
Figura 6.3B- Seção sísmica 239-40 interpretada (escala vertical em ms TWT)
Figura 6.4A- Seção sísmica 239-122 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)49
Figura 6.4B- Seção sísmica 239-122 interpretada (escala vertical em ms TWT)50
Figura 6.5A- Seção sísmica 239-41 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)51
Figura 6.5B- Seção sísmica 239-41 interpretada (escala vertical em ms TWT)52
Figura 6.6A- Seção sísmica 239-42 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)53
Figura 6.6B- Seção sísmica 239-42 interpretada (escala vertical em ms TWT)
Figura 6.7A- Seção sísmica 239-46 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)55
Figura 6.7B- Seção sísmica 239-46 interpretada (escala vertical em ms TWT)56
Figura 6.8A- Seção sísmica 239-56 (strike) sem interpretação (escala vertical em ms TWT)57
Figura 6.8B- Seção sísmica 239-56 interpretada (escala vertical em ms TWT)
Figura 6.9A- Seção sísmica 239-122-1 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)59
Figura 6.9B- Seção sísmica 239-122-1 interpretada (escala vertical em ms TWT)60
Figura 6.10A- Seção sísmica 239-122-2 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)61
Figura 6.10B- Seção sísmica 239-122-2 interpretada (escala vertical em ms TWT)
Figura 6.11A- Seção sísmica 239-122-3 sem interpretação (escala vertical em ms TWT)63
Figura 6.11B- Seção sísmica 239-122-3 interpretada (escala vertical em ms TWT)64

Figura 6.12- Mapa de Contorno Estrutural do Embasamento total (Crosta Continental + COB +
Crosta Oceânica) (escala em ms TWT)
Figura 6.13- Mapa de Contorno Estrutural do topo da Seqüência Rifte (escala em ms TWT)67
Figura 6.14- Mapa de Isópacas da Seqüência Rifte com o limite de ocorrência da COB (escala em ms
TWT)67
Figura 6.15- Mapa de Contorno Estrutural do topo da Seqüência Pré-Cone I (escala em ms
TWT)
Figura 6.16- Mapa de Isópacas da Seqüência Pré-Cone I (escala em ms TWT)69
Figura 6.17- Mapa de Contorno Estrutural do topo da Seqüência Pré-Cone II (escala em ms
TWT)71
Figura 6.18- Mapa de Isópacas da Seqüência Pré-Cone II (escala em ms TWT)71
Figura 6.19 – Seção Sísmica 239-122-2 com zoom na região do topo da Seqüência Pré-Cone
III72
Figura 6.20- Mapa de Contorno Estrutural do topo da Seqüência Pré-Cone III (escala em ms
TWT)73
Figura 6.21- Mapa de Isópacas da Seqüência Pré-Cone III (escala em ms TWT)73
Figura 6.22- Mapa de Contorno Estrutural do topo da Seqüência Sin-Cone I (escala em ms
TWT)75
Figura 6.23- Mapa de Isópacas da Seqüência Sin-Cone I (escala em ms TWT)75
Figura 6.24- Mapa de Contorno Estrutural do topo da Seqüência Sin-Cone II (escala em ms
TWT)76
Figura 6.25- Mapa de Isópacas da Seqüência Sin-Cone II (escala em ms TWT)77
Figura 6.26 – Seção sísmica 239-40 mostrando estruturas anticlinais de roll-over no sistema
distensivo78
Figura 6.27- Mapa de contorno estrutural do Pré-Cone II com o Mapa Estrutural do Cone80
Figura 6.28 A delimitação dos domínios estruturais
Figura 6.29- Mapa Estrutural do Cone do Amazonas81

Figura 6.30- Seção sísmica 239-40 identificando os principais domínios estruturais presentes no Cone
do Amazonas
Figura 6.31- Seção 239-40 com as Seqüências Pré-Cone II, III e Sin-Cone I e II preenchidas
Figura 7.1- Fotografia de experimento simulando o sistema conectado de falhas distensivas e
compressivas por sobrecarga do pacote progradante e barreira física, sobre descolamento dúctil
(camada de silicone), em caixa horizontal94
Figura 7.2- Representação esquematica das condições de contorno dos experimentos (antes da
deposicao do pacote sedimentar progradante)97
Figura 7.3- Fotografia do experimento 1 na posição horizontal
Figura 7.4- Fotografia do experimento 1 basculado após a deposição completa das quatro unidades
sedimentares
Figura 7.5- Fotografias do experimento 1 ao final da deformação99
Figura 7.6- Fotografias do experimento 1 ao final da deformação, em planta e num corte do
experimento 1100
Figura 7.7- Fotografia do experimento 2 na posição horizontal101
Figura 7.8- Fotografias mostrando a deformação gravitacional progressiva do experimento 2 ao longo
de um espaço de tempo total de seis horas; todas as fotos foram tiradas ao final do intervalo de 1
h102
Figura 7. 9- Fotografia mostrando um corte no centro do experimento 2 com o fault-bend fold na
região dowslope103
Figura 7.10- Fotografia do experimento 3 na posição horizontal103
Figura 7. 11- Fotografias mostrando a deformação gravitacional progressiva do experimento 3, ao
longo de um espaço de tempo total de 4 horas104
Figura 7.12- Fotografias mostrando os cortes no experimento 3105

Figura 7.13- Fotografias da deformação progressiva na região downslope do experimento 3, ocorrida
ao longo de um espaço de tempo total de 4 horas106
Figura 7.14- Fotografia da região downslope, compressiva, da parede oposta do experimento 3, ao
final da deformação107
Figura 7.15- Fotografia da região downslope, compressiva, de um corte interno do experimento
3107
Figura 7.16- Modelo físico de Garcia (1999), com formação de diápiros em um cinturão de dobras e
falhas associado a um domínio distensivo108
Figura 7.17- Fotografia do modelo físico de McClay et al. (1998), com formação de diápiros em um
cinturão de dobras e falhas associado a um domínio distensivo

Tabela 7.1- Apresentação das condições de contorno mais importantes dos três experimentos...97

Em águas profundas ocorrem comumente cinturões de dobras e falhas gravitacionais associadas a sistemas distensivos e compressivos, conectados entre si por um *detachment* basal. Este se forma em camadas dúcteis de evaporitos ou folhelhos, de distribuição regional. Na região da quebra da plataforma continental, de pronunciada declividade, a deposição de espessos pacotes de sedimentos clásticos sobre a camada dúctil, causa desequilíbrio gravitacional e conseqüente deslizamento e deformação dos pacotes sedimentares.

O Cone do Amazonas, situado na Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira, constitui um típico cinturão de dobras e falhas caracterizado por altas taxas de sedimentação e deformação, associado à movimentação de argilas sobrepressurizadas e apresenta boas condições para geração de hidrocarbonetos. O Cone é caracterizado por um espesso pacote sedimentar depositado à partir do Mioceno Médio como conseqüência da mudança da drenagem do Rio Amazonas decorrente da orogenia Andina.

O objetivo deste trabalho é o estudo do Cone do Amazonas através da interpretação de seções sísmicas, em escala regional, com intuito de contribuir com o conhecimento da evolução da Bacia da Foz do Amazonas, região do Cone do Amazonas e validá-las, a partir de ensaios de modelagens físicas analógica, focando no comportamento do pacote do Mioceno-Plioceno.

Em termos estruturais as interpretações das seções sísmicas mostram que junto à quebra da plataforma carbonática, as falhas lístricas normais, de crescimento, se formaram com pequena distância uma da outra, o que aponta para um desequilíbrio entre a extensão causada pelas falhas e a quantidade de sedimentos trazidos pelo rio Amazonas, isto é a taxa de sedimentação foi maior que a de subsidência. O quadro se inverte no domínio intermediário da bacia, onde as falhas normais formam estruturas anticlinais de crescimento com *"rollover"* associados e são caracterizadas grandes espessuras sedimentares. No antepaís, o domínio externo da bacia, tem-se falhas reversas e diápiros de argila. Como resultado da interpretação estrutural confeccionou-se uma cela do Cone do Amazonas onde se identifica cada um dos domínios estruturais: extensional, compressivo e diapírico.

Em termos sismoestratigráficos seis sequências sedimentares foram identificadas além do embasamento. São elas: a Seqüência Rifte, o Pré-Cone I, Pré-Cone II, Pré-Cone III, Sin-Cone I e Sin-Cone II. Essa nomenclatura foi utilizada para separar os eventos anteriores e posteriores ao estabelecimento do Cone do Amazonas. Para todas as seqüências foram confeccionados mapas de contorno estrutural e isópacas que ajudaram na compreensão e no entendimento dos eventos analisados. Procurou-se identificar padrões geométricos e características importantes dos sinais sísmicos em cada seqüência interpretada.

Foram realizados três experimentos de modelagem física onde utilizou-se para a simulação das rochas de comportamento rúptil, areia de quartzo, seca, e, para as camadas dúcteis, de argila,

silicone (*mastic silicone rebondissant*). A caixa de experimentos era constituída por duas placas basais, horizontais, uma delas sendo suspensa durante a deformação, o que permitiu que se simulasse o talude continental, com ângulo de mergulho máximo de 20°. Toda a base foi coberta por uma camada de silicone e outra de areia, cada uma de 0,5 cm de espessura. Durante a deformação, depositou-se progressivamente um pacote de 3,0 cm de areia representando o pacote progradante.

A tectônica gravitacional simulada mostrou, no alto do talude, cinco falhas normais sintéticas, caracterizando hemi-grabens. No sentido do interior da bacia, falhas sintéticas e antitéticas, formando um graben simétrico responsável pela maior acomodação dos sedimentos sin-rifte. Na região *downslope* uma única falha de empurrão acomodou toda a deformação distensiva. Este fato provavelmente resultou da soma dos processos de 'espalhamento` e ´deslizamento gravitacional´ conforme definido por Rowan *et al* (2004), e que conduziram à forte injeção de silicone, de baixa viscosidade relativa, ao longo da falha de empurrão.

Apesar das simplificações inerentes à modelagem física analógica, adotadas nos experimentos deste trabalho, foi possível concluir, dentre vários pontos, que o experimento 3, simulou com sucesso a tese de que a principal atividade tectônica pode ser relacionada a um processo de deslizamento gravitacional.

Abstract

In deep water gravitational *fold-bend-faults* usually occur associate to the distensional and compressional systems. These systems are connected each other by a basal detachment. It forms in ductile layers of evaporates or shale in regional distribution. In the area of the continental platform breakup of sharp declivity, the deposition of thick packages of clastics sediments on the ductile layer causes gravitational unbalance and consequent gliding and deformation of the sedimentary packages.

The Amazon Cone, located in the Foz do Amazonas Basin, Brazilian Equatorial Margin, constitutes a typical *fold-bend fault* characterized by high sedimentation and deformation taxes, associates to the overburden movement of clay and presents good conditions for petroleum/gas generation. The Cone is characterized by a thick deposited package sedimentary from Middle Miocene as consequence of the change of the Amazon River drainage following the main Andean orogenic stage.

The objective of this work is the study of Amazon Cone over seismic sections interpretation, in regional scale, with intention to contribute with the knowledge of the Foz do Amazonas basin evolution, region of the Amazon Cone, and validate them from assays of physics modeling analogical looking in the behavior of the package of Miocene - Pliocene.

In structural terms, the interpretation of the seismic sections showed that next to the carbonate platform breakup, the normal listric growing faults, which had formed with small distance the one of the other, which means to one unbalance between the extension caused by the faults and the amount of sediments brought for the Amazon river, what means that sedimentation tax were greater than subsidence tax. The situation changed in the intermediate domain of Cone, where the normal faults form growth anticlines structures associated to "*rollover*" structures and are characterized by huge sedimentary thickness. In downslope, characterized by compressional zone, appear the thrust faults and clay diapirs. As result of interpretation was confectioned a cell of the Amazon Cone where it identifies each one of the structural domains: extensional, compressional and diapirics.

In seismic-stratigraphic terms, six sedimentary sequences had been identified beyond the basement. Such as: Rift Sequence, Pre-Cone I Sequence, Pre-Cone II Sequence, Pré-Cone III Sequence, Syn-Cone I Sequence and Syn-Cone II Sequence. This nomenclature was used to distinguish the previous and posterior events to the establishment of the Amazon Cone. For all the sequences had been confectioned Structural Contour Maps and Thickness Maps that had helped in the understanding and the agreement of the analyzed events. It was looked to identify important characteristic geometric standards and seismic signals in each interpreted sequence.

Three experiments of physical modeling had been carried through where it was used for the simulation of fragile rocks behavior, quartz sands, dries, and for the ductile layers, of clay, silicone *(mastic silicone rebondissant)*. The box of experiments was constituted of two basal, horizontal plates, one of them being suspended during the deformation, what it allowed that the continental slope was

simulated, with angle of maximum diving of twenty degrees. The whole base was covered by a layer of silicone and another one of sand, each one had 0,5 cm of thickness. During the deformation, a package of 3,0 cm of sand was deposited gradually representing the progradanting package.

The simulated gravitational tectonic showed, in the high slope, five synthetic normal faults, characterizing hemi-grabens. In the direction of the interior of the Cone there were synthetics and antithetic faults forming one symmetrical graben responsible for the biggest room of the syn-rift sediments. In dowslope an unique thrust fault got in all distensional deformation. This fact probably result of process plus of spreading and gliding gravitacional like defined for Rowan *et al* (2004), and that conducted the strong silicone inject, of low relative viscosity, through of thrust fault.

In spite of simplifications inherent the analogical physics modeling, used in experiments this work, is possible to conclude that the experiment number three, simulated with success the argumentation that the principal tectonic activity can be related the a gliding gravitacional process.

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1 APRESENTAÇÃO

A Bacia da Foz do Amazonas se localiza na área marítima do extremo noroeste do território brasileiro e contém, na região do Cone do Amazonas, um dos maiores leques submarinos do mundo. Este constitui uma das feições mais marcantes do litoral brasileiro, com uma extensão cerca de 700 km desde a quebra da plataforma continental podendo ultrapassar, no depocentro da bacia, 15 km de espessura de sedimentos.

A área da plataforma continental na Bacia da Foz do Amazonas é caracterizada por um espesso pacote carbonático do Paleoceno-Mioceno e, nas regiões da quebra da plataforma e da bacia profunda, por um espesso prisma progradante de sedimentos do Mioceno Superior ao Recente. Este prisma progradante constitui o "Cone do Amazonas" cuja deposição se iniciou com a Orogenia dos Andes que causou a reversão do Rio Amazonas, do Oceano Pacífico para o Oceano Atlântico (Damuth & Kumar 1975). Associada a este fenômeno ocorreu uma regressão marinha que permitiu a chegada de um grande volume de sedimentos terrígenos para além da quebra da plataforma. O cone é caracterizado por intensa argilocinese associada a falhas de crescimento e pode apresentar boas condições para a geração de hidrocarbonetos. Além disto, ocorrem arenitos deltáico-turbidíticos, de alta porosidade, que caracterizam bons reservatórios assim como seqüências de margem passiva que encerram um grande número de possíveis rochas geradoras de hidrocarbonetos.

A Bacia da Foz do Amazonas, originalmente conhecida como "Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas" (Schaller *et al.* 1971) ou "Grande Cone do Amazonas" (Rezende & Ferradaes 1971) foi alvo de pesquisas a partir do final da década de 1960, quando se descobriu, que no Brasil, o maior potencial para descoberta de reservas petrolíferas se encontra no mar, e não em terra, como acontece com grande parte dos outros países. A Petrobras decidiu, então, produzir uma tecnologia condizente com a realidade local que permitisse a exploração do petróleo em alto mar. Hoje a Petrobras é líder internacional em tecnologia de exploração de petróleo em águas profundas (Ortiz Neto & Dalla Costa 2007).

Em águas profundas ocorrem comumente cinturões de dobras e falhas gravitacionais nos quais sistemas distensivos e compressivos são conectados entre si por um *detachment* basal. Este se forma em camadas dúcteis de evaporitos ou folhelhos, de distribuição regional. Na região da quebra do talude continental, de pronunciada declividade, a deposição de espessos pacotes de sedimentos clásticos sobre a camada dúctil, causa sobrecarga e desequilíbrio gravitacional, com conseqüente deslizamento e deformação dos pacotes sedimentares. Segundo Zalán (2005), o Cone do Amazonas

constitui um típico cinturão de dobras e falhas caracterizado por altas taxas de sedimentação e deformação, associado à movimentação de argilas sobrepressurizadas. No sentido *offshore*, podem ser reconhecidos três domínios estruturais: distensivo, de transição e compressivo. O domínio compressivo resulta do deslizamento e, posterior, colisão do pacote sedimentar com barreiras físicas, na porção distal.

A configuração estrutural da Margem Equatorial Brasileira se repete na margem oeste africana, onde grandes campos de petróleo, tais como as do Delta do Niger (Nigéria), Zafiro e Ceiba (Guiné Equatorial) e Kizomba (Angola) (Zalán 2001 e Rowan *et al.* 2004) têm sido encontrados.

Apesar do grande interesse econômico na região da Bacia do Cone do Amazonas, o estágio atual dos conhecimentos ainda é insatisfatório. Cobbold *et al.* (2004), por exemplo, apresentam conclusões contrárias àquelas até então aceitas sobre a evolução tectônica da região. Para estes autores, o deslizamento gravitacional não estaria associado às camadas argilosas da Formação Orange, plio- a pleistocênicas, como preconizado por Bruno (1987), mas aos arenitos tardi-cretácicos da Formação Limoeiro, e, o deslocamento da cunha sedimentar teria sido induzido por alta pressão dos poros nestes sedimentos.

As diferentes interpretações justificam o presente estudo que tem o intuito de contribuir ao conhecimento da evolução tectônica da região do Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, a partir dos seguintes procedimentos:

- a interpretação tectono-estratigráfica de oito linhas sísmicas de reflexão, regionais, da região do Cone do Amazonas com o objetivo de mapear as principais feições que poderiam influenciar a argilocinese;
- a construção de mapas de contorno estrutural e de isópacas das principais unidades;
- o desenvolvimento de ensaios de modelagem física analógica visando avaliar a viabilidade geométrica, cinemática e mecânica da nova interpretação tectônica;
- avaliação dos modelos anteriormente propostos.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A Bacia da Foz do Amazonas localiza-se no extremo noroeste da Margem Equatorial Brasileira, entre as coordenadas geográficas 0° a 5° N e 46° a 52° W (Fig. 1.1), a noroeste da atual foz do Rio Amazonas (Damuth & Kumar 1975), ocupando uma área total de 360.000 km². Essa bacia foi alvo de diversos trabalhos no âmbito da Petrobras visando intergrar os dados de perfuração de mais de 60 poços e 63000 km de seções sísmicas de reflexão. Segundo Bruno (1987), 55% desta área correspondem à plataforma continental até a cota batimétrica de 200 m e 45% ao Cone do Amazonas. Este se estende da borda da plataforma continental até a planície abissal.

O Cone é limitado a sul e a oeste, respectivamente, pelas plataformas do Pará (Ilha de Santana) e do Amapá. Para o norte a Bacia sedimentar da Foz do Amazonas estende-se oceano adentro, tendo como limite externo a encosta do talude da plataforma continental. Entretanto, são encontrados sedimentos bem além deste limite fisiográfico, havendo registro de ocorrência de seções turbidíticas sobre a planície abissal de Demerara, a mais de 1500 km NNE da foz do Rio Amazonas (Maxwell *et al.* 1969, Damuth & Fairbridge 1970).

Na figura 1.1, nota-se que a Bacia do Marajó, a Plataforma continental do Amazonas e o grande Cone do Amazonas são integralizáveis geofísica e geologicamente numa vasta feição regional de acumulação de sedimentos, que vai do Cretáceo Inferior até o Recente (Rezende & Ferradaes 1971).

O Cone do Amazonas se integra no arcabouço tectônico da Bacia da Foz do Amazonas por meio do Grabén de Mexiana-Oeste.



Figura 1.1- Mapa de localização da Bacia da Foz do Amazonas (de Oliveira 2003, modificado de Bruno 1987). A- Sub-bacia Caciporé; B- Plataforma do Amapá; C- Plataformas do Pará (Ilha de Santana); D- plataforma carbonática; E- Cone do Amazonas (domínio interno); 1- Graben de Mexiana; 2- Graben de Mexiana Oriental; 3- Graben de Limoeiro; 4- calhas oligocênicas; 5- Cone do Amazonas (domínio externo).

Neste trabalho a área de interesse está localizada dentro da cela do Cone do Amazonas representados pela letra E e pelo número 5.

A figura 1.2 mostra também os limites fisiográficos do Cone do Amazonas revelando grosseiramente a sua geometria.



Figura 1.2- Mapa representando a área de estudo juntamente com os limites fisiográficos da Bacia da Foz do Amazonas. Modificado de Figueiredo (1985).

1.3 METODOLOGIA DO TRABALHO

A presente dissertação seguiu as etapas e os procedimentos listados abaixo:

1-) <u>Levantamento bibliográfico</u>: Foi realizada uma pesquisa bibliográfica nos diversos meios de divulgação científica afim de se obter informações tanto ao nível do contexto geotectônico quanto estratigráfico da região do Cone do Amazonas da Bacia da Foz do Amazonas. Seguiu-se então uma pesquisa sobre as ferramentas de trabalho a serem utilizadas na presente dissertação: a

sísmica de reflexão e a modelagem física analógica. Foi feita também uma pesquisa bibliográfica sobre análogos do Cone do Amazonas (p.ex., Delta do Níger, Haack *et al.* 2000).

2-) <u>Carregamento e disponibilização dos dados</u>: Parte dos dados de sísmica e poços que apresentaremos nesse trabalho foram solicitados junto a Agência Nacional do Petróleo (ANP) em 15/03/2004 tendo sido liberados através do ofício nº 177/SDT, datado em 27/04/2004.

Os dados contemplados no ofício em anexo foram disponibilizados em meio digital. Os dados sísmicos foram disponibilizados em SEG Y. O restante dos dados de sub-superfície foram liberados anteriormente para a dissertação de L.G.Oliveria em 2001. Os dados foram carregados na plataforma Landmark onde foram realizados os trabalhos apresentados nesta dissertação.

3-) <u>Interpretação do dado sísmico</u>: Oito seções sísmicas de reflexão foram interpretadas neste trabalho. A interpretação destes dados foi realizada no *software* SeisWorks da Landmark. Outros pacotes como PostStack e Dataload, dentre outros, também foram utilizados. Nessa etapa algumas dificuldades foram apresentadas principalmente no que diz respeito à qualidade do dado sísmico e na distribuição de amplitudes ao longo do dado. Foi necessário passar um filtro de ganho denominado *Automatic Gain Control* (AGC) em todas as seções a fim de melhorar a visualização do dado e possibilitar sua interpretação.

A interpretação proposta neste trabalho procurou amarrar de forma mais coerente possível as unidades estratigráficas mapeadas. Ainda nessa etapa, os estudos bibliográficos feitos anteriormente foram de fundamental importância, principalmente para que um arcabouço tectonosedimentar pudesse ser proposto. Foram utilizadas nesse trabalho sete linhas dip e uma strike. Sendo que dessas sete, três linhas servem como emenda para uma única direção (marcadas em negrito). Assim são elas:

Linhas dip: 239-40, 239-122-1, 239-122-2, 239-122-3, 239-41, 239-46, 239-42.

Linha strike: 239-56.

Dessa forma, as linhas 239-122-1, 239-122-2, 239-122-3 foram somente denominadas de 239-122, para efeitos de mapa. Para seções a nomenclatura que define as partes, 1, 2 e 3 foi mantida. Para esclarecimentos, a linha 239-122-1 é a linha mais próxima ao continente e a 239-122-3 é a parte oposta.

Depois de concluída a interpretação das principais unidades foram construídos mapas de contorno estrutural e isópacas utilizando o SeisWorks. Para confecção destes mapas são necessários os horizontes interpretados e o estabelecimento de dois parâmetros: o tamanho do raio

de busca no qual o programa deverá utilizar para computar os contornos e o ajuste adequado dos valores de X e Y que compõem a malha do projeto.

4- <u>Modelagem Física Analógica:</u> Com o modelo tectônico do Cone do Amazonas em mente, realizaram-se 3 ensaios analógicos com areia seca e silicone, com o objetivo de testar a sua viabilidade cinemática, mecânica e geométrica. O trabalho experimental foi efetuado no Laboratório de Modelagem Tectônica do Departamento Geológico da Universidade Federal de Ouro Preto, utilizando-se caixas de dimensões decimétricas.

5- <u>Análise e Integração dos Resultados</u>: Após o desenvolvimento das etapas acima efetuou-se a discussão dos resultados obtidos e a possível correlação com os modelos tectônicos existentes na literatura (p.ex. Bruno 1987 e Haack *et al.* 2000).

6- <u>Confecção da dissertação</u>: A confecção da dissertação seguiu um modelo previamente estabelecido denominado de esqueleto da dissertação. Utilizou-se este esqueleto como direcionamento para a confecção da dissertação. Os capítulos teóricos e práticos foram organizados de maneira a dar dinamismo à escrita deste trabalho.

CAPÍTULO 2

TRABALHOS ANTERIORES

2.1 A REGIÃO DA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

Os primeiros poços na região da Bacia da Foz do Amazonas foram perfurados pelo Conselho Nacional do Petróleo, na década de 50, na então chamada Bacia Sedimentar de Marajó. Posteriormente, a Petrobras realizou trabalhos de geofísica e perfuração de poços na porção emersa da bacia, desenvolvendo uma série de relatórios internos.

Nos anos 70 e 80, a Petrobras e companhias estrangeiras sob contrato de risco iniciaram a exploração sistemática da Bacia da Foz do Amazonas, o que deu início a uma série de publicações sobre os aspectos estratigráficos, geofísicos e de geologia estrutural. Os principais autores e alguns resultados das pesquisas são relacionados, de forma resumida, a seguir.

A partir dos dados de 51 poços (a maioria da plataforma continental) e amplo apoio de dados sísmicos, Schaller *et al.* (1971) e Resende & Ferradaes (1971) apresentam os primeiros trabalhos regionais, respectivamente, de cunho estratigráfico e de integração geológica da Bacia da Foz do Amazonas. O arcabouço estratigráfico de Schaller *et al.* (1971) foi aprimorado, anos mais tarde, por Brandão & Feijó (1994) e deu origem à carta cronoestratigráfica válida até os dias atuais (ver Fig. 3.1 no próximo capítulo). Resende & Ferradaes (1971) discutem, além do arcabouço tectônico, o processo geral da sedimentação cenozóica, as fontes dos sedimentos e as possíveis condições regionais de geração e migração de petróleo.

Em 1974, Brown *et al.* relacionam as principais estruturas, sobre a plataforma carbonática da Bacia da Foz do Amazonas, a falhamentos e preconizam um modelo de deposição deltáica para a bacia, ressaltando as possibilidades petrolíferas da região.

Milliman *et al.* (1975) e Damuth & Kumar (1975) estabeleceram o modelo de sedimentação da Bacia da Foz do Amazonas em águas profundas. Importantes contribuições, na década de 70, foram dadas, ainda, por Ferradaes *et al.* (1976), sobre a sísmica de reflexão, Neves (1976), sobre as argilas e os folhelhos da bacia e Ferreira (1977) que efetuou uma avaliação geoquímica das principais litologias.

Na década de 80, têm destaque os trabalhos de Damuth & Flood (1984), Schaller & Dauzacker (1986) e a dissertação de mestrado de Bruno (1987). Os primeiros autores dividiram o Cone do Amazonas em três zonas morfológicas, a saber: superior, médio e inferior. Schaller & Dauzacker (1986) atribuem as estruturas distensionais do Cone Superior a uma instabilidade gravitacional causada pelo declive da borda da plataforma e à ocorrência de argilas sobrepressurizadas.

Oliveira (2003) realizou um estudo da arquitetura crustal da região do Cone do Amazonas com base em modelagens gravimétricas. Para o autor, durante a extensão crustal do período prédeposição do Cone do Amazonas, a litosfera teria se comportado igual a um fluido viscoso e teria acomodado o intenso carregamento sedimentar, subseqüente, relativo à sedimentação do pacote miopliocênico, de forma elástica.

2.2 MODELOS TECTÔNICOS DA REGIÃO DO CONE DO AMAZONAS

Para Bruno (1987), a evolução estrutural do Cone do Amazonas se iniciou no Mioceno Superior quando uma seqüência deltáica se depositou sobre as argilas mal-compactadas da Formação Orange, gerando uma instabilidade gravitacional. As figuras 2.1 e 2.2 mostram o modelo de evolução estrutural do autor no espaço e no tempo, respectivamente. No Cone Superior (1^a zona) (Fig. 2.1) formaram-se falhas de crescimento lístricas e sintéticas, por escorregamentos gravitacionais associados a fluxo sedimentar. A progradação da seqüência deltáica gerou, no domínio intermediário (2^a zona), progressivamente, novas falhas lístricas, mais espaçadas e com maior rejeito. Resultaram anticlinais de *rollover*, por rotação e arqueamento dos estratos. No Cone Inferior (3^a zona) ocorre, com a diminuição da espessura sedimentar sobre a camada de argila mal-compactada, alívio de pressão e conseqüente intrusão de diápiros de argila nas camadas sobrepostas.

Os principais fatores que, segundo o autor, influenciaram a formação do conjunto de estruturas adiastróficas do Cone do Amazonas seriam: a mobilidade da massa argilosa (em função da pressão anormal de fluidos), o declive acentuado do substrato, no cone superior, a inversão de mergulho do substrato, no cone inferior, e a variação nas taxas de deposição e subsidência de uma zona para a outra. No cone superior, baixo rejeito e espaçamento das falhas normais apontariam para um predomínio da taxa de deposição sobre a taxa de subsidência, ao contrário do cone médio, onde alto rejeito e grande espaçamento das falhas indicariam uma situação de equilíbrio (Fig. 2.1).



Figura 2.1- Esquema simplificado, sem escala, mostrando o modelo estrutural do Cone de Amazonas de Bruno (1987), da borda da plataforma continental à planície abissal.



Figura 2.2- Esquema simplificado, sem escala, mostrando a evolução progressiva do Cone do Amazonas no tempo (Bruno 1987).

Com base em amplo inventário de dados, de seções sísmicas (da Petrobras e da Western Geophysical), de poços, idades bioestratigráficos e avaliações geoquímicas, Cobbold *et al.* (2004) apresentam interpretação diferente para a região do Cone do Amazonas. Para estes autores, as seções sísmicas convertidas para profundidade mostram o principal *detachment* próximo ao topo da seqüência cretácica (Formação Limoeiro), portanto, em uma profundidade muito maior (em torno de 10km) do que a interpretada em trabalhos anteriores. Além disto, os autores defendem: a) o *detachment*, como superfície

de descontinuidade, estratigraficamente controlada; e b) a posição da falha mestra, sub-horizontal. A partir destes dados, excluem a tectônica gravitacional como causa da configuração estrutural do Cone, as quais relacionam com sedimentos areníticos sobrepressurizados. O processo da sobrepressurização teria origem na geração de hidrocarbonetos (gás).

Cobbold *et al.* (2004) finalizam o estudo sobre a região do Cone do Amazonas com um trabalho experimental que visa investigar a geometria triangular, em planta, da zona distensiva do Cone do Amazonas. Os autores empregam com sucesso uma nova técnica de modelagem, por eles desenvolvida, que permite gerar fluxo de fluidos através de materiais granulares porosos e simular a superfície do *detachment*.

Zalán (2005) compara o sistema deformacional da região do Cone do Amazonas com outros, de características similares. Segundo o autor, sistemas de estruturas distensivas e compressivas conectadas por uma zona de descolamento dúctil, em bacias de margem passiva, são comuns em regiões de águas profundas e ultraprofundas, em todo mundo. Seções sísmicas revelam uma divisão clara entre os domínios distensivos, de transição e compressivos que se formam por deslizamento gravitacional, quando as tensões horizontais de cisalhamento (em folhelhos sobrepressurizados ou em camadas dúcteis de sal) superam as tensões verticais, de sobrecarga.

Os domínios compressivos constituem cinturões de dobras e falhas gravitacionais, com falhas reversas, de empurrão e com todo tipo de dobras-falhas, cuja complexidade depende, em boa parte, do tipo do descolamento basal. Quando o sistema é descolado em camadas de folhelhos, estilo e relevo estrutural são muito parecidos com os cinturões de dobras e falhas de cinturões colisionais e acrescionários. Em função da extrema ductibilidade do sal, descolamentos nestas camadas geram deformações mais complexas associados a intricadas geometrias dos corpos de sal.

Em cinturões de dobras e falhas descolados em folhelhos, o estilo estrutural e as feições sindeposicionais dependem das taxas de sedimentação e deformação. Taxas baixas geram sistemas complexos, como os descritos nas bacias Pará-Maranhão e Barreirinhas, ao contrário do que acontece na região do Cone do Amazonas (também do Cone do Rio Grande, na Bacia de Pelotas).

Segundo Zalán (2005), as falhas de empurrão e o padrão harmônico das dobras no domínio compressivo da região do Cone do Amazonas assim como a ausência de discordâncias do tipo *time-transgressive* são diagnósticos para um deslizamento gravitacional em área dominada por altas taxas de sedimentação e deformação.

Reis *et al.* (2007) analisam cerca de 9.000km de dado 2D de sísmica multicanal e, apesar de identificarem duas superfícies basais de *detachment*, descrevem apenas uma, no caso, a mais superfícial,

que afeta a região do Cone Superior do Amazonas. Os autores retomam a discussão sobre a tectônica gravitacional a partir da construção de mapas da morfologia da superfície do *detachment* e de isópacas da cobertura sedimentar. Defendem para o sistema gravitacional uma sobrecarga sedimentar diferencial relacionada a um alto gradiente relativo da superfície do descolamento, na zona distensiva e sobrepressurização da camada do *detachment*.

2.3 UM MODELO TECTÔNICO DA MARGEM OESTE AFRICANA – COMPARAÇÃO COM O MODELO DE BRUNO (1987)

De forma similar ao que acontece na região do Cone do Amazonas, a Bacia do Delta do Níger, na margem oeste africana, caracteriza um cinturão de dobras e falhas associado à movimentação de argilas sobrepressurizadas. A evolução das estruturas adiastróficas, na quebra da plataforma continental, foi estudada, entre outros, por Haack *et al.* (2000), que apresentam um modelo de evolução, denominado *deformation cell.*

Os autores mapearam na Bacia do Delta do Niger um descolamento basal, no interior de uma espessa camada de folhelho, ao longo da qual, deslizamentos gravitacionais teriam gerado falhas normais na região do declive mais acentuado, e, falhas de empurrão, associadas a diápiros de argila, no sentido da planície abissal. Na figura 2.3 são apresentadas quatro seções geológicas, balanceadas, que, segundo os autores, revelam na região central, na qual ocorre a maior magnitude de extensão, as mais altas taxas de progradação.

O modelo do *deformation cell* surgiu após o reconhecimento dos autores de que, na bacia, a extensão e a compressão não são balanceáveis. Para explicar tal fenômeno, os autores idealizaram uma progressiva formação de "células" de deformação (ou conjuntos de estruturas) resultantes do deslizamento gravitacional da cunha sedimentar e conseqüente formação de zona distensiva (sub-bacia), no pós-país, e zona compressiva (alto estrutural), no antepaís. O ciclo da célula se reinicia com o colapso do alto estrutural e novo deslizamento gravitacional. A idéia básica do modelo está representada na figura 2.4. Nesta figura observa-se que o movimento do pacote sedimentar ao longo do descolamento basal causa na porção A, uma região de distensão, abrindo espaço para a acomodação dos futuros sedimentos. A área A seria compensada, na frente da deformação, pela região A', compressiva. Esta, geometricamente um alto batimétrico, representaria uma instabilidade gravitacional a qual induziria a novo deslizamento declive abaixo e formação de nova célula de deformação. A figura 2.5 mostra o desenvolvimento, no tempo, do modelo conceitual e o processo de geração de novos depocentros.



Figura 2.3- Quatro seções geológicas da Bacia do delta do Níger sem exagero vertical (extraído de Haack *et al.* 2000).



Figura 2.4- Desenhos esquemáticos do modelo do *deformation cell*. (A) antes e (B) após a deformação. Na figura (A) são assinalados os diferentes domínios da deformação: extensional, transicional e compressional, e, na (B), apresenta-se o princípio da conservação da área, onde área A = área A' (extraído de Haack *et al.* 2000).



Figura 2.5- Três estágios de evolução do modelo do *deformation cell*, mostrando a formação progressiva de duas células. Na Fase 2, a primeira célula é caracterizada por uma zona distensiva, com falhas em dominó e lístrica compressiva, e é indicado o *detachment* que dará início à segunda célula (Fase 3) (extraído de Haack *et al.* 2000).

Segundo Haack *et al.* (2000), os principais fatores que influenciaram a formação do conjunto de estruturas adiastróficas da Bacia do Delta do Niger seriam: a presença de uma camada de folhelho, o declive acentuado do substrato na borda da bacia e o deslizamento gravitacional da cunha sedimentar.

Diferente do modelo de Bruno (1987), relativo à situação similar da região do Cone do Amazonas, acima descrito, para Haack *et al.* (2000), a geração das novas falhas normais, no processo de deslizamento gravitacional, estaria relacionada à rotação de blocos e ao colapso do relevo positivo. Para Bruno (1987), o processo estaria ligado a diferentes taxas de sedimentação e progressivo aumento da sobrecarga sedimentar.

2.4 SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

O processo de ruptura do supercontinente Gondwana Ocidental e a conseqüente formação do Oceano Atlântico têm sido estudados por inúmeros pesquisadores (por exemplo: Zalán *et al.* 1985, Szatmari *et al.* 1987, Azevedo 1991, Matos 1999, Matos 2000). A maioria dos autores sugere um processo de ruptura com vários pulsos tectônicos, de natureza predominantemente extensional, criando margens diferenciadas ao longo das porções norte, central e sul do Atlântico.

As bacias sedimentares da Margem Equatorial Brasileira (Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar) possuem padrões estruturais diferentes, no que se refere à dinâmica do rifteamento, em relação àquelas da Margem Leste Brasileira. Enquanto nas últimas, a subsidência é controlada por falhas normais de borda, em regime distensivo, a que se associam possantes leques de conglomerados sin-tectônicos, as primeiras são caracterizadas por um rifteamento transtensivo. Segundo Matos & Waick (1998), a fase rifte ao longo da Margem Equatorial, ocorreu de forma rápida, no Aptiano, resultante de uma deformação cisalhante dextral.

Com base em seções sísmicas e poços exploratórios perfurados na Bacia de Piauí-Camocim (Bacia de Ceará), nordeste do Brasil, Zalán *et al.* (1985), figura 2.6, propôs uma evolução para as bacias da Margem Equatorial que foi dividida em quatro estágios. Dois destes estágios, de *rifte* e *wrench*, foram acompanhados por intensa atividade tectônica, enquanto os outros dois, caracterizam uma quiescência tectônica, durante a separação dos continentes.

Para o autor, o estágio *rift* teria se desenvolvido em reposta ao processo de estiramento crustal, que causou o rompimento do Gondwana, no Aptiano. Na margem equatorial, o rifte foi fortemente influenciado pelos lineamentos pré-cambrianos, do embasamento, de direção N25° até 90°E, e teria resultado de uma distensão N-S. No estágio *drifte*, o continente Sul-Americano já estaria completamente separado do continente Africano e a separação estaria ocorrendo na direção NE-SW. Durante o estágio *wrench*, as falhas normais, geradas nos períodos anteriores, teriam sido reativadas com movimentos direcionais dextrais, E-W, e esforços transpressivos foram reconhecidos em algumas bacias. O último *drifte* teria se caracterizado por uma deposição contínua das elevações produzidas nos estágios anteriores, com pouco tectonismo associado.



Figura 2.6- Modelo de rifteamento proposto por Zalán *et. al.* (1985). As setas indicam a direção de separação dos continentes Sul-Americano e Africano. Modificado de Zalán *et al.* 1985.
Para Szatmari *et al.* (1987) (Fig. 2.7), o rompimento do supercontinente Gondwana teria início no eo-Cretácico (114-119 Ma) e estaria associado a um processo de rotação horária do continente sulamericano em relação ao africano. O pólo de rotação estaria situado, inicialmente, no Neocomianano, em 39W, 07 S e seria deslocado, durante o Aptiano, para a região do Oiapoque. Neste período iniciar-se-ia um movimento translacional dextral entre os continentes formando-se bacias tipo "*pull-apart*" com orientação geral NW-SE, na margem continental. A partir do Campaniano até o Eoceno, pulsos compressionais, N-S, teriam formado altos estruturais, tais como os Altos do Atlântico e do Ceará.



Figura 2.7- Modelo de rotação horária de América do Sul proposto por Szatmari *et al.* (1987) para o inicio da separação dos continentes. Modificado de Szatmari *et al.* (1987).

Com base em estudos estratigráficos-estruturais das grandes descontinuidades litosféricas e na história de subsidência das bacias da margem equatorial, Azevedo (1991) conclui que os modelos clássicos de bacias de margem passiva não se aplicam a esta região da margem brasileira. O autor sugere uma evolução de estiramento heterogênea associado a uma forte deformação cisalhante e propõe quatro estágios de deformação:

a) uma extensão NE-SW, no Triássico-Jurássico;

b) uma extensão E-W no Neocomiano, com reativação direcional de zonas de cisalhamento preexistentes na porção oriental da Província Borborema;

 c) duas fases de cisalhamento dextral durante o Aptiano-Cenomaniano, com formação de um *Corredor Transtracional Dextral* estendendo-se desde a Foz do Amazonas até a Bacia do Potiguar (Figura 2.8);

d) espalhamento oceânico ENE-WSW durante o Cretáceo Superior-Cenozóico.



Figura 2.8- Modelo proposto por Azevedo (1991) para a evolução do Oceano Atlântico Equatorial com a apresentação do "*Corredor Transtracional Dextral*".

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA REGIONAL

3.1 ESTRATIGRAFIA

A descrição da estratigrafia regional da Bacia da Foz do Amazonas se baseia na carta estratigráfica proposta por Brandão & Feijó (1994). Esta carta (Fig. 3.1) é aceita até os dias atuais, mas se encontra, em andamento, na Petrobras, a proposta de uma nova coluna estratigráfica que melhor representará o sistema deposicional da bacia (informação verbal).

A Bacia da Foz do Amazonas (Fig. 3.1) é composta basicamente por cinco seqüências deposicionais: pré-Jurássica, do Jurássico ao Cretáceo Inferior, do Cretáceo Superior ao Paleoceno, do Paleoceno ao Mioceno Médio e do Mioceno Médio ao Holoceno. Entre estas, a segunda seqüência resultou do processo de rifteamento que originou a Bacia da Foz do Amazonas. Iniciou-se no Jurássico (fase Rifte I) e se estendeu ao Cretáceo Inferior (fase Rifte II). Nesta fase, durante o Aptiano/Albiano, ocorreu a separação dos continentes no Atlântico Equatorial. A partir do Cretáceo Superior, a Bacia da Foz do Amazonas desenvolve-se como uma bacia de margem passiva. Assim, do Cretáceo Superior ao Paleoceno depositou-se a Formação Limoeiro composta basicamente de arenitos com intercalações de argilitos. Do Paleoceno ao Mioceno Médio, siliciclásticos e carbonatos basicamente compõem as formações Marajó, Amapá e Travosas. Do Mioceno Médio ao Holoceno, materiais argilosos, arenitos e pelitos compõem o Grupo Pará e estão relacionados ao período de ocorrência da Orogenia Andina e inversão do Rio Amazonas.

3.1.1 Seqüência Pré-Jurássica

A Seqüência Pré-Jurássica recobre o embasamento de forma discordante. Representa os depósitos do início do processo de rifteamento que levou à separação dos continentes africano e sulamericano. Trata-se da Formação Calçoene, um pacote vulcano-sedimentar constituído por rochas ígneas básicas toleíticas (basaltos e diques de diabásio) intercaladas por arenitos. As características de fácies flúvio–eólicas-lacustres dos arenitos, finos a médios, de cor castanho-avermelhados sugerem uma deposição desértica (Brandão & Feijó 1994).

3.1.2 Seqüência do Jurássico ao Cretáceo Inferior

A Formação Calçoene é recoberta por sedimentos de idade albo-aptiano, representando uma sedimentação sin-tectônica. Normalmente, as rochas desta fase da bacia preenchem meio-grábens ativos durante sua deposição, podendo receber contribuição turbidítica com até 7000 metros nas partes mais profundas (Brandão & Feijó 1994).

A megasseqüência rifte relaciona-se à abertura final do Atlântico e na região equatorial desenvolveu-se no Cretáceo Inferior, correspondendo a sedimentos siliciclásticos (folhelhos escuros intercalados com arenitos finos) da Formação Caciporé.

3.1.3 Seqüência do Cretáceo Superior ao Paleoceno

Esta seqüência, definida como Formação Limoeiro, é constituída de arenitos friáveis, brancoamarelados ou acinzentados, de granulação fina a grossa, com freqüentes níveis conglomeráticos e intercalações de argilitos cinza-escuros (Rezende & Ferradaes 1971).

Repetições cíclicas de arenitos conglomeráticos e grossos na base de cada ciclo, afinando para o topo e recobertos por camadas pelíticas, sugerem seqüências tipicamente fluviais.

Como se pode observar na coluna estratigrafica representada na figura 3.1, o contato inferior da Formação Limoeiro é discordante em relação à Formação Caciporé, enquanto que o superior é concordante com a Formação Travosas e discordante com as formações Amapá e Marajó.

3.1.4 Seqüência do Paleoceno ao Mioceno Médio

A sedimentação dessa seqüência representa um período de estabilidade na bacia, com falhamentos ocorrendo apenas nas margens da plataforma. Inclui sedimentos depositados num sistema flúvio-deltaico, ladeados com areias proximais, com clásticos finos a grosseiros (Formação Marajó), uma plataforma carbonática proximal, com carbonatos de água rasa (Formação Amapá) e, em direção à bacia um sistema de folhelhos de talude com calcilutitos (Formação Travosas) (Schaller *et al.* 1971).

A Formação Marajó é formada basicamente por arenitos, argilosos e folhelhos. Calcário cinza a creme, representado por micrito algálico, de macroforaminífero de matriz micrítica e por material de talus compõem a Formação Amapá. Essa formação ocorre sobre a plataforma continental norte brasileira, ao longo das costas do Pará e do Amapá, concordantemente sobreposta aos arenitos da Formação Limoeiro, subjacente a sedimentos do Grupo Pará e muitas vezes truncados pelos mesmos.

A Formação Travosas foi definida com base em levantamentos sísmicos e é composta por folhelhos escuros eoterciários, de talude, associados aos sedimentos clásticos e aos carbonatos das formações Marajó e Amapá (Brandão & Feijó 1994).

3.1.5 Seqüência do Mioceno Médio ao Holoceno

Essa seqüência deposicional é relacionada à Orogenia Andina que causou a inversão do rio Amazonas e a construção de um enorme leque submarino. Trata-se de uma cunha sedimentar clástica progradante que compõe o Grupo Pará. Este grupo consiste essencialmente de clásticos de origem fluvial a parálica, sobre o continente, e nerítica sobre a plataforma continental. Dois tipos litológicos são dominantes: uma seqüência arenosa chamada de Formação Tucunaré e uma seção argilosa chamada de Formação Pirarucu. A seqüência de plataforma do Grupo Pará grada para a coluna sedimentar do talude continental, a Formação Orange. Esta formação é composta por um espesso pacote pelítico, constituindo-se na mais marcante feição fisiográfica adjacente à plataforma continental setentrional da América do Sul: o Cone Amazônico.

A Formação Tucunaré (Schaller *et al.* 1971) é composta de areia amarelada, quartzosa, subangular, muito grossa a granular de seleção moderada, de origem fluvial que grada para uma associação costeira com areias grossas e finas, turfas e carbonatos terrígenos. Areias finas, argilas prodeltáicas e leques submarinos coalescentes, constituídos por argilas, arenitos finos, siltitos e folhelhos compõem a Formação Pirarucu. Finalmente, a Formação Orange, se caracteriza por uma espessa seção pelítica, com quilômetros de folhelhos, siltitos e argilitos. A massa argilosa representa sedimentos mal-compactados, que após rápido soterramento formaram camadas sob pressão anormal de fluidos e com baixa resistência à deformação (Bruno 1987). A essa formação estão associados diápiros de argila e falhas de crescimento, devido a sua grande espessura e consolidação parcial.



Figura 3.1- Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas (extraída e modificada de Brandão & Feijó 1994). Legenda: CAL – Formação Calçoene; CAC – Formação Caciporé; LI – Formação Limoeiro; MA – Formação Marajó; AMA – Formação Amapá; TRA – Formação Travosas; TU – Formação Tucunaré; PI – Formação Pirabas; ORA – Formação Orange.

3.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

No mapa batimétrico da Margem Equatorial Amazônica (Fig. 3.2) observa-se, além do Cone do Amazonas, outros dois elementos fisiográficos, a Zona de Fratura Saint Paul e a Elevação do Ceará. A Zona de Fratura Saint Paul constitui um lineamento da crosta oceânica, caracterizado por vulcanismo, relacionado às falhas transformantes geradas na dorsal oceânica. Constitui um provável corredor de reativações tectônicas. A Elevação do Ceará representa uma extensa cadeia assísmica de extrusões vulcânicas, formadas a cerca de 80 milhões de anos. Com base em sísmica de reflexão, Oliveira (2003) sugere para a elevação um soerguimento relativo da crosta oceânica e de sua respectiva cobertura sedimentar, relacionado-a a uma deformação flexural causada pela carga sedimentar do Cone do Amazonas.



Figura 3.2– Mapa batimétrico da Margem Equatorial Amazônica, com destaque para os principais elementos fisiográficos da área de estudo (extraído de Oliveira 2003).

A Bacia da Foz do Amazonas é circundada pelas plataformas do Pará e da Ilha de Santana (a sul) e do Amapá (a oeste) (Fig. 1.1), que, segundo Matos (2000), se compõem de embasamento précambriano sobreposto por até 2000 m de sedimentos, predominantemente terciários. Bordejando o embasamento, ocorrem hemi-grábens que caracterizam as primeiras manifestações do rifteamento da Margem Equatorial Brasileira: a Sub-bacia Caciporé, a norte, constituído por vários hemi-grabens menores, fortemente basculados para SW, e o seu prolongamento para sul, a Fossa de Mexiana. Ambas as bacias representam uma possível bifurcação do complexo tafrogênico da Bacia Marajó. Segundo Bruno (1987), a área central da Bacia da Foz do Amazonas é constituída por uma extensa plataforma carbonática terciária, cuja formação caracteriza um período de estabilidade da bacia. Um forte processo erosivo gerou calhas profundas na plataforma, durante o Oligoceno e o Mioceno Inferior/Médio. Estas calhas foram posteriormente preenchidas por sedimentação clástica fina. A borda leste da plataforma é caracterizada por falhamentos normais, que hoje se encontram soterrados por sedimentação clástica terrígena, do Terciário Superior.

Além da quebra da plataforma carbonática desenvolveu-se o *Cone do Amazonas*. Este se constitui de um espesso pacote de sedimentos do Miocênio Superior ao Recente, carreados pelo Rio Amazonas. No sentido da planície abissal, o Cone do Amazonas é dividido em três domínios estruturais (Damuth & Kumar 1975): um domínio interno (o Cone Superior), junto à quebra da plataforma carbonática, um domínio intermediário (o Cone Médio), e, um domínio externo (o Cone Inferior), caracterizado por diápiros de argila (Fig. 2.1).

O modelo proposto por Bruno (1987) teve início no Mioceno Superior, com a progradação de uma seqüência regressiva sobre uma seqüência transgressiva do Mioceno Médio, depositada a partir do talude da Plataforma carbonática da Formação Amapá.

Como a deposição da seqüência transgressiva ocorreu rapidamente, os sedimentos depositados não foram adequadamente compactados, o que resultou numa camada de argila mal-compactada com baixa resistência á deformação.

As figuras 2.1 e 2.2 do capítulo anterior mostram, de forma esquemática, o modelo de evolução estrutural do autor no espaço e no tempo, respectivamente. No Cone Superior (1^a zona) (Fig. 2.1) formaram-se falhas de crescimento lístricas e sintéticas, por escorregamentos gravitacionais associados a fluxo sedimentar. A progradação da seqüência deltáica gerou no domínio intermediário (2^a zona), progressivamente, novas falhas lístricas, mais espaçadas e com maior rejeito. Resultaram anticlinais de *rollover*, por rotação e arqueamento dos estratos. No Cone Inferior (3^a zona) ocorre, com a diminuição da espessura sedimentar sobre a camada de argila mal-compactada, alívio de pressão e conseqüente intrusão de diápiros de argila nas camadas sobrepostas.

A figura 3.3 apresenta uma seção sísmica regional da região da Foz do Amazonas e uma seção geológica segundo interpretação estrutural de Silva & Maciel (1998). Com base em dados sísmicos e de poços, os autores, também, mostram vários compartimentos tectônicos, desde o domínio extensional na plataforma até o domínio de empurrões além da quebra da plataforma. As seções sugerem que a movimentação do embasamento e dos sedimentos terciários pode estar relacionada à presença da Zona de Fratura de São Paulo (ou Saint Paul), tectonicamente ativa até o presente.



(B)



Figura 3.3- A) Seção sísmica da Bacia da Foz do Amazonas, em tempo; e B) seção geológica baseada em dados sísmicos e de poços, mostrando vários compartimentos tectônicos, desde o domínio extensional na plataforma até o domínio de empurrões além da quebra da plataforma (modificado de Silva & Maciel 1998, extraído de Mohriak 2003).

CAPÍTULO 4

A ARGILOCINESE

4.1 INTRODUÇÃO

A palavra mais antiga para o processo diapírico é *tiphon*. Essa designação foi usada para caracterizar a erupção de rochas ao longo da Costa Atlântica de Portugal. O termo diápiro, ou diapirismo, tem sua origem na palavra grega *diapeiren*, cujo significado é penetrar, furar.

Segundo O' Brien (1967), o diapirismo é um processo no qual materiais presentes em níveis profundos da terra penetram em rochas mais rasas. Os diápiros mais comuns, de rochas sedimentares, são formados por sal ou argilitos, cujas principais características são: baixa viscosidade (ou alta ductibilidade) e baixa densidade. São estruturas comuns em grande número de bacias sedimentares.

Quando evaporitos e folhelhos são submetidos a esforços externos, estes tendem a fluir para regiões de menor pressão, resultando corpos com formas de almofada, cogumelos, *canopies* etc. A geometria dos corpos diapíricos da halocinese (movimento do sal) e da argilocinese ou lutocinese (movimento das argilas) é similar. No entanto, há uma variedade maior de estruturas de sal do que de folhelho. Isto se deve, principalmente, à tendência de movimentação das argilas, que ocorre preferencialmente de maneira vertical, em oposição ao sal, que se movimenta lateralmente com maior facilidade.

Em ambientes controlados pela tectônica gravitacional o fluxo ocorre devido a fatores tais como: deslizamento gravitacional, sobrecarga diferencial e inversão de densidade. Os sedimentos depositados acima da camada evaporítica ou de folhelho se movimentam na forma de deslizamento e espalhamento gravitacional.

Segundo Van Rensbergen (1999), apesar de diápiros de folhelhos e de sal possuírem muitas feições comuns, origem e mobilidade distintas causam diferenças nos mecanismos de fluxo e geram estilos estruturais diferentes. Nos folhelhos, a mobilidade é causada por sobrepressão dos fluidos, enquanto no sal a habilidade de fluir deriva das propriedades inerentes ao material. Apesar de ambos, sal e folhelhos, possuírem relação com grandes campos de petróleo, a deformação e as estruturas do sal têm recebido a atenção dos geocientistas há muito mais tempo do que a estruturação dos folhelhos. O fato se explica pela importância econômica do primeiro, que por si constitui um bem mineral essencial à vida humana. Segundo Jackson (1995), domos de sal são conhecidos e explotados na Polônia há mais de 3.000 anos, onde o sal era conhecido como *ouro branco*.

Estudos científicos sobre o sal podem ser encontrados desde o século XVII, mas uma revolução na compreensão da halotectônica ocorreu nas últimas décadas, grande parte em função do aumento da resolução da sísmica de reflexão. Muito contribuíram, também, os avanços das modelagens numéricas e física analógica, bem como balanceamento e restauração estruturais.

O sal difere de outras rochas sedimentares por ter baixa resistência limite (*ultimate strength*) que tende a zero, o que lhe confere a capacidade de fluir como um fluido viscoso, sob condições de tensões cisalhantes mínimas, quando outros materiais se deformam ruptilmente. Como o fluxo do sal se inicia sob tensões deviatórias mínimas, a deformação se inicia imediatamente após a deposição, desde que exista uma força motora adequada.

Diferente do sal, o folhelho possui comportamento resistente e friccional. Em profundidade, passa a uma reologia plástica quando é sujeito a tensões litostáticas, o que lhe garante a propriedade de fluir. Em bacias de margem continental, a deformação do folhelho se inicia quando as tensões litostáticas superam a sua coesão. Segundo Rowan *et al.* (2004), a tensão vertical efetiva é a pressão litostática menos o efeito da sobrepressão dos fluidos. Portanto, quanto maior a sobrepressão, mais fraco é o folhelho, e mais fácil será a sua deformação.

4.2 ARGILOCINESE

As palavras argilocinese e lutocinese (do latim, *lutum*, que significa lodo) dizem respeito ao movimento de folhelhos sobrepressurizados. O folhelho é uma rocha sedimentar, formada pela deposição lenta de argilas e silte, resultando uma fina laminação no que se distingue do argilito que é uma rocha maciça, pouco ou não estratificada. Trata-se de rochas de baixa densidade e alto potencial de gerar fluidos por diagênese das argilas, degradação de hidratos de gás e maturação de hidrocarbonetos.

A argilocinese constitui um processo importante em inúmeras bacias sedimentares e é, muitas vezes, crucial para a prospectividade de petróleo. Ambientes típicos de deposição de argilas são grandes deltas terciários, tais como o Delta do Niger e o Golfo do México; bacias de antepaís de cinturões compressivos, do tipo *sag*, por exemplo, da região do Mar Cáspio e do Mar de Alborán (no Mar Mediterrâneo); e complexos acrescionários, como o do Norte da Venezuela, no Mar do Caribe.

No Brasil, a argilocinese ocorre de forma restrita, ao contrário da halocinese que caracteriza os gigantescos depósitos evaporíticos, de idade aptiana, da Margem Continental Leste Brasileira. Segundo Garcia (1999), muitas bacias marginais brasileiras registram folhelhos com alta pressão dos poros, no entanto, são conhecidos diápiros de folhelhos apenas na Bacia do Recôncavo, na Bahia, e na Bacia da Foz do Amazonas, na Margem Equatorial Brasileira. Zalán (2005) descrevem cinturões de dobras e falhas, descolados em folhelhos nas bacias Pará-Maranhão e Barreirinhas e na região dos cones do Amazonas e do Rio Grande (Bacia de Pelotas).

O atual conhecimento sobre a mobilização de sedimentos ricos em argilas é relativamente pequeno, e, por isso, muitas vezes efetuam-se comparações com o diapirismo do sal, cuja literatura é significativamente mais vasta. Os processos de mobilização dos sedimentos ricos em argilas, no entanto, são claramente diferentes daqueles do sal, em função da dinâmica dos fluidos cujo papel é de importância crucial na argilocinese.

Diferente do sal, o folhelho exige sobrepressão para se tornar móvel. A sobrepressão pode ocorrer em decorrência de uma série de fatores, isolados ou combinados, do tipo: compactação por soterramento, diagênese de argilas, maturação de querogênio e contribuição tectônica. Altas taxas de sedimentação e baixa permeabilidade inibem o escape de água e elevam a pressão dos poros acima da pressão hidrostática.

A mobilização dos sedimentos argilosos pode ocorrer na forma fluidizada (como lama) ou dúctil (folhelhos sobrepressurizados). No primeiro caso podem ocorrer explosões associados a vulcões de lama (edifícios eruptivos, cônicos), historicamente mais estudados, enquanto no segundo, formamse diápiros e dobras de injeção (Deville *et al.* 2006).

4.3 FOLHELHOS NAS MARGENS PASSIVAS

Muitas margens passivas são caracterizadas, em profundidade, por cinturões de dobras e falhas formados sobre sal ou folhelho. Segundo Rowan *et al.* (2004), estas rochas controlam o estilo estrutural, e, assim, a deformação nos cinturões compressivos de margens passivas é diferente daquela que caracteriza cinturões colisionais e acrescionais. Os cinturões também diferem entre si na magnitude da deformação, mais baixa nas margens passivas. Neste ambiente são comumente descritos deslizamento e espalhamento gravitacionais das seqüências pós-rifte, com falhas distensivas proximais (*updip*), e compressivas distais (*downdip*), sobre um ou mais descolamentos.

Em cinturões compressivos, descolados sobre folhelhos, a deformação só se inicia após ter ocorrido rápido soterramento do folhelho sob expressivo acúmulo de sedimentos. O processo causa, tipicamente, sobrepressurização e subcompactação do folhelho e, em conseqüência, um descolamento de comportamento plástico, friccional. Este é responsável pela geração de dobras e sistemas de falhas imbricadas, com vergência no sentido do interior da bacia, assim como *fault-bend* e *fault-propagation folds*.

A figura 4.1 mostra os processos de deslizamento e espalhamento gravitacionais, assim como a combinação dos dois processos, segundo Rowan *et al.* (2004). O *deslizamento gravitacional* representa a translação rígida de um corpo, sobre um substrato inclinado, devido à ação gravitacional. O *espalhamento gravitacional* consiste de colapso vertical e posterior espalhamento da rocha, sob o próprio peso. Enquanto no primeiro processo a deformação ocorre por translação, neste, a mudança de posição das rochas acontece por distorção, mais precisamente, por estiramento. Neste caso, um dos

fatores que controlam a deformação é o mergulho da superfície superior da cunha sedimentar. Comumente os dois processos se misturam, uma vez que a declividade do substrato pode acarretar uma inclinação da cunha sedimentar.

Segundo os autores acima, descolamentos nucleados em folhelhos tendem a gerar espalhamento gravitacional. Os principais parâmetros deste processo seriam os mesmos descritos para as cunhas de cinturões de dobras e falhas (tratados na teoria do *critical taper wedge*): a declividade da superfície superior da cunha sedimentar e do substrato, o ângulo de atrito interno e a coesão da rocha. Além disto, as deformações distensiva e compressiva seriam controladas pela deposição dos sedimentos.

Ainda segundo Rowan *et al.* (2004), a progradação dos sedimentos na região proximal aumenta o mergulho da cunha sedimentar, o que conduz ao espalhamento gravitacional. A sedimentação nas regiões intermediária e distal diminui a inclinação da cunha provocando desaceleração do movimento, reduzindo ou finalizando o processo (Fig. 4.2).

A figura 4.3 apresenta um sistema típico de dobras e falhas, descolado sobre folhelhos, do Golfo do México. É interessante observar que, em escala regional, o perfil é caracterizado por descolamentos tanto de sal quanto de folhelhos.



Figura 4.1- Deformação controlada pela gravidade. (a) Deslizamento gravitacional onde um bloco rígido desliza sobre um *detachament* (b) Espalhamento gravitacional onde uma massa de rocha distorce sobre a força de seu próprio peso por colapso vertical e espalhamento lateral (c) Mix deformacional. Áreas sombreadas apresentamse em estágio final e setas ilustram os vetores de movimento do material (modificado de Rowan *et al.* 2004).



Figura 4.2- Margem passiva com falhamento dominado por deslizamento gravitacional. (a) A deposição progradante ocorre ao longo da plataforma externa e o talude superior aumenta com sua exposição acarretando num futuro espalhamento. (b) Bypass no talude superior e deposição distal no talude inferior e na planície abissal reduzem a exposição do talude e o potencial gravitacional, diminuindo ou bloqueando o espalhamento. (c) Similarmente, a erosão da plataforma durante o maior abaixamento do nível do mar reduz o potencial gravitacional e a tendência da margem se espalhar sobre seu próprio peso. (sem escala modificado de Rowan *et al.* 2004).



Figura 4.3- Cinturão de dobramento Port Isabel, situado a noroeste do Golfo do México. (a) Seção regional em profundidade mostrando a ligação entre a extensão proximal e a contração distal. O encurtamento foi acomodado no cinturão de dobramento Perdido, situado acima do sal Louann de idade Jurássica; na extrusão da translação acima do sal alóctone; no cinturão de dobramento de Port Isabel, deslizado sobre folhelhos eocênicos. Exagero vertical 2x1; sal ilustrado em preto e outras unidades estratigráficas não foram identificadas devido ao caráter de propriedade da interpretação. (b) Detalhe da interpretação sísmica do cinturão de dobramento Port Isabel, mostrando múltiplos níveis de descolamentos de argila e dobramentos de falhas associados. Interpretação por F. Peel. (modificado de Rowan *et al.* 2004).

CAPÍTULO 5

SÍSMICA DE REFLEXÃO (TEÓRICO)

5.1 INTRODUÇÃO

O processo de construção de imagens da subsuperficie através do processamento dos dados sísmicos tem início com a prospecção e monitoramento da região de interesse. Isto é realizado por uma equipe interdisciplinar envolvendo geólogos, geofísicos e engenheiros de reservatório. Para obtenção dos dados sísmicos, geram-se ondas mecânicas que se propogam no interior da terra, sendo refletidas em interfaces de descontinuidades dos parâmetros geológicos. O movimento de vibração do solo resultante destas ondas refletidas é registrado em função do tempo por um sistema de geofones. A terra é dividida em camadas, cada qual com diferentes características, e também com diferentes distribuições de velocidades.

No levantamento sísmico, utilizam-se fontes (explosivos) que geram as ondas mecânicas que viajam no interior da superfície, e geofones que são aparelhos sensíveis (espécie de receptores), a qualquer tipo de ruído ou vibração. Existem variados modelos de configuração fonte/receptor os quais são escolhidos de acordo com a necessidade e o interesse específico da região. Por exemplo, no modelo denominado configuração afastamento comum, posiciona-se uma fonte e em seguida um receptor sucessivamente, espaçados uniformemente entre si. Os dados registrados nesses geofones possibilitam a montagem e organização da seção sísmica (sismograma). Cada geofone recebe informações em função do tempo, construindo o que na geofísica se conhece como traço sísmico.

Os traços deverão possibilitar posteriormente informações a respeito da localização de obstáculos em profundidade. O conjunto de dados obtidos é denominado de Seção Sísmica.

Os dados que dão origem à seção sísmica são processados e reprocessados, no sentido de eliminar perturbações registradas, isto é, causadas por agentes externos, devido à alta sensibilidade dos receptores.

A estratégia utilizada para o processamento de dados e os resultados é fortemente afetada pelos parâmetros de aquisição. Adicionalmente, as condições de superfície têm um impacto significante na qualidade do dado coletado.

5.2 SÍSMICA DE REFLEXÃO

A sísmica de reflexão é um estudo geofísico de investigação da subsuperfície que se baseia na emissão e recepção de ondas elásticas à partir da geração de energia por uma fonte. A excitação das fontes de energia gera ondas elásticas que se propagam no meio geológico e, após serem refratadas, difratadas e refletidas, nas descontinuidades geológicas, retornam a superfície onde são captadas por receptores dinâmicos, chamados de geofone (para captação terrestre) e hidrofones (para captação marítima). O pulso sísmico fundamental, gerado pela excitação da fonte recebe o nome de *wavelet* (Yilmaz 1987).

Para cada descontinuidade ou interface que a onda encontra durante sua propagação em subsuperfície são definidos os coeficientes de reflexão e de refração utilizados para caracterizar o que na geofísica se chama de impedância acústica. A impedância acústica constitui o produto entre a velocidade compressional e a densidade da rocha. Isso significa que a impedância acústica é uma propriedade de camada rochosa.

Os fundamentos da ótica geométrica são utilizados como simplificação para o estudo do comportamento da onda sonora. Isso significa que devido a diferentes propriedades físicas das rochas, a onda se propaga com diferentes velocidades dependendo do meio em que ela esteja inserida.

Segundo Martins (2001), a dedução da lei de reflexão baseia-se na aplicação do princípio de Fermat sobre uma onda que incide num refletor que separa dois meios acústicos diferentes.

Como apresentado na figura 5.1, pode-se escrever matematicamente a expressão que representa a lei da reflexão:

$$\phi_i = \phi_r$$

Onde:

 ϕ_i é o ângulo de incidência da onda e ϕ_r é o ângulo de reflexão.



Figura 5.1- Representação do raio de incidência e do raio refletido.

Já para a refração, têm-se que a figura 5.2 é dada pela equação:

$$\frac{\operatorname{sen}\theta_1}{\operatorname{sen}\theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

Onde:

 $\theta_I = \hat{a}$ ngulo incidente

 θ_2 = ângulo refratado

 V_1 = velocidade do primeiro meio

 V_2 = velocidade do segundo meio



Figura 5.2- Representação esquemática do raio de incidência e do raio refratado, extraída de Medina (2003).

Na geofísica, para se escrever matematicamente de maneira simplificada as possíveis configurações fonte-receptor deve-se considerar uma interface plano-horizontal, localizado a uma profunidade h, separada por diferentes velocidades de propagação de onda, dadas por V₁ e V₂.

Considerando *x* como sendo a distância entre a fonte e o receptor que é denominada de *offset* e o tempo de percurso *t* é dada por:

$$t = \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{V_1}$$

Quando a onda incide perpendicularmente ao refletor, tem-se o conhecido *zero-offset*. Nessa configuração, o tempo de trânsito é dado por:

$$t' = \frac{2h}{V_1}$$

A diferença entre t' (configuração *zero-offset*) e t (*offset* finito), é denominada de NMO (Normal Moveout) e é dado por:

$$t^2 = t'^2 + \frac{x^2}{V_1^2}$$

A equação acima representa uma relação hiperbólica entre o tempo de trânsito e os offsets. Isso significa que a reflexão em uma interface geológica aparecerá com uma hipérbole perfeita, considerando um meio homogêneo em camadas plano-paralelas.

A figura 5.3 visa mostrar a dependência do tempo e da configuração fonte - receptor para a criação do traço sísmico, numa situação ideal onde ocorre a reflexão total das ondas incidentes sem ocorrer perdas de energia.



Figura 5.3- Exemplo da montagem de um traço sísmico a partir da reflexão da onda sísmica incidente extraída de Carvalho (2004).

A tarefa da geofísica no processo consiste em construir uma imagem do subsolo à partir dos dados sísmicos (sismograma). Para isto, utiliza-se um conjunto de procedimentos sísmicos (imageamento). Um dos processos consiste na Migração de Kirchhoff. Ela tem a finalidade de transformar (migrar) os dados sísmicos em uma imagem da região da subsuperfície de interesse mediante o uso de um, já determinado por processos anteriores, modelo incial de velocidades sísmicas. A migração é uma das mais importantes operações de imageamento sísmico e atualmente é bastante

utilizada nos setores de processamento das maiores companhias de petróleo do mundo (Carvalho & Martins 2003).

Em 3D, o uso desta técnica torna-se dispendiosa devido ao alto custo computacional e requisitos numéricos exigidos para sua aplicação. Para solucionar este problema, um meio bastante conveniente para obtenção de dados com baixo esforço computacional é a chamada situação 2.5D. Nesta situação, a propagação de ondas é 3D, mas os parâmetros que o descrevem são 2D.

O processo de migração do dado sísmico fornece informações acerca da localização do produto de interesse. A elaboração desta representação se dá mediante a uma grande soma de objetos definidos dentro de um conjunto designado conjunto de abertura da migração. Esses objetos são decompostos num produto de dois fatores: o primeiro, uma função peso e o segundo, eventos de reflexões sísmicas elementares, onde temos inserido amplitudes que estão distribuídas numa seção sísmica ao longo da superfície de tempo de difração (Carvalho & Martins 2003).

5.3 TIPOS DE ONDAS SONORAS

As principais ondas geradas pela fonte explosiva, que se propagam em subsuperfície, podem ser classificadas como ondas de corpo e ondas de superfície. As ondas de corpo, também denominadas ondas de volume são constituídas pelas ondas P (primárias ou compressionais) e S (secundárias ou cisalhantes), enquanto que as ondas de superfície compreendem as ondas do tipo Rayleigh e do tipo Love.

5.3.1 Ondas Volumétricas

A principal diferença entre os dois tipos de ondas de volume é que, na propagação das ondas P (compressivas) existe uma variação de volume sem rotação das partículas do meio, enquanto que, na propagação das ondas S, há uma rotação das partículas sem qualquer variação do volume. As ondas P são as primeiras ondas captadas no geofone e, por isso, as mais importantes na prospecção geofísica. Contudo, nos últimos tempos, registros de onda S vêm sendo realizados com grande freqüência pela indústria petrolífera, notadamente como fonte de investigação da anisotropia do meio e para estudos de atributos.

Os dados de inversão (tipo de processamento de dado sísmico) de ondas P e ondas S têm sido também muito utilizados pela indústria por apresentarem informações importantes de estruturas e identificação da presença de fluidos.

Nas ondas P (primárias) as partículas do meio movem-se na direção do percurso da onda, envolvendo alternadamente, expansão e contração do meio. Esse é o tipo de onda sísmica se propaga mais rapidamente em subsuperfície, podendo propagar-se tanto em meio sólido quanto em fluidos.

A equação que representa a velocidade de propagação da onda P é dada por (Sharma 1986).

$$V_P = \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\rho}}$$

Onde:

k é o módulo de compressibilidade, μ é o módulo de cisalhamento e ρ a densidade.

A partir da equação acima, verifica-se que, para $\mu=0$ (como é o caso para meios líquidos e gasosos), a velocidade das ondas P diminui. Um aspecto importante desta relação é que as ondas P são significativamente mais lentas enquanto se propagam através de rochas porosas e altamente fracturadas, e ainda quando $\mu=0$, apenas as ondas P se propagam.

As ondas S são do tipo secundária ou cisalhante. Nestas o movimento das partículas é perpendicular à direção do percurso da onda.

A equação que representa a velocidade da onda S é dada por:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

A velocidade das ondas S, Vs, é em primeiro lugar, função do módulo de cisalhamento (μ). Por isso, a partir da equação acima verifica-se que Vs se torna igual a zero quando μ =0. Assim, as ondas S não se propagam através de meios líquidos e gasosos. Uma vez que as constantes elásticas são positivas, através da equação características de Vp e Vs verifica-se que Vp é sempre maior do que Vs.

5.3.2 Ondas Superficiais

As ondas superficiais se distinguem entre si pelo tipo de movimento que as partículas descrevem na frente de onda. Essas ondas se movem, somente, ao longo da superficie livre de um sólido elástico. Essas ondas chegam depois das ondas P e S porque as suas velocidades são inferiores às das ondas volumétricas.

Em geral as ondas L têm maiores velocidades do que as ondas R. Essas ondas geralmente têm uma banda alargada de freqüências, mas inferiores as ondas volumétricas. Normalmente essas ondas apresentam freqüências menores do que 1 Hertz.

O movimento das partículas na frente de onda de uma onda de Rayleigh está polarizado no plano vertical e pode ser visualizado, mais ou menos como uma combinação das vibrações longitudinais e transversais, dando origem a um movimento elíptico nesse plano paralelo à direção de propagação. A velocidade das ondas Rayleigh é cerca de 0.9 Vs.

Em contraste com as ondas Rayleigh, que podem propagar-se ao longo da superficie de um sólido uniforme, as ondas Love são possíveis, somente, se o material for não-uniforme, como por exemplo, uma camada superficial de baixa velocidade cobrindo um meio de alta velocidade. As ondas Love propagam-se horizontalmente na camada superficial e o movimento da partícula é horizontal e transversal à direção do percurso da onda.

5.4 LEVANTAMENTO SÍSMICO

As aquisições de dados sísmicos são feitas em ambientes terrestres e marinhos. Em caso de aquisições terrestres, a fonte geradora de onda sísmica pode ser um vibrador ou mesmo uma quantidade de dinamites. Em aquisições marinhas, são usualmente utilizados os airguns, ou seja, canhões de ar (Fig. 5.4). A porção de energia refletida, que retorna à superfície, é captada pelos receptores e gravada no sismógrafo. Esse aparelho armazena tanto os dados de energia gerados pela fonte e captados nos receptores quanto o dado de tempo de trânsito da onda.



Figura 5.4- Aquisição sísmica marítima. Extraída de Barbieri (2005).

Na aquisição de dados sísmicos convencionais, registra-se o campo de pressão (onda P) gerado por fontes artificiais (airguns – canhões de ar comprimido) em ambientes marinhos. Trabalhos teóricos nas décadas de 60 e 70 motivaram o resgate de informações de subsuperfície através da onda S. Com as novas tecnologias em equipamentos de aquisição, incluindo a possibilidades de receptores

serem assentados no fundo oceânico, técnica conhecida como Ocean Bottom Survey (OBS), tornou-se possível o registro da onda convertida (P-S) com maior confiabilidade. A onda convertida mencionada é aquela gerada pelos airguns como a onda P, e refletida como onda S de volta para a superfície, basicamente registrada pelos geofones horizontais (componentes radiais e transversais), enquanto a onda P, pura, tende a ser registrada pelo hidrofone e pelo geofone vertical. Essa nova tecnologia é a chamada aquisição de dados sísmicos multicomponentes, que é hoje um dos assuntos mais discutidos na tecnologia de sísmica 4-D marítima, e vem sendo objeto de estudo de várias companhias de petróleo em todo o mundo.

5.4.1 TÉCNICA CDP (COMMON DEPTH POINT)

A técnica CDP é uma maneira utilizada de levantamento de reflexão sísmica para resolver problemas de baixa qualidade do imageamento de áreas com baixa relação sinal/ruído. Nesta técnica os pontos de subsuperfície são registrados redundantemente com diferentes distâncias fonte-receptor. A seção final é obtida sobrepondo-se os traços redundantes, após a correção de NMO (Normal Moveout).

O princípio da técnica é colecionar trajetórias de diferentes tiros e receptores, de modo que tenham em comum o mesmo ponto de afastamento zero (fonte e receptor ficticiamente posicionados no mesmo ponto).

Abaixo (Fig. 5.5) segue uma ilustração de um dispositivo de registro unidirecional com tiro nas estacas denominada de *End-On*. Como pode-se observar, um único ponto é amostrado mais de uma vez, quando seu utiliza a técnica CDP (Common Depth Point). Esse fato permite reforçar as reflexões que ocorrem num único ponto, ao mesmo tempo que permite corrigir efeitos distorcivos nos dados adquiridos.



Figura 5.5- Dispositivo básico com seis receptores e diagrama de avanço de tiros extraído de Almeida (2005).

Observe que a denominação CDP (Common Depth Point) só será válida se as camadas forem planas e horizontais. Em outras condições, nota-se que as trajetórias não coincidirão num único ponto iluminando assim uma região em subsuperfície. Quando isso acontece, a denominação mais utilizada e a CMP (Common Mid-Point).

A equação que rege o agrupamento CMP é a mesma que representa uma relação hiperbólica perfeita entre o tempo de trânsito e o offset.

$$t^2 = t'^2 + \frac{x^2}{V_1^2}$$

Onde:

x é o afastamento fonte-receptor, t' é o tempo de trânsito da onda numa configuração zero-offset, e V_1 é a velocidade de propagação do meio.

Se observarmos a equação é possível concluir que a medida que se aumenta a distância fontereceptor, ou a medida que se aumenta o tempo de trânsito da onda, a curvatura produzida na hipérbole será cada vez maior (Fig. 5.6A). Esse aumento do tempo de reflexão devido ao aumento da distância fonte-receptor é a conhecida NMO. Utiliza-se a correção NMO para coincidir hipoteticamente num mesmo ponto fonte e receptor (Fig. 5.6B).



Figura 5.6- (A) Exemplo padrão da seção CMP (B) Exemplo padrão da seção CMP corrigida de NMO extraída e modificada de Portugual 2006.

Após os traços serem corrigidos de NMO eles poderão ser empilhados dando origem a um traço. Cada seção CMP (Common Mid-Point) dará origem a um traço empilhado. Isso é possível devido a multiplicidade inerente da técnica CDP (Common Depth Point).

5.5 PROCESSAMENTO DOS DADOS SÍSMICOS

Como apresentado por Yilmaz (1987) a transformada de Fourier constitue o princípio de muitas aplicações realizadas no sinal digital para o processamento de dados sísmicos. Durante o processamento sísmico, alguns erros inerentes ao levantamento dos dados deverão ser corrigidos.

Uma das manipulações realizadas no dado sísmico admite que as posições da fonte e do receptor sejam a mesma. Com isso admite-se que a terceira dimensão do conjunto de dados é a temporal e que a propagação da onda é feita apenas na direção vertical.

Como considera-se uma configuração do tipo *zero-offset*, discutida anteriormente, os problemas podem ter impactos minimizados. Correções estáticas são realizadas visando principalmente corrigir variações topográficas e anomalias superficiais em relação à superfície de referência (t=0s). Essas correções são feitas para que todo o conjunto de tiros/receptores possa ser considerado como parte de uma mesma superfície horizontal que vai corresponder ao tempo t=0s de aquisição.

Para cada ponto de captação dos sensores na superfície, a imagem sísmica obtida por esse processo será composta por um respectivo conjunto de valores verticais de amplitudes. Essa coluna de amostras com as mesmas coordenadas espaciais, variando apenas com o tempo, são os traços sísmicos. Os máximos e mínimos da função de amplitude sísmica do traço são chamados de eventos sísmicos.O tempo de cada amostra corresponde ao tempo que a onda leva para viajar até uma interface mais o tempo de volta à superfície. A digital de um traço sísmico é uma série de tempos nos quais podem ser completamente descritos como uma soma discreta do número de senóides – cada um com um único pico de amplitude, freqüência e fase.

Com objetivo de melhorar a resolução dos dados adquiridos, comprimem-se os pulsos para atenuar distorções causadas naturalmente pelos equipamentos de gravação. Os efeitos da reverberação, causados por múltiplas reflexões, devem ser atenuados ou eliminados durante o processamento.

5.5.1 O MODELO CONVOLUCIONAL E A DECONVOLUÇÃO

O traço sísmico gerado pode ser entendido como sendo uma interação entre a *wavelet* gerada na fonte e o meio geológico. Essa interação é conhecida como processo de convolução. Quando

expressa em forma analítica, e considerando as distorções e ruídos, é denominada de modelo convolucional.

O processo de convolução que resulta no traço sísmico registrado, pode ser de uma maneira simples, entendido à partir da interação da *wavelet* gerada na fonte sísmica com uma série de coeficientes de reflexão (Fig. 5.7).



Figura 5.7- Modelo de convolução. Adaptado de Gerhardt (1998) e extraído de Silva 2004.

O sinal gerado representa na verdade a própria série de coeficiente de reflexão, também chamada de função refletividade. Essa função, por sua vez, é associada a diversas interfaces geológicas do meio.

Matematicamente o modelo convolucional de um sismograma pode ser descrito pela equação:

$$x_{t=}p_{t} * e_{t} + \eta_{t}$$

Onde:

 x_t o sismograma registrado (traço sísmico), p_t o pulso sísmico, e_t a função refletividade ou resposta impulsiva da terra, η_t o ruído diverso e * o símbolo que representa convolução.

Já a deconvolução é uma etapa do processamento de dados por meio da qual é possível aumentar a resolução temporal dos dados sísmicos através da compressão da *wavelet* básica gravada no sismograma, atenuando reverberações e pequenos períodos de múltiplas. É utilizada também para a atenuação de reflexões de múltiplas que ocorrem nos registros de reflexões sísmicas.

O método de deconvolução pode ser descrito em termos de filtros lineares que são calculados com base na solução de sistemas lineares de equações. No processo de deconvolução são levadas em consideração as premissas: pulso de fase mínima e refletividade (Yilmaz 1987).

Na *wavelet* de fase mínima, mais representativa da sísmica de reflexão, o máximo de amplitude está concentrado nos intervalos de tempos iniciais, ao contrário do que ocorre na *wavelet* de fase máxima.

Pode-se observar que o traço registrado x_t é na verdade uma estimativa aproximada, de baixa resolução, da geologia. Ou seja, o traço x_t não retrata de forma exata e precisa as diversas interfaces geológicas equivalentes aos coeficientes de reflexão. Os principais motivos da deficiência de correlação, entre o traço registrado e a representação da geologia p_t , estão associados aos seguintes fatores (Yilmaz 1987): a) a *wavelet* gerada pela fonte é finita, ou seja, não é possível fisicamente a fonte gerar um pulso instantâneo tipo um spike; b) a *wavelet* ao se propagar no meio geológico sofre distorções devido as efeitos da propagação e aos efeitos dos ruídos η_t .

A correção da *wavelet*, gerada pela fonte ser finita e sofrer deformação ao longo de sua trajetória de propagação, é feita pelo processo de deconvolução. A deconvolução, de uma forma simplificada, procura recuperar a correlação máxima entre o traço registrado e a geologia, aumentando a resolução de x_t , e faz isso através da compressão da *wavelet* e da compensação das distorções que ela sofre ao se propagar no meio geológico (Claerbout 1985).

5.6 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

A interpretação do dado sísmico consiste na análise da imagem obtida pelo processamento dos dados adquiridos, para entendimento do contexto geológico da bacia sedimentar visando, em geral, a exploração e produção de hidrocarbonetos. A interpretação sísmica pode ser feita desde a escala regional à escala de detalhe nos reservatórios. Atualmente, essa tarefa é desempenhada por geofísicos e/ou geólogos das grandes companhias de petróleo em todo o mundo. O objetivo geral é a descoberta de novas áreas de exploração e/ou aumentar as áreas que atualmente produzem hidrocarbonetos.

Convencionalmente, adota-se uma polaridade para estudar os diversos eventos observados na sísmica. A polaridade pode ser entendida como sendo o sinal sísmico positivo ou negativo. Na Petrobras, por exemplo, convencionou-se que o sinal positivo seria determinado pelo pico preto e o sinal negativo pelo pico branco. Fazendo essa analogia para estudos de velocidades do meio, o pico preto, ou seja, o sinal positivo apresenta uma velocidade maior de propagação da onda sísmica do que o sinal negativo. Esse também foi o critério adotado nesse trabalho.

Os eventos sísmicos identificados são mapeados por meio de horizontes, ou superfícies que caracterizam em termos estruturais as áreas de interesse como: contatos litológicos (topo e base de

camadas), falhas, discordâncias estratigráficas, feições geomórficas (p.ex., canais), limites do reservatório, etc.

Para análise do reservatório e das diversas unidades estratigráficas mapeadas, faz-se uso de mapas como: contorno estrutural, isópacas, isólitas, porosidade, dentre outros.

Para melhor confiabilidade na identificação dos eventos sísmicos, utilizam-se os perfis dos poços perfurados, a análise dos testemunhos e outras ferramentas importantes que ajudam o intérprete na escolha adequada do refletor que caracteriza o evento em estudo.

A interpretação sísmica se dá mediante a análise de configurações internas e externas das reflexões observadas na seção em estudo. A figura 5.8A apresenta as configurações da reflexão sísmica segundo critérios estratigráficos, deposicionais e erosionais (internos) e a figura 5.8B apresenta as configurações da reflexão sísmica segundo critérios (externos).

Estes critérios foram utilizados para interpretação e análise das seções sísmicas do Cone Amazonas que serão apresentadas e discutidas a seguir.

A identificação de hidrocarbonetos por meio da interpretação sísmica não é uma tarefa fácil. Para alcançar bons resultados, vários são os mecanismos realizados desde a interpretação do dado até a perfuração de um poço. O geólogo ou o geofísico, quando tem a tarefa de defender uma locação exploratória, faz uso de métodos matemáticos na tentativa de identificar melhor os eventos investigados. É comum o uso de atributos sísmicos para realçar eventos de interesse.

Geralmente, os atributos sísmicos são gerados a partir de análise do traço sísmico complexo (Tanner *et al.* 1979) sendo que os mais utilizados são amplitudes da envoltória do traço complexo, a freqüência instantânea, a freqüência média, a fase instantânea, semblance, curvatura e a polaridade aparente.



Figura 5.8 - Configuração das reflexões sísmicas segundo configurações internas e externas. (A) Reflexões sísmicas segundo padrões estratigráficos, erosionais e deposicionais e (B) reflexões sísmicas segundo padrões geométricos. Modificado de Macurda (2005).

6.1 INTRODUÇÃO

A interpretação sísmica realizada neste trabalho teve como objetivo examinar as principais estruturas e feições sismoestratigráficas presentes na Bacia da Foz do Amazonas, região do Cone do Amazonas.

A análise das seis seções sísmicas disponíveis no presente estudo, levando-se em consideração que as linhas 239-122-1, 239-122-2 e 239-122-3 que aparecem no mapa (Fig. 6.1) são três partes de uma mesma linha aqui denominada de 239-122, permitiu identificar o embasamento e seis seqüências sedimentares (Fig. 6.2) as quais foram correlacionadas àquelas da carta estratigráfica de Brandão & Feijó (1994), que não apresenta uma idéia exata da complexidade evolutiva da bacia da Foz do Amazonas, mas mostra de forma descritiva, suas várias fases tectono-sedimentares, como segue (do mais antigo para o mais novo):

- Embasamento Acústico.

- Seqüência Rifte Triássico ao Cretáceo Inferior (Formações Calçoene e Caciporé)
- Seqüência Pré-Cone I Cretáceo Superior (Formação Limoeiro)
- Seqüência Pré-Cone II Paleoceno ao Eoceno (Formações Amapá, Marajó e Travosas)
- Seqüência Pré-Cone III Oligoceno ao Mioceno Médio (Formações Amapá, Marajó e Travosas)
- Seqüência Sin-Cone I Mioceno Superior (Grupo Pará)
- Seqüência Sin-Cone II Plioceno ao Recente (Grupo Pará)



Figura 6.1- Mapa de localização das linhas sísmicas utilizadas neste trabalho.



Figura 6.2- Linha sísmica 239-40 (escala vertical ms TWT – tempo duplo), na região do Cone do Amazonas mostrando as seqüências interpretadas neste trabalho. As linhas verticais amarelas representam falhas normais pós-rifte e as linhas verticais vermelhas falhas normais sin-rifte e do embasamento.

No programa SeisWorks da Landmark Graphics, confeccionou-se um mapa de contorno estrutural da superfície de topo de cada unidade, além de um mapa de isópacas para cada seqüência sedimentar. Para o embasamento realizou-se um trabalho adicional de delimitação da crosta continental, transicional e oceânica. O resultado é apresentado tanto no mapa de contorno estrutural do embasamento quanto no mapa de isópacas da Seqüência Rifte, nos quais se mostra a área de ocorrência da crosta transicional.

6.2 SISMOESTRATIGRAFIA

A descrição de cada unidade interpretada foi efetuada a partir da análise conjunta das seis seções sísmicas citadas acima. As seções são representadas nas figuras 6.3 a 6.8, todas em duas versões, uma vez sem (item A) e, a outra, com interpretação (item B). As figuras 6.9 a 6.11 (itens A e B) mostram separadamente todas as três partes que formam a seção 239-122. Os mapas de contorno estrutural e de isópacas, assim como feições especiais das seções sísmicas, quando pertinentes, são apresentados ao longo da descrição de cada unidade. Os mapas se encontram em ms (milisegundos) TWT (Two Way Time- tempo duplo).



Figura 6.3A- Seção sísmica 239-40 sem interpretação (escala vertical em ms TWT).



Figura 6.3B- Seção sísmica 239-40 interpretada (escala vertical em ms TWT). A seta amarela mostra fortes variações de impedância acústica observadas na Seqüência Rifte.



Figura 6.4A- Seção sísmica 239-122 sem interpretação (escala vertical em ms TWT). Esta linha foi obtida através da junção automática (Point to Point) do Seisworks.



Figura 6.4B- Seção sísmica 239-122 interpretada (escala vertical em ms TWT). Esta linha foi obtida através da junção automática (Point to Point) do Seisworks. As setas amarelas mostram o topo da crosta transicional.



Figura 6.5A- Seção sísmica 239-41 sem interpretação (escala vertical em ms TWT).


Figura 6.5B- Seção sísmica 239-41 interpretada (escala vertical em ms TWT).



Figura 6.6A- Seção sísmica 239-42 sem interpretação (escala vertical em ms TWT).



Carvalho, G.C.R. 2008. Interpretação Sísmica e Modelagem Física do Cone do Amazonas

Figura 6.6B- Seção sísmica 239-42 interpretada (escala vertical em ms TWT). As setas amarelas mostram o topo da crosta oceânica. Notar refletores paralelos e contínuos acima.



Figura 6.7A- Seção sísmica 239-46 sem interpretação (escala vertical em ms TWT).



Figura 6.7B- Seção sísmica 239-46 interpretada (escala vertical em ms TWT).



Figura 6.8A- Seção sísmica 239-56 (strike) sem interpretação (escala vertical em ms TWT).

Carvalho, G.C.R. 2008. Interpretação Sísmica e Modelagem Física do Cone do Amazonas



Figura 6.8B- Seção sísmica 239-56 interpretada (escala vertical em ms TWT).



Figura 6.9A- Seção sísmica 239-122-1 sem interpretação (escala vertical em ms TWT). A seta amarela mostra o topo da sequência Pré-Cone III.

Carvalho, G.C.R. 2008. Interpretação Sísmica e Modelagem Física do Cone do Amazonas



Figura 6.9B- Seção sísmica 239-122-1 interpretada (escala vertical em ms TWT). As setas amarelas mostram fortes variações de impedância acústica observadas na sequência Pré-Cone I.



Figura 6.10A- Seção sísmica 239-122-2 sem interpretação (escala vertical em ms TWT). A seta amarela mostra uma forte variação de impedância acústica identificada como sendo o topo da seqüência Pré-Cone II.



Carvalho, G.C.R. 2008. Interpretação Sísmica e Modelagem Física do Cone do Amazonas

Figura 6.10B- Seção sísmica 239-122-2 interpretada (escala vertical em ms TWT). As setas amarelas mostram o topo da crosta transicional.



Figura 6.11A- Seção sísmica 239-122-3 sem interpretação (escala vertical em ms TWT).



Carvalho, G.C.R. 2008. Interpretação Sísmica e Modelagem Física do Cone do Amazonas

Figura 6.11B- Seção sísmica 239-122-3 interpretada (escala vertical em ms TWT). Notar refletores paralelos/subparalelos no topo da seqüência Pré-Cone III.

6.2.1- EMBASAMENTO ACÚSTICO

A falta de qualidade das seções sísmicas com o aumento da profundidade, assim como a ausência de poços profundos, restringiu os critérios normalmente empregados para a identificação do embasamento. Assim, o reconhecimento do topo do embasamento se baseou apenas em conceitos sismoestratigráficos e na pesquisa realizada por outros estudiosos da região (p. ex., Azevedo 1991, Rodarte 2001, Mohriak 2003 e Oliveira 2003).

6.2.1.1- CROSTA CONTINENTAL

A crosta continental na região do Cone do Amazonas apresenta padrões geométricos e sísmicos compatíveis com outras áreas de margem passiva brasileira. No entanto, um grande número de ruídos no dado sísmico resultante de fatores tais como processamento e aquisição inadequados além profundidade muito alta dificultou a determinação de um padrão geométrico apropriado para a crosta continental.

Segundo Oliveira (2003), a crosta pode ser identificada a partir da análise da amplitude do dado sísmico. Quanto mais profundo o refletor maior a sua amplitude, já que a freqüência do sinal tende a ser menor.

A figura 6.3B apresenta a crosta continental interpretada conforme proposta de Oliveira (2003), por análise do sinal sísmico. Dessa maneira, a interpretação sugere que a crosta continental constitua a base da unidade que contém uma série de sinais que sofreram fortes variações de impedância acústica e que definem a Seqüência Rifte.

6.2.1.2- CROSTA TRANSICIONAL OU 'CONTINENTAL OCEANIC BOUNDARY' (COB)

Oliveira (2003) determinou, com alta confiabilidade, a partir de dados gravimétricos, o limite entre a crosta continental e a oceânica. Além disto, o autor estabeleceu a largura média da crosta transicional em mapa como sendo de aproximadamente 40 km.

O nível de confiabilidade da interpretação da crosta transicional é baixo no presente trabalho. A interpretação foi baseada em critérios geométricos e análise do sinal sísmico, assim como em informações da literatura. Por exemplo, Rodarte (2001) define a crosta transicional como sendo um conjunto de reflexões com padrões incoerentes, descontínuos e que apresentam uma alta amplitude. Segundo Sperle *et al.* (1989), os padrões da crosta transicional refletem a presença de material mantélico dos estágios que precederam a formação e o espalhamento da crosta oceânica.

A figura 6.4B apresenta a seção 239-122 com a crosta transicional interpretada e seu respectivo refletor. A figura 6.10B mostra essa interpretação em detalhe na seção 239-122-2.

6.2.1.3- CROSTA OCEÂNICA

Conforme descrição de Fowler (1990), a identificação da crosta oceânica pode se basear no reconhecimento de refletores paralelos e subparalelos na unidade que correspondem à sua cobertura sedimentar.

Nas seções do Cone do Amazonas refletores deste tipo estão bem visíveis. Este fato tornou fácil a sua identificação (Fig.6.6B).

6.2.1.4- EMBASAMENTO TOTAL

O mapa de contorno estrutural do embasamento total (crosta continental + transicional + oceânica) juntamente com o limite de ocorrência da crosta transicional (Fig. 6.12) revela que, em geral, o embasamento possui uma declividade no sentido nordeste. Além disto, observa-se um baixo estrutural, alongado na direção NW-SE possivelmente causado pelo peso dos depósitos do Cone, e que atinge profundidades de mais de 9s TWT -Two Way Time (tempo duplo).



Figura 6.12- Mapa de contorno estrutural do embasamento total (crosta continental + crosta transicional + crosta oceânica) (escala em ms TWT - tempo duplo). O polígono em marrom representa os limites de ocorrência da crosta transicional .

6.2.2- SEQÜÊNCIA RIFTE

Nas seções sísmicas, a Seqüência Rifte é caracterizada por refletores de padrão subparalelo e sucessões de sinais de alta variação de impedância acústica, em quase toda a região (Fig. 6.3B). Às vezes, observa-se também um padrão geométrico ondulado.

Segundo Brandão & Feijó (1994), esta seqüência corresponde ao rifte precursor do Atlântico Equatorial.

Os mapas de contorno estrutural e de isópacas sísmicas (Figs. 6.13 e 6.14) mostram, respectivamente, um mergulho acentuado e um decréscimo da espessura da Seqüência Rifte, no sentido nordeste. Essa diminuição da espessura era esperada uma vez que o limite de ocorrência desta seqüência atinge no máximo a crosta transicional (ver exemplo sísmico na seção 239-40 representada pela figura 6.3B). Os mapas apresentam também o *trend* NW-SE como descrito para o embasamento. Além disso o mapa de isópacas mostra um outro *trend* NE-SW na porção sudeste, completamente diferente, o que sugere ocorrer uma compartimentação estrutural na Seqüência Rifte.



Figura 6.13- Mapa de contorno estrutural do topo da Seqüência Rifte com limite de ocorrência da COB (escala em ms TWT- tempo duplo).



Figura 6.14- Mapa de Isópacas da Seqüência Rifte com o limite de ocorrência da crosta transicional (escala em ms TWT-tempo duplo).

6.2.3- SEQÜÊNCIA PRÉ-CONE I

Os refletores da Seqüência Pré-Cone I, representando sedimentos da Formação Limoeiro (Cretáceo Superior), são caracterizados por fortes variações locais de impedância acústica (Fig. 6.9B). No topo desta seqüência, os refletores se apresentam paralelos/subparalelos na porção oceânica (Fig. 6.11B) e lenticulares sobre a crosta continental (Fig 6.9B).

No mapa de contorno estrutural (Fig. 6.15), observa-se uma ascenção deste estrato em direção ao continente. As profundidades deste refletor variam, segundo o mapa de contorno estrutural, de 4 a 8s TWT (tempo duplo).

Em todas as seções sísmicas *dip*, percebe-se que a Seqüência Pré-Cone I sofreu um pequeno espessamento no sentido da crosta oceânica (Figs. 6.3 a 6.7), fato também visível no seu mapa de isópacas (Fig. 6.16).



Figura 6.15- Mapa de contorno estrutural do topo da Seqüência Pré-Cone I (escala em ms TWT-tempo duplo).



Figura 6.16- Mapa de Isópacas da Seqüência Pré-Cone I (escala em ms TWT- tempo duplo).

6.2.4- SEQÜÊNCIA PRÉ-CONE II

Esta seqüência, depositada do Paleoceno ao Eoceno, é representada nos domínios da plataforma pelos carbonatos da Formação Amapá e nos domínios de talude pelos folhelhos/calcilutitos da Formação Travosas. Além disto, sedimentos clásticos finos a grossos (Formação Marajó) e argilosos ocorrem na plataforma continental interna (Mohriak 2003).

A Seqüência Pré-Cone II é reconhecida nas seções sísmicas por um sinal com amplitude bastante forte, mais facilmente identificável na parte central da região do Cone do Amazonas (Fig. 6.10A).

Em todas as seções sísmicas se observa que a Seqüência Pré-Cone II sofreu um afinamento na região central do perfil e espessamento na região distal. Nas seções sísmicas 239-122-1 e 239-122-2 (Figs. 6.9B e 6.10B ou Fig. 6.4B), a seqüência Pré-Cone II quase desaparece na porção central. O forte deslocamento da superfície de topo desta seqüência, junto a algumas falhas normais, assim como o seu espessamento, na região distal, sugere ter ocorrido fluxo sedimentar, no sentido *off-shore*. O fato é também evidenciado pela presença de falhas reversas e diápiros, na porção distal.

Nos mapas de contorno estrutural e de isópacas (Figs. 6.17 e 6.18), as feições acima descritas aparecem de forma bastante nítida. No primeiro mapa, a porção distal do Cone é caracterizada por um alto alongado na direção NW-SE e feições circulares (Fig. 6.17). Estas constituem os diápiros, nucleados na Seqüência Pré-Cone II. Um baixo alongado, também no sentido NW-SE, é bem nítido na porção central, oeste. É correlacionado à atividade tectônica do cone, possivelmente em função da sobrecarga sedimentar. O mapa de isópacas (Fig. 6.18) mostra que afinamento e espessamento da seqüência seguem o mesmo *trend*, NW-SE.



Figura 6.17- Mapa de contorno estrutural do topo da Seqüência Pré-Cone II (escala em ms TWT- tempo duplo).



Figura 6.18- Mapa de Isópacas da Seqüência Pré-Cone II (escala em ms TWT- tempo duplo).

6.2.5- SEQÜÊNCIA PRÉ-CONE III

As seções sísmicas mostram a Seqüência Pré-Cone III caracterizada por um sinal com fortes variações de impedância acústica (Fig. 6.9A).

A alta taxa de sedimentação desta seqüência foi determinante para a criação do material argiloso, mal-compactado, alvo de estudo na região do Cone do Amazonas.

O topo da Seqüência Pré-Cone III mostra dobras antiformais na região dos diápiros indicando que a superfície foi empurrada para cima (Fig. 6.6B). O mapeamento de seu topo baseou-se na identificação de *onlaps* na base da seqüência sobreposta (Sin-Cone I), próximo à região dos diápiros. (Fig 6.19).



Figura 6.19 – Seção Sísmica 239-122-2 com zoom na região do topo da Seqüência Pré-Cone III onde se observa *onlaps* (ver setas amarelas) na seção sobreposta (escala em ms TWT – tempo duplo).

O mapa de contorno estrutural (Fig. 6.20) apresenta na porção central do Cone um baixo alongado no *trend* NW-SE. O mapa de isópacas (Fig. 6.21) apresenta as maiores espessuras nas porções proximais e centrais do Cone.



Figura 6.20- Mapa de contorno estrutural do topo da Seqüência Pré-Cone III (escala em ms TWT-tempo duplo).



Figura 6.21- Mapa de Isópacas da Seqüência Pré-Cone III (escala em ms TWT- tempo duplo).

6.2.6- SEQÜÊNCIA SIN-CONE I

A sedimentação da Seqüência Sin-Cone I representa o início do desenvolvimento do pacote sedimentar, na literatura, conhecida como Cone do Amazonas. A seqüência deposicional é relacionada à expressiva carga sedimentar siliciclástica oriunda da bacia amazônica em função da Orogenia Andina que causou a inversão do Rio Amazonas e, em conseqüência, a construção de um leque submarino.

A evolução estrutural do Cone se inciou no Mioceno Superior quando a sucessão deltáica se depositou, nos domínios do Cone do Amazonas, sobre as argilas mal-compactadas da seqüência transgressiva, gerando uma sobrecarga e instabilidade gravitacional. O Mioceno Superior é composto basicamente por arenitos médios a grosseiros da Formação Tucunaré e argilas da Formação Pirarucu.

Os refletores que compõem a Seqüência Sin-Cone I apresentam um padrão de grande variação lateral de impedância acústica e é possível observar *toplaps* em seu topo e *onlaps* na base (Fig. 6.19).

As seções sísmicas revelam crescimento de seção, estratos rotacionados, *onlaps* basculados, indicando sedimentação sintectônica associada às falhas normais, reversas e diápiros. Desta forma, o espessamento da Seqüência Sin-Cone I pode ser interpretado como de natureza deposicional, ao contrário das seqüências do pré-cone, nas quais esta feição é relacionada à deformação super imposta pela tectônica gravitacional/sobrecarga do Cone do Amazonas.

Nos mapas de contorno estrutural e de isópacas (Figs. 6.22 e 6.23) observa-se na região central, pronunciados altos e baixos estruturais no *trend* NW-SE influenciado pela forte atividade tectônica e maiores espessuras desta seqüência na região proximal, indicando a geometria e o posicionamento de seu depocentro principal.



Figura 6.22- Mapa de contorno estrutural do topo da Seqüência Sin-Cone I (escala em ms TWT- tempo duplo).



Figura 6.23- Mapa de Isópacas da Seqüência Sin-Cone I (escala em ms TWT- tempo duplo).

6.2.7- SIN-CONE II

Esta seqüência, depositada nos últimos 5.3 Ma, pode ser vista nas seções sísmicas das figuras 6.3 a 6.11 entre o refletor verde (topo da Seqüência Sin-Cone I ou topo do Mioceno) e azul (fundo do mar). É representada por sedimentos do Grupo Pará constituída basicamente por uma seção argilosa e outra arenosa.

Nos perfis sísmicos, observam-se padrões de *downlaps* em direção à região distal do Cone. No sentido da plataforma continental, um grande número das falhas normais que não se estendem até o topo da Seqüência Sin-Cone II, o que sugere que estas falhas não foram ativas até o período recente.

A análise dos mapas de contorno estrutural e de isópacas (Figs. 6.24 e 6.25) revela um comportamento bastante homogêneo para o topo da seqüência e o preenchimento de todos os baixos existentes, respectivamente. Ainda no mapa de isópacas é possível identificar espessuras de até 3,5s TWT (tempo duplo), o que pode representar uma espessura aproximada de 3000 metros de sedimentos.



Figura 6.24- Mapa de contorno estrutural do topo da Seqüência Sin-Cone II (escala em ms TWT- tempo duplo).



Figura 6.25- Mapa de Isópacas da Seqüência Sin-Cone II (escala em ms TWT- tempo duplo).

6.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A análise estrutural das seis seções sísmicas (Figs. 6.3B a 6.8B) sugere existir uma diferença nos estilos estruturais entre o conjunto embasamento/Seqüência Rifte e seqüências Pré-Cone II e III e Sin-Cone I e II, separados pela Seqüência Pré-Cone I. A Seqüência Pré-Cone I, intermediária, mostra, em sua base, ainda, feições da tectônica rift.

Todas as seções sísmicas expõem, na Seqüência Rifte e no embasamento, falhas normais de pequeno rejeito, relativas à fase rifte da bacia. As seqüências Pré-Cone II e III e Sin-Cone I e II mostram-se fortemente afetadas pela tectônica do Cone do Amazonas. Os dados disponíveis não sugerem qualquer controle da tectônica de embasamento na configuração do Cone do Amazonas.

A estruturação das seqüências Pré-Cone II e III e Sin-Cone I e II é marcada, nos domínios proximais e medianos, pela presença de grandes falhas normais lístricas, sintéticas e antitéticas, com amplos anticlinais de *roll-over* (Fig. 6.26), aparentemente com eixos na direção NW-SE. Nos domínios distais, falhas reversas e diápiros, de geometria cilíndrica, em perfil, caracterizam o Cone do Amazonas (Fig. 6.3B e 6.6B).



Figura 6.26 – Seção sísmica mostrando estruturas anticlinais de *rollover* no sistema distensivo da seção 239-40 com zoom na região assinalada com retângulo preto.

Na região proximal, as falhas normais sintéticas mostram os maiores deslocamentos em sua porção inferior, quando deslocam o topo das seqüências Pré-Cone I e II (por exemplo, na região sudoeste da seção 239-41, assinalados na figura 6.5B), o que permite descrevê-las como falhas de crescimento. É interessante notar que, no segundo domínio distensivo, região das falhas sintéticas e antitéticas, o deslocamento maior das falhas normais ocorre nas seqüências mais novas, isto é, naquelas que cortam a base da Seqüência Sin-Cone I e II, o que indica a migração de depocentros.

Na região distal do Cone, observa-se a formação de falhas reversas nucleadas na base da unidade Pré-Cone II. Estas falhas podem ter-se formado em decorrência de um obstáculo no antepaís, possivelmente o leve espessamento da unidade Pré-Cone I, subjacente (observe as figuras 6.3B, 6.4B e 6.5B).

A movimentação de blocos junto às falhas reversas gerou, em algumas seções, o deslocamento do topo das seqüências Pré-Cone III e Sin-Cone I, formando flexões antiformais simples ou do tipo *fault-propagation folds* (por exemplo, seção 239-46 figura 6.7B).

Dobras no topo das seqüências Pré-Cone III e Sin-Cone I são, às vezes, também reconhecidas na região dos diápiros (Fig. 6.6B). Os diápiros se formaram isolados ou intercalados às falhas reversas e foram mapeados a partir do topo da Seqüência Pré-Cone II. A posição exata da base dos diápiros é de difícil determinação, pois estes causaram *pull-ups* nos refletores.

6.4 DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

O descolamento basal e os diápiros

As observações, nas seções sísmicas, sobre as seqüências do Pré-Cone sugerem que a zona de descolamento basal do principal sistema de falhas da região do Cone do Amazonas esteja relacionada à base da Seqüência do Pré-Cone II. Indicam, também, que a principal atividade das falhas normais ocorreu durante a deposição das seqüências Pré-Cone II e III, no interior das quais se reconheceram os maiores rejeitos.

Os dados sugerem que a formação dos diápiros esteja associada a afinamento e espessamento da Seqüência do Pré-Cone II, nas regiões mediana e distal, respectivamente (melhor visível na seção 239-41, figura 6.4B). Esta hipótese implica em mobilização de sedimentos ricos em argilas, sobrepressurizados, e em um processo de deslizamento gravitacional.

O descolamento basal da região do Cone do Amazonas é posicionado por Silva & Maciel (1998) no topo da Formação Limoeiro (Seqüência Pré-Cone I), de idade cretácica (Fig. 3.5), e, por Cobbold *et al.* (2004), próximo ao topo da mesma seqüência.

Com base em um inventário de informações muito maior do que o disponível no presente estudo (dados de poços, idades bioestratigráficos, avaliações geoquímicas assim como perfis sísmicos transformados para profundidade), Cobbold *et al.* (2004) caracterizaram o descolamento basal como uma superfície horizontal, de comportamento dúctil, formada em sedimentos areníticos sobrepressurizados.

Os dados disponíveis, no presente trabalho, não permitem uma discussão conclusiva sobre as características do descolamento basal e das rochas hospedeiras. No entanto, a presença de diápiros na região distal da bacia e a sua relação estrutural com o sistema de falhas compressivas e distensivas, todas as estruturas conectadas entre si, constituem forte indício de que o descolamento basal tenha se desenvolvido na base de camadas de folhelhos.

Vale lembrar, ainda, que o sistema compressivo aqui descrito revelou a presença de *fault-propagation folds* e diápiros simples, sem nenhuma complexidade especial o que, segundo Zalán *et al.* (2005), resultaria, neste tipo de ambiente, de um processo argilocinético, induzido por sobrecarga sedimentar, deslizamento do pacote sobrejacente e compressão.

Os domínios estruturais da região do Cone do Amazonas

A análise das seções sísmicas permite descrever para a região do Cone do Amazonas, três domínios estruturais: distensivo, compressivo (das falhas reversas) e dos diápiros. O domínio distensivo mostra uma compartimentação interna, com falhas normais, sintéticas, na porção oeste, uma região mediana, com falhas normais sintéticas e antitéticas, e nova área caracterizada pelo predomínio de falhas sintéticas (vide seções 239-40 e 239-41, figuras 6.3 e 6.5).

Os três domínios estruturais também podem ser visualizados nos mapas de contorno estrutural e de isópacas. Assim, por exemplo, no mapa de contorno estrutural do Pré-Cone II (Fig 6.17), o alto estrutural da porção distal e o baixo da região proximal, representam, respectivamente, os domínios compressivo, associado às falhas reversas, e dos diápiros, e distensivo. A delimitação cuidadosa dos diversos domínios estruturais, nos mapas de contorno estrutural e de isópacas, permitiu gerar um mapa, aqui denominado de 'Mapa Estrutural do Cone do Amazonas'.

As figuras 6.27 e 6.28 mostram a demarcação dos diversos domínios em alguns mapas, e a figura 6.29 o Mapa Estrutural do Cone do Amazonas.



Figura 6.27- Mapa de contorno estrutural do Pré-Cone II delimitação dos domínios estruturais. Notar o *trend* NW-SE definido tanto pelo baixo estrutural relativo às celas distensionais quanto pelo alto na região compressiva distal, associado às falhas reversas e aos diápiros (escala em ms TWT – tempo duplo).



Figura 6.28- A delimitação dos domínios estruturais (A) no Mapa de Isópacas da Seqüência Sin-Cone I e (B) no Mapa de Isópacas da Seqüência Sin-Cone II (escala em ms TWT – tempo duplo). Observar como, de (A) para (B) ocorreu uma migração dos depocentros.



Figura 6.29- Mapa estrutural do Cone do Amazonas mostrando as celas de deformação representadas pelos domínios distensivos, compressivos e diapírico.

No Mapa Estrutural do Cone do Amazonas, a direção NW-SE pode ser correlacionada à direção das falhas mapeadas nas seções sísmicas e à própria direção da região do Cone do Amazonas.

Para construção deste mapa (Fig. 6.29) todas as seções sísmicas foram analisadas, identificando-se os diferentes domínios estruturais. Para marcação destas celas, as observações foram feitas na unidade de início de formação da estrutura, ou seja, sobre o descolamento basal. A demarcação da primeira cela de deformação, no domínio extensional, baseou-se na identificação em sísmica da primeira falha normal junto à quebra da plataforma. A segunda e a terceira cela de extensão foram delineadas de acordo com a identificação do fechamento da estrutura por uma falha antitética e da próxima sintética subsequente. O limite máximo da deformação extensional é marcado pela última falha normal mapeada e da primeira falha reversa, marcando o início da cela de compressão. O limite máximo de ocorrência da cela de compressão é dado pelo início das estruturas diapíricas observadas em sísmica. Assim, a delimitação da cela diapírica se dá mediante a identificação dos limites iniciais e finais de ocorrência dos diápiros. A figura 6.30 é uma seção sísmica utilizada para ilustrar a identificação dos diversos domínios estruturais do Cone do Amazonas. O mapa da figura 6.29 foi obtido pela análise conjunta de todas as seções sísmicas como exemplificado pela figura 6.30.



Figura 6.30- Seção sísmica 239-40 identificando os principais domínios estruturais presentes no Cone do Amazonas (escala vertical em ms TWT –tempo duplo).

A análise dos dois mapas da figura 6.28, de isópacas das seqüências Sin-Cone I e Sin-Cone II, sugerem ter ocorrido uma migração de depocentros ao longo do tempo.

É, ainda, interessante comparar o Mapa de Contorno Estrutural do Embasamento total (Fig. 6.12) com o Mapa Estrutural do Cone do Amazonas (Fig. 6.29). Observa-se que o polígono que representa os limites de ocorrência da crosta transicional (COB) coincide, em linhas gerais, com a ocorrência dos domínios compressivo e dos diápiros.

Em vários mapas de contorno estrutural e de isópacas aparece um *trend* secundário NE-SW, na região central do Cone, dividindo-o em um domínio NW e outro SE. A nível especulativo, este

trend pode sugerir a presença de uma descontinuidade nesta região, com características de movimento tanto direcional quanto normal. Por outro lado, o pequeno número de linhas sísmicas disponíveis, sobretudo de linhas *strike*, e o grande espaçamento entre elas, pode ter causado, no *software*, artefatos durante a interpolação dos mapas.

As seqüências Sin-Cone I e II

Diferente da interpretação obtida para as seqüências do Pré-Cone, o espessamento das seqüências Sin-Cone I e II sugere natureza deposicional.

Na figura 6.31, abaixo, que representa a linha 239-40, as Seqüências Pré-Cone III, Sin-Cone I e II foram coloridas com o intuito de comparar melhor a geometria de topo e base das várias seqüências e de seus depocentros. O artifício mostra que a linha sísmica 239-40 fornece um bom exemplo da migração dos depocentro, nos domínios mais externos do Cone.

Um primeiro depocentro proximal, assinalado com o número 1, é relativo à sedimentação inicial da Seqüência Sin-Cone I. O segundo (número 2) mostra um avanço do depocentro ainda nesta seqüência e o último (número 3) mostra o depocentro principal da Seqüência Sin-Cone II.



Figura 6.31- Seção 239-40 com as Seqüências Pré-Cone II, III e Sin-Cone I e II preenchidas, para ressaltar a migração de depocentros da sedimentação do Cone do Amazonas (escala vertical em ms TWT – tempo duplo).

7.1 INTRODUÇÃO

Na modelagem física analógica, também conhecida por tectônica experimental, estudam-se a geometria das estruturas e as deformações por meio de modelos experimentais em escala. Esta área da Geologia Estrutural/Tectônica tem por objetivo simular eventos tectônicos e mecanismos deformacionais, em escalas reduzidas, a partir do emprego de materiais analógicos apropriados. Permite testar a aplicabilidade geométrica, mecânica e cinemática de modelos tectônicos teóricos, ilustrar a evolução progressiva da deformação e indicar estruturas ainda não descobertas na natureza, assim como estudar mecanismos de deformação.

O emprego da modelagem física como ferramenta de avaliação da viabilidade geométrica, cinemática e mecânica de um modelo tectônico, reduz o fator empírico das interpretações e aprimora as seções geológicas. Como diferentes autores produzem, para uma mesma área, modelos geológicos distintos, a modelagem experimental representa um importante passo no aperfeiçoamento das interpretações.

Simular e ilustrar, em caixas de areia, a evolução progressiva da deformação é de grande utilidade para o geólogo que, ao contrário do engenheiro civil, que concebe, projeta e acompanha o desenvolvimento das estruturas, analisa um produto final - gerado pela natureza. A tarefa de interpretar as estruturas rochosas requer do geólogo a habilidade de trilhar o caminho inverso à do engenheiro, e decifrar todas as etapas de sua formação. Desta maneira, a simulação da deformação progressiva, experimentalmente, constitui uma forma única de se conhecer todos os passos que levam ao produto final e balizar cientificamente modelos tectônicos teóricos.

A modelagem física tem sido usada desde o século XIX para simular as estruturas geológicas visando o entendimento dos mecanismos que controlam a geometria e a cinemática da deformação. O interesse pelo assunto data do século XVIII, quando os geocientistas começaram a se preocupar em desvendar os processos de formação das rochas ígneas assim como das montanhas rochosas. No ano de 1889, Cadell, na Grã-Bretanha, construiu a primeira caixa de experimentos, uma 'caixa de pressão', na qual o movimento de um pistão tinha a função de gerar a deformação de camadas depositadas na horizontal. Willis (1893), nos Estados Unidos, investigando os mecanismos de formação das estruturas dobradas dos Appalaches, produziu a deformação de camadas de argila, de diferentes composições e cores. O autor gerou estruturas que, mais tarde, vieram a ser conhecidas como *fault-propagation folds*. As antigas 'caixas de pressão' representam os precursores das "caixas de areia", que, em formatos mais modernos, são usadas até os dias atuais.

Hoje, além da pesquisa pura efetuada em várias universidades do mundo, muitas companhias petrolíferas mantêm convênios com laboratórios de tectônica experimental, para o estudo detalhado das bacias sedimentares, através de modelagens experimentais integrados: física, numérica e sísmica.

Estudos sistemáticos sobre os mecanismos de falhamentos normais, na crosta rúptil, foram realizados por McClay & Ellis (1987), McClay (1990), McClay & Scott (1991), Ventisette *et al.* (2006), Soto *et al.* (2007) entre outros, em modelos de areia (e silicone), e contribuíram sobremaneira para a melhor interpretação das seções sísmicas de bacias sedimentares, de interesse econômico.

Nos experimentos, as rochas são representadas por materiais equivalentes, menos sólidos, menos viscosos, menos coesos e de menores dimensões. Além disso, os materiais são deformados com velocidade maior e tempo de duração do "evento" muito menor do que o observado nos "eventos" naturais. Segundo Ramberg (1967) "o significado de um modelo, em escala, nos estudos tectônicos, reside no fato de que este simula o desenvolvimento das estruturas naturais (do protótipo) 'exatamente' como este se formou, mas em uma escala mais conveniente (menor) e com uma velocidade mais apropriada (mais rápida)."

A validade dos experimentos físicos se fundamenta na análise dimensional, adaptada por Hubbert (1937) às Geociências. Trata-se da 'Teoria da Similariedade' entre o modelo e o seu protótipo, expresso por X= Xmodelo/Xoriginal, onde X é um parâmetro físico dimensional ou temporal.

A Modelagem Física em 'caixas de areia' constitui uma técnica de trabalho simples e rápida. No entanto, existem alguns problemas, entre os quais, os principais são:

- a escassez de materiais analógicos variados (principalmente para simular processos tectônicos controlados pela força da gravidade);

- o conhecimento insuficiente da reologia das rochas do protótipo, durante a deformação (coesão, viscosidade efetiva, *yield point* etc.);

- a modelagem física não simula fenômenos menores, tais como: compactação dos sedimentos; variações de pequena escala na distribuição de sedimentos ou rochas; perturbações térmicas e suas conseqüências.

O produto mais comumente utilizado para simular a deformação rúptil é a areia seca, de baixa coesão (em menor escala, também, a argila seca). A areia apresenta baixa coesão, rompe de acordo com o critério de Navier-Coulomb e apresenta um ângulo de fricção interno de 30° (Vendeville *et al.* 1987, McClay & Ellis 1987).

Para a simulação da deformação dúctil utilizam-se materiais analógicos de baixa viscosidade, principalmente silicone (também: mel e variados tipos de óleo).

O silicone utilizado nos experimentos físicos é manufaturado tanto pela Dow Corning Ltd. (Reino Unido), conhecido por SGM 36 (PDMS), quanto pela CRC Industries (França), o *Mastic* Silicone Rebondissant 29 (MSR29). Ambos os produtos possuem viscosidade: $\mu = 10^4$ Pa s. O silicone é utilizado para simular o comportamento viscoso de crosta inferior e do manto litosférico e, também, a deformação de evaporitos, argilitos e folhelhos, cujo comportamento é considerado viscoso em função do prolongado intervalo de tempo da deformação.

7.2 Análise Dimensional

Da análise dimensional depende toda a validade dos experimentos analógicos. Hubbert (1937) sugere que os parâmetros físicos, em escala, necessários para a modelagem física analógica são: comprimento, área e volume; tempo, velocidade e aceleração; massa, densidade e viscosidade; e força e tensão. Para o autor, experimentos em escala são aqueles em que o modelo e o corpo geológico apresentam similaridade geométrica (comprimento, área e volume), cinemática (tempo, velocidade e aceleração) e dinâmica (massa, densidade, viscosidade, força e tensão).

A <u>similaridade geométrica</u> se baseia no princípio de que '*dois corpos são geometricamente* similares se todos os comprimentos correspondentes forem proporcionais e todos os ângulos correspondentes forem iguais'. Os coeficientes de similaridade geométrica são expressos da seguinte maneira:

- <u>Coeficiente de similaridade dos comprimentos (λ):</u>

$$\lambda = L_M \ / \ L_0$$

Onde:

 L_M é o comprimento do modelo e L_0 é o comprimento da rocha original.

- <u>Coeficiente de similaridade das áreas (λ^2):</u>

$$\lambda^2 = (L_M)^2 / (L_0)^2$$

Onde:

 L_M^2 e L_0^2 são as áreas do modelo e do original respectivamente.

- <u>Coeficiente de similaridade dos volumes (λ^3) :</u>

$$\lambda^3 = (L_M)^3 / (L_0)^3$$

Onde:

 L_{M}^{3} e L_{0}^{3} são os volumes do modelo e do original respectivamente.
A <u>similaridade cinemática</u> significa que 'se dois corpos geometricamente similares sofrerem mudanças de forma ou posição similares, então os dois corpos serão cinematicamente similares se o tempo necessário para a deformação de um corpo for proporcional àquele do outro'. Os coeficientes de similaridade são:

- <u>Coeficiente de similaridade do tempo (τ):</u>

 $\tau = t_M \ / \ t_0$

Onde:

 t_M é o tempo de duração do evento deformativo do modelo e t_0 é o tempo de duração do evento deformativo do original.

- Coeficientes de similaridade das velocidades (ŋ):

$$\begin{split} \eta &= \mathbf{v}_{M}/\mathbf{v}_{o} = \left(L_{M}/t_{M} \right) / \left(L_{o}/t_{o} \right) \\ \eta &= L_{M} / t_{M} \quad \mathbf{x} \quad t_{o} / L_{o} \\ \eta &= L_{M} / L_{o} \quad \mathbf{x} \quad t_{o} / t_{M} \\ \hline \eta &= \lambda \quad \mathbf{x} \left(\tau \right)^{-1} \end{split}$$

Onde:

 v_{M} é a velocidade de deformação do modelo e v_{o} é a velocidade de deformação do original.

- Coeficientes de similaridade da aceleração (γ):

$$\begin{split} \gamma &= a_{M} / a_{o} \\ \gamma &= (L_{M} / (t_{M})^{2}) / (L_{o} / (t_{o})^{2}) \\ \gamma &= L_{M} / (t_{M})^{2} x (t_{o})^{2} / l_{o} \\ \hline \hline \gamma &= \lambda x (\tau)^{-2} \end{split}$$

Onde:

 a_M é a aceleração do movimento durante a deformação do modelo e a_o é a aceleração do movimento durante a aceleração do original.

A similaridade dinâmica se baseia em dois princípios:

- a) se dois corpos forem geométrica e cinematicamente similares, eles serão dinamicamente similares se a massa de um for proporcional à massa do outro e se as forças que atuam sobre um corpo forem proporcionais àquelas que atuam sobre o outro (em magnitude e direção).
- b) estruturas geométrica e cinematicamente similares serão dinamicamente similares se a razão entre os vários tipos de forças mecânicas, que atuam sobre partículas correspondentes, for constante.

Os coeficientes de similaridades que regem o primeiro princípio são:

- Coeficientes de similaridades das massas (µ):

$$\mu = M_M \ / \ M_o$$

Onde:

 M_M e M_o se referem às massas de modelo e original, respectivamente.

- Coeficientes de similaridades das densidades (δ):

$$\frac{\delta = \rho_{M} / \rho_{o} = M_{M} / L_{M}^{3} / M_{o} / L_{o}^{3}}{\delta = \mu x (\lambda)^{-3}}$$

Onde:

 ρ_M é a densidade do modelo e ρ_o é a densidade do original.

- Coeficientes de similaridades das forças (\$):

$$\begin{split} \varphi &= F_{M} / Fo \\ \varphi &= (M_{M} / M_{o}) x (a_{M} / a_{o}) \\ \hline \varphi &= (\mu) x \lambda x (\tau)^{-2} \end{split}$$

Onde:

F_M e Fo são as forças aplicadas durante a deformação de modelo e original, respectivamente.

- Coeficientes de similaridades das tensões (σ):

O coeficiente de similaridade das tensões pode ser escrito sob duas formas, considernando-se a força da inércia e a força da gravidade.

- Coeficiente de similaridade das tensões usando-se a força da inércia:

$$F = M \times a$$

$$\sigma = F / A$$

$$\sigma_{R} = (F_{M} / A_{M}) / (F_{o} / A_{o})$$

ou

$$\sigma_{R} = (F_{M} / F_{o}) \times (A_{o} / A_{M})$$

Substituindo nas equações as seguintes relações:

$$F_{M} / F_{o} = (\mu) \times \lambda \times (\tau)^{-2}$$

$$e$$

$$A_{o} / A_{M} = 1 / \lambda^{2},$$

tem-se o coeficiente de similaridade das tensões (σ_R):

$$\sigma_{R} = \mu \ x \ \lambda \ x (\tau)^{-2} \ x (\lambda)^{-2}$$
$$\sigma_{R} = \mu \ x \ (\lambda)^{-1} \ x \ (\tau)^{-2}$$

- Coeficiente de similaridade das tensões usando-se a força da gravidade:

$$F = M x g$$

$$\sigma = F / A$$

$$\sigma = M x g / (L)^{2} ,$$

$$e$$

$$\sigma = \rho x (L)^{3} x g / (L)^{2}$$

$$\sigma = \rho x L x g$$

Levando em consideração que a aceleração da gravidade do modelo e do original são iguais, $g_M / g_o=1$, têm-se que:

$$\sigma_{\rm R} = \delta \, \mathbf{x} \, \lambda$$

- Coeficiente de similaridade das viscosidades (ξ):

Lembrando-se que para os fluidos:

$$\sigma = \xi \left(d\theta / dt \right)$$

Onde:

 σ = tensão,

 ξ = viscosidade,

 $d\theta / dt = deformação no tempo,$

tem-se:

$$\sigma_{\rm M} / \sigma_{\rm o} = \xi_{\rm M} / \xi_{\rm o} \ x \ d\theta_{\rm M} / d\theta_{\rm o} \ x \ dt_{\rm o} / dt_{\rm M}$$

substituindo-se na fórmula acima, as relações de igualdade entre a deformação no modelo e no original, tem-se que:

$$d\theta_{M} / d\theta_{o} = 1$$

$$e$$

$$dt_{M} / dt_{o} = \tau$$

$$\therefore$$

$$d t_{o} / dt_{M} = 1 / \tau$$

tem-se

 $\sigma_{M} \, / \, \sigma_{o} \ = \ \xi_{M} \, / \, \xi_{o} \ x \ 1 \ x \ 1 / \tau$

A relação acima pode ser escrita como:

ou

$$\xi_M / \xi_o = \sigma_R x \tau$$

 $\sigma_{\rm R} = \xi_{\rm M} / \xi_{\rm o} \ x \ 1/\tau \,,$

$$\psi = \sigma_R x \tau$$

onde, ψ = coeficiente das viscosidades.

Sabendo-se que,

$$\sigma_{\rm R} = \mu \, x \, (\lambda)^{-1} \, x \, (\tau)^{-2}$$

a equação

$$\psi = \sigma_R x \tau$$

pode ser reescrita como:

$$\Psi = \mu x (\lambda)^{-1} x (\tau)^{-1}$$

Estas duas últimas relações representam as equações mais importantes da simulação da deformação dúctil entre modelo e protótipo.

Para o segundo enunciado da similariedade dinâmica: *'estruturas geométrica e cinematicamente similares serão dinamicamente similares se a razão entre os vários tipos de forças mecânicas, que atuam sobre partículas correspondentes, for constante'*, são consideradas as seguintes forças:

$$\begin{split} F_g &= & \text{Força da gravidade} \\ F_i &= & \text{Força de inércia} \\ F_v &= & \text{Força de viscosidade (ou resistência viscosa)} \\ F_f &= & \text{Força da tensão (tensão = coesão).} \end{split}$$

Então:

$$\phi = F_{mg}/F_{og} = F_{mi}/F_{oi} = F_{mv}/F_{ov} = F_{mf}/F_{of}$$

os índices <u>m</u> e <u>o</u> dizem respeito a modelo e original, respectivamente.

O princípio da constância da razão entre as várias forças mecânicas leva a uma nova condição: a razão entre duas forças diferentes no modelo tem que ser igual à razão das mesmas duas forças no protótipo.

As relações de forças mais importantes para a modelagem física analógica, segundo Ramberg (1967), são:

- Força da gravidade / Força da Tensão (coesão), também conhecido por `Número de Smoluchowsky', e
- (2) Força da gravidade / Força de viscosidade (Relação sem nome)

Para a primeira relação, tem-se:

```
 \rho l^{3} g / \Delta \sigma x l^{2} 
 \rho l g / \Delta \sigma
```

e, para a segunda:

```
 \rho l^3 g / \xi l v  \rho l^2 g / \xi v
```

onde, ρ = densidade da rocha

- 1 = espessura (ou comprimento)
- g = aceleração da gravidade na superfície da Terra
- $\Delta \sigma$ = coesão da rocha
 - ξ = viscosidade da rocha
 - v = velocidade de deformação

Para a comparação entre o protótipo e o modelo, tem-se, respectivamente:

(1)
$$(\rho \mid g \mid \Delta \sigma)_{\text{modelo}} = (\rho \mid g \mid \Delta \sigma)_{\text{protótipo}}$$

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

Para finalizar, pode-se dizer que os coeficientes de similaridade mais importantes para a modelagem física de estruturas rúpteis são tensão e distância, e, para a modelagem de estruturas dúcteis, tensão e tempo. Assim, as equações mais importantes são, respectivamente:



7.3 CONSIDERAÇÕES INICIAIS SOBRE OS EXPERIMENTOS

Os modelos físicos foram realizados com o objetivo de simular o modelo estrutural da região do Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, obtida a partir dos dados discutidos no capítulo 6. Assim, os experimentos visam avaliar a viabilidade cinemática, dinâmica e mecânica do modelo que posiciona o descolamento basal da região do Cone do Amazonas em uma camada dúctil, da base da seqüência Pré-Cone II.

Assume-se que o sistema conectado de falhas distensivas (*upslope*) e compressivas (*downslope*), tenha se formado por sobrecarga e deslizamento gravitacional, em uma camada sobrepressurizada de folhelho.

Diferente de experimentos descritos na literatura com objetivos similares, de simular sistemas conectados de falhas distensivas e compressivas por sobrecarga e deslizamento gravitacional (por exemplo, Ge *et al.* 1997, McClay *et al.* 1998 entre outros), os presentes modelos foram desenvolvidos em caixas de experimentos fechadas e inclinadas. O intuito era simular a colisão do pacote sedimentar com uma barreira física, na porção distal.

Experimentos desenvolvidos em uma etapa prévia (não apresentada) demonstraram que, em caixas de areia, um sistema conectado de falhas distensivas e compressivas por sobrecarga do pacote progradante, só se desenvolve, na presença de uma barreira física, quando o pacote atinge espessuras muito elevadas, acima de 8 cm. Outro fator, notável, mas problemático, naquele procedimento, foi que o sistema distensivo gerado caracteriza um único sistema de falhas normais (Fig. 7.1).



Figura 7.1- Fotografia de experimento simulando o sistema conectado de falhas distensivas e compressivas por sobrecarga do pacote progradante e barreira física, sobre descolamento dúctil (camada de silicone), em caixa horizontal.

A utilização da modelagem física como ferramenta de trabalho baseia-se em uma série de simplificações. No presente caso, estas compreenderam especialmente dois fatores: a) as seções sísmicas estudadas não foram migradas para profundidade, e b) a impossibilidade de simular corretamente folhelhos sobrepressurizados.

O trabalho com seções sísmicas em tempo tem a desvantagem de não fornecer o ângulo de declividade do talude continental e as espessuras das seqüências sedimentares. Desta forma, empregou-se uma caixa de acrílico básica para o primeiro experimento e os subseqüentes evoluíram a partir desta. A idéia era gerar em um sistema substrato dúctil submetido a uma sobrecarga progradante rúptil gerando uma deformação por deslizamento gravitacional. Um patamar articulado à rampa inclinada tinha a função de promover a desaceleração do fluxo viscoso e em conseqüência condições favoráveis à compressão.

No presente trabalho determinou-se a declividade do talude continental por tentativas de erro e acerto, submetendo os experimentos a progressivos aumentos de inclinação. Isto pode ter resultado num ângulo de inclinação do talude um pouco exagerado. O fato fere o princípio da similaridade geométrica e, como conseqüência, também a cinemática. Quanto à similaridade geométrica não havia a pretensão de ser absolutamente fidedigno à situação real, mas simular uma situação possível e razoavelmente boa do Cone do Amazonas. A variação progressiva na inclinação do talude favoreceu um deslizamento mais rápido o que facilitou o acompanhamento contínuo da deformação. Ângulos de inclinação menores demandariam um tempo de deformação maior.

Ao contrário da modelagem de evaporitos, comum na literatura, e efetuada com silicone, que constitui um fluido newtoniano, estudos que envolvem a simulação de folhelhos sobrepressurizados (de comportamento dúctil, dependente do tempo e viscoso) têm surgido apenas nos anos recentes, na

Universidade de Rennes (França). Cobbold *et al.* (2001), Mourgues & Cobbold (2003) e Cobbold *et al.* (2004) descrevem trabalhos desenvolvidos sobre o tema, em um aparato especial que simula a pressão dos fluidos por ar comprimido, em caixas de areia. A técnica tem gerado resultados satisfatórios envolvendo, entre outros, a deformação dúctil de descolamentos rasos, relacionados a camadas sobrepressurizadas em ambientes de tectônica *thin-skinned*. As pesquisas abrem novos horizontes para a modelagem física à medida que permitem discussões mais abrangentes sobre as conseqüências da sobrepressão dos poros e dos *seepage forces* na tectônica gravitacional.

Apesar das limitações apresentadas e comentadas acima, os modelos desenvolvidos apresentam resultados viáveis, conforme também discutido por McClay *et al.* (1998), que igualmente empregaram silicone na simulação de um substrato dúctil sob um sistema rúptil de deltas progradantes, em diferentes situações de sobrecarga.

No presente trabalho, escolheu-se como coeficiente dos comprimentos, λ , o fator 10⁻⁵ (1 cm no modelo representa 1.000 m na natureza). Posto que, na relação $\sigma_r = \delta_x \lambda$, o coeficiente das densidades pouco influencia na deformação, o coeficiente das tensões, σ_r , corresponde ao fator 10⁻⁵. Com um coeficiente de viscosidades igual a $\psi = 10^{-14}$ (viscosidade do material analógico de $\mu = 1 x$ 10⁴ Pa s, e do protótipo, no caso, o sal, $10^{17} < \mu < 10^{18}$ Pa s (p. exemplo Weijermars *et al.* 1993) e $\sigma_r = 10^{-5}$, então o coeficiente do tempo, τ , será 10⁻⁹ (considerando-se o valor $\mu_{\text{protótipo}} = 10^{17}$ Pa s), o que significa que 1 hora no experimento, corresponde a 1.000.000 anos, intervalo de tempo que pode ser considerado razoável para a deposição das seqüências Sin-Cone na área do trabalho.

7.4 METODOLOGIA EXPERIMENTAL

Para a montagem dos experimentos, adotou-se a mesma estratigrafia, simplificada, do capítulo 6, no entanto, simularam-se apenas as quatro seqüências mais novas por considerar as mais antigas, fora do escopo da presente modelagem física. As quatro seqüências simuladas, da mais nova à mais antiga, são:

-Seqüência Sin-Cone II – Plioceno ao Recente (Grupo Pará)

-Seqüência Sin-Cone I – Mioceno Superior (Grupo Pará)

- Seqüência Pré-Cone III Oligoceno ao Mioceno Médio (Formação Amapá, Marajó e Travosas)
- Seqüência Pré-Cone II Paleoceno ao Eoceno (Formações Amapá, Marajó e Travosas).

Em função da falta de informações precisas da região do Cone do Amazonas, sobre o ângulo de mergulho do talude continental, espessura das diferentes seqüências e magnitude de extensão (*upslope*) e encurtamento (*downslope*), desenvolveu-se três modelos experimentais distintos. Os

experimentos diferem entre si, principalmente, pelo tempo de deformação e pelo volume de areia utilizada para a sequência Pré-Cone III.

Todos os experimentos foram montados em uma caixa de acrílico de 60 x 20 x 10 cm (comprimento x largura x altura), provida de paredes laterais de vidro que permitiam a visualização contínua da deformação. Com a caixa na posição horizontal, depositou-se a sequência Pré-Cone II (1,0 cm de espessura), pacotes de horizontes de areia branco/verde e vermelho/azul, sobre uma camada de silicone (o descolamento basal), de 0,5 cm de espessura. Prosseguiu-se, então, com o basculamento e, em seguida, com a deposição da sequência Pré-Cone III (3,0 cm de espessura) (camadas de areia branca/cinza). As bacias que se formaram na região *upslope* em decorrência do deslizamento gravitacional foram preenchidas no experimento 3, com camadas de areia laranja e preta, representando as sequências Sin-Cone I e II.

Nos três experimentos, o basculamento da placa 1 (Fig. 7.2) foi produzido, manualmente, por meio de cunhas de madeira sobre as quais se apoiou a base da caixa. Nos experimentos 1 e 2, a deformação se iniciou com 10° de declividade da placa 1, que, posteriormente, passou a 20°. Estes dois experimentos diferem entre si pelo tempo da deformação. Enquanto, no experimento 1, se manteve o mergulho de 10°, por 72 horas, no experimento 2, o aumento foi gradativo, com incrementos de 2°, a cada hora. No experimento 3, a deformação se iniciou com 10° de declividade da placa 1, permanecendo assim por 1 hora. Em seguida, o sistema foi basculado em mais de 2° dando ao sistema uma declividade de 12°, permanecendo assim por mais uma hora e por fim, dois aumentos gradativos de 3° foram realizados, sendo que o ensaio foi finalizado quando a rampa atingiu 18°. Uma pequena modificação na geometria da placa 1, no sentido *upslope*, para o experimento 3 (Fig. 7.2), resultou num pequeno aumento no volume dos pacotes de areia estendendo-se a deposição do pacote Pré-Cone III.

Os dados relativos a cada um dos três experimentos estão listados na tabela 7.1 (vide, também figura 7.2).

Ao final de cada experimento, os modelos foram molhados com água e cortados na direção do transporte tectônico. Cada etapa deformacional foi registrada por meio de fotografias digitais, assim como os cortes internos.

No texto abaixo, as fotografías apresentadas representam, em geral, o mesmo lado do experimento (referido como "parede norte"), no entanto, em algumas situações, para simples efeito de comparação mostra-se também o lado oposto.



Figura 7.2- Representação esquemática das condições de contorno dos experimentos (antes da deposição do pacote sedimentar progradante).

Experimento	Comprimento da placa 1(cm)	Comprimento da placa 2 (horizontal)(cm)	Declividade final da placa 1(*)	Etapas de soerguimento da placa 1
I	34,5	12	20°	duas, com intervalo de 72 horas, entre elas. 1 ^a : até 10°
				2 ^a : até 20°.
п	34,5	12	20°	seis etapas 1 ^a : até 10° 2 ^a a 6 ^a : 2°, progressivamente
ш	30	20	18°	quatro etapas 1 ^a : até 10° 2 ^a : de 2° 3 ^a e 4 ^a : de 3°, progressivamente

Tabela 7.1- Apresentação das condições de contorno mais importantes dos três experimentos.

7.5 DESCRIÇÃO DOS RESULTADOS

7.5.1- EXPERIMENTO 1

A figura 7.3 apresenta o experimento 1, antes da completa deposição das seqüências sedimentares (sem a seqüência Pré-Cone III) e, a figura 7.4, o experimento completamente montado e basculado, no início da deformação.



Figura 7.3- Fotografia do experimento 1, na posição horizontal, constituído, de baixo para cima, por uma camada de silicone (rosa), que simula o descolamento, em folhelhos, e dois pacotes de areia, verde/branco e azul/vermelho, que representa a seqüência Pré-Cone II. A seta vermelha aponta para a barreira física, na região distal.



Figura 7.4- Fotografía do experimento 1, basculado após a deposição completa três unidades sedimentares: as seqüências Pré-Cone II (pacotes de areia, verde/branco e azul/vermelho) e Pré-Cone III (pacote de areia cinza/branco).

A figura 7.4 revela que uma falha normal, de pequeno rejeito, se formou na região *upslope*, logo no início do ensaio, nos primeiros instantes de atuação da carga sedimentar sobre o descolamento dúctil. Nesta posição, no entanto, nenhuma nova deformação se manifestou, durante um intervalo de tempo de 72 horas.

A translação do pacote de areia no sentido *downslope* ocorreu com o aumento da declividade da rampa, para 20°. As fotografías da figura 7.5 mostram a deformação nas regiões *up* e *downslope*, ligeiramente diferente dos dois lados da caixa de experimento.

Na parede norte (figura 7.5A), as regiões *up* e *downslope*, são ambas caracterizadas por duas falhas. Na primeira, as duas falhas normais, a sintética e a antitética, mostram pequeno rejeito, ao contrário da segunda região, compressiva, na qual uma falha de empurrão mostra forte deslocamento e a outra, movimento incipiente.

A parede sul (figura 7.5B) mostra uma deformação do tipo 'deslizamento gravitacional de corpo rígido', no sentido de Rowan *et al.* (2004). Enquanto na região *upslope* não ocorreu nenhuma deformação, na porção distal registra-se uma dobra-falha, na literatura descrita como *fault-bend fold*.

Nas duas paredes, observa-se que a camada de silicone se adelgaçou na porção superior da rampa para se espessar próximo à barreira física de areia, no patamar. Nesta região, ocorre ascensão de silicone ao longo da falha de empurrão e formação de um pequeno diápiro (melhor visível no detalhe da figura 7.5C).

A figura 7.6 mostra o experimento em planta e em um perfil, próximo à parede sul, com o *fault-bend-fold*, mostrando que as diferenças nas estruturas das duas paredes não representam mero efeito de parede, mas, provavelmente, o resultado de heterogeneidades do experimento.



Figura 7.5- Fotografías do experimento 1, ao final da deformação. (A) A parede norte do experimento; (B) a parede sul; e (C) detalhe do sistema compressivo da parede norte. A seta amarela mostra a formação de uma estrutura diapírica.



Figura 7.6- Fotografías do experimento 1, ao final da deformação, (A) em planta e (B) de um corte efetuado próximo à parede sul . Observar a ascensão do silicone ao longo da falha de empurrão.

7.5.2 -EXPERIMENTO 2

A figura 7.7 apresenta o experimento 2, antes da deposição dos pacotes que simulam a seqüência Pré-Cone III, à semelhança da figura 7.3 do experimento 1. Este experimento difere do primeiro, pelo modo que se aumentou a declividade da rampa, de 10° para 20° , efetuado em etapas de 2° .



Figura 7.7- Fotografia do experimento 2, na posição horizontal, constituído, de baixo para cima, por uma camada de silicone (rosa), que simula o descolamento, em folhelhos, e dois pacotes de areia, verde/branco e azul/branco, que representam a seqüência Pré-Cone II.

A deformação progressiva do modelo, de 2° em 2°, é apresentada nas fotografias da figura 7.8. A seqüência de fotografias revela que, na região *upslope*, a deformação distensiva é insignificante. Inicia-se após uma inclinação da rampa de 12° e assim permanece até o fim. No *downslope*, observase a formação de uma falha de empurrão a partir de 12° de declividade da rampa. Nota-se que o rejeito cresce com a deformação progressiva assim como a ascensão do silicone ao longo da superfície de falha. Os efeitos observados nas camadas de areia próximas ao topo do silicone na região *upslope* são produzidos devidos ao atrito existente entre o vidro e o silicone quando se promove o basculamento do sistema e devem ser desprezados.

O contínuo desmoronamento de areia no antepaís da falha impediu que esta desenvolvesse uma perfeita trajetória em degrau, e, em conseqüência, a flexão antiformal tornou-se pouco expressiva. Esta é melhor visível no corte do experimento (Fig. 7.9).

É importante ressaltar que, neste modelo, a deformação na parede oposta da caixa do experimento não apresentou variações significativas.



Figura 7.8- Fotografias mostrando a deformação gravitacional progressiva do experimento 2, ao longo de um espaço de tempo total de seis horas; todas as fotos foram tiradas ao final do intervalo de 1 h, com a rampa (A) em 10° , (B) em 12° , (C) em 14° , (D) em 16° , (E) em 18° e (F) em 20° . Desprezar os efeitos de parede nas camadas verde/brancas e azul/brancas, no alto da rampa.



Figura 7. 9- Fotografia mostrando um corte no centro do experimento 2, com o *fault-bend fold* na região *dowslope*.

7.5.3- EXPERIMENTO 3

O experimento 3 difere do anterior, principalmente, pela disposição das camadas de areia, que se estendem um pouco mais no sentido *upslope*. A figura 7.10 mostra a configuração deste modelo, antes da deposição do pacote Pré-Cone III, no qual se substituiu a parede vertical, da região *upslope*, por outra inclinada.





A seqüência de fotografias da figura 7.11 mostra que o acréscimo no comprimento das camadas (e, portanto, no volume total de areia) produziu uma diferença expressiva na deformação deste modelo, em relação ao anterior. O volume maior de areia acarretou uma sobrecarga diferencial que foi responsável pela geração, quase simultânea, de um sistema distensivo, no *upslope*, e outro compressivo, no *downslope*.

A região *upslope*, distensiva, é constituída, inicialmente por duas falhas normais, uma sintética (F1) e outra antitética (F1[°]), ambas revelando pequeno rejeito (Fig. 7.11A).

A manutenção da rampa na posição inclinada de 12°, por 1 h, conduziu a um aumento considerável do rejeito da falha normal F1′, e à formação de mais duas falhas sintéticas, F2 e F3, entre F1 e F1′ (Fig. 7.11B). Nesta posição a bacia foi preenchida por uma camada de areia laranja, que representa a seqüência Sin-Cone I.

Uma quarta falha normal, sintética, F4, apareceu 1 hora depois, quando a rampa se encontrava inclinada por 15°. A falha F4, à semelhança de F2 e F3, se formou entre F1′ e as falhas mais antigas, mostrando que F1′ delimita o espaço distensivo, no sentido *downslope*. Ainda, nesta posição observase uma forte rotação anti-horária das falhas normais, sintéticas, assim como pequenos diápiros de silicone junto às falhas F3 e F4 (Fig. 7.11C). Esta estrutura inicia sua formação entre a falha de crescimento F3 e a antitética F1′, provavelmente em detrimento da diferença de peso entre as camadas rúptil e dúctil.

O experimento 3, com a seqüência Sin-Cone II (areia preta) preenchendo a bacia e com a rampa inclinada a 18° será discutido nos cortes realizados a partir da figura 7.12.



Figura 7. 11- Fotografias mostrando a deformação gravitacional progressiva do experimento 3, ao longo de um espaço de tempo total de 4 horas; todas as fotos foram tiradas ao final do intervalo de 1 h, com a rampa (A) em 10° (parede sul), (B) em 12° (parede sul), (C) em 15° (parede norte). Notar que as fotografias não são todas do mesmo lado da caixa de experimento e que a figura c mostra apenas a região upslope.



Figura 7.12- Fotografias mostrando os cortes no experimento 3, efetuados a (A) 3 cm, (B) 11 cm e (C) 15 cm da parede norte. As linhas amarelas representam as falhas normais sintéticas e as linhas azuis às falhas normais antitéticas. Observa-se duas espessuras de linhas amarelas com intuito de melhorar a visualização da rotação anti-horária dos blocos das falhas.

Os três cortes no experimento 3 (Fig. 7.12) revelam que, em 3D, a deformação não é homogênea, provavelmente, em função de um deslizamento irregular do silicone. No entanto, apesar das pequenas variações, de um corte para outro, todas as seções expõem, claramente, a migração do depocentro, no sentido *downslope:* as falhas normais, sintéticas, mais novas, possuem rejeito maior e rotação anti-horária mais expressiva. Além disto, aparecem duas novas falhas normais, uma sintética e outra antitética que só puderam ser vistas nos cortes realizados ao final da deformação. Desta maneira, as falhas não foram numeradas na figura 7.12 como realizado na figura 7.11.

Na região *downslope*, a deformação compressiva se inicia com a geração de uma falha de empurrão, E1 e um pequeno diápiro no antepaís, quando a rampa é soerguida até 10° (Fig. 7.13A). Observa-se que o rejeito da falha E1 aumenta progressivamente, enquanto o crescimento do diápiro é abortado. As fotografias B, C e D, da figura 7.13, mostram que, da mesma forma como nos

experimentos anteriores, a deformação gera uma dobra-falha do tipo fault-bend fold, neste caso, porém, com deslocamento e relevo estrutural bem mais fortes.

A camada de silicone apresenta, neste experimento, nítido afinamento na região upslope e consequente espessamento no downslope (Fig. 7.12 e 7.14). Além disto, observa-se que o pequeno diápiro de silicone que se formou no início da deformação, se manteve até o final, causando um dobramento na camada de areia que lhe é sobreposta.

A fotografia da parede oposta do modelo, do final da deformação (Fig. 7.14), assim como a do corte interno no experimento (Fig. 7.15) revelam que ocorreu injeção do silicone ao longo da falha de empurrão, lubrificando-a. Esta feição talvez explique o forte rejeito da falha em detrimento à geração de uma (ou mais) falha de empurrão, nova.



(A)









Figura 7.13- Fotografias mostrando a progressiva na região deformação downslope do experimento 3, ocorrida ao longo de um espaço de tempo total de 4 horas; todas as fotos foram tiradas ao final do intervalo de 1 h, com a rampa (A) em 10°(parede norte), (B) em 12° (parede sul), (C) em 15° (parede norte) e (D) em 18°(parede norte).



Figura 7.14- Fotografia da região *downslope*, compressiva, da parede oposta do experimento 3, ao final da deformação.



Figura 7.15- Fotografia da região *downslope*, compressiva, de um corte interno (15 cm da parede norte), do experimento 3.

7.4 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise dos modelos experimentais revelou que não há grande diferença entre os experimentos 1 e 2, portanto a velocidade de soerguimento da rampa não influencia os resultados. Os modelos 1 e 2 mostram o que Rowan *et al.* (2004) chamaram de 'deslizamento gravitacional': o deslizamento de corpo rígido com pouca deformação interna, que depende da declividade do substrato.

O experimento 3 se diferencia dos dois primeiros por um pequeno acréscimo de areia na seqüência Pré-Cone III (sobrecarga diferencial) e na geometria da placa 1 (Fig 7.2). Estas mudanças causaram uma alteração no volume e, em conseqüência, no perfil do topo da seqüência Pré-Cone III, fatores que foram decisivos para a formação da bacia na região *upslope*. Neste experimento ocorreu uma deformação interna dos pacotes de areia, o 'espalhamento gravitacional' (colapso vertical + deslizamento), associado a um deslizamento do pacote como um todo, de corpo rígido portanto, uma 'deformação mista'.

A formação das falhas normais se iniciou a partir de 10° de inclinação da rampa, desenvolvendo-se a bacia, progressivamente, a cada incremento de basculamento. O preenchimento da bacia que só foi efetuado após o terceiro incremento, não causou nenhuma modificação no processo de rifteamento.

No domínio das falhas normais observa-se, ainda, que as primeiras falhas formadas, uma sintética (no alto da rampa), F1, e a outra, antitética, F1['], delimitam o domínio distensivo durante toda a deformação. As falhas mais novas, no interior do referido domínio, possuem as magnitudes mais altas, de rejeito e rotação (anti-horária), dos blocos o que caracteriza uma migração dos depocentros no sentido *downslope*.

Nos cortes do experimento 3 é interessante notar que se formou dentro do domínio distensivo, um setor de falhas sintéticas, isoladas, e outro, de falhas sintéticas e antitéticas, à semelhança do que se observou nas seções sísmicas.

Na região *downslope* uma única falha de empurrão acomodou toda a deformação distensiva. Este fato provavelmente resultou da soma dos processos de 'espalhamento` e 'deslizamento gravitacional' e que conduziram à forte injeção de silicone, de baixa viscosidade relativa, ao longo da falha de empurrão. O silicone lubrificou o plano da falha causando o intenso deslocamento da capa. Este causou a duplicação do pacote sedimentar e, em conseqüência, um aumento significativo da sobrecarga na região da planície abissal. Sugere-se que esta sobrecarga tenha impedido a ascensão dos diápiros no antepaís do experimento 3.

O fato é confirmado quando se compara o experimento 3 com modelos físicos de cinturões de dobras e falhas em margens passivas resultantes de deslizamento gravitacional (*sensu lato*), sobre camadas de evaporitos, descritos na literatura (por exemplo, Guerra 1989, Ge *et al.* 1997, Garcia 1999 entre outros). Nestes experimentos, algumas condições de contorno diferentes, tais como: ausência de obstáculo no antepaís (caixa de experimento aberta, sem parede frontal) ou substrato horizontal, causaram espalhamento gravitacional sem deslizamento (Fig. 7.16). Na ausência do deslizamento gravitacional não ocorreu uma expressiva duplicação do pacote sedimentar por falha, e os diápiros se formaram em um domínio compressivo caracterizados por cobertura pouco espessa.



Figura 7.16- Modelo físico de Garcia (1999), com formação de diápiros em um cinturão de dobras e falhas associado a um domínio distensivo (upslope); em cima, a fotografia; em baixo desenho esquemático com a interpretação.

No experimento 3, o deslizamento gravitacional (e conseqüente formação da falha de empurrão de grande rejeito) ocorreu em função da espessura das seqüências Pré-Cone II e III, da geometria da placa 1, do substrato inclinado e do material analógico usado para o descolamento: o silicone. McClay *et al.* (1998) descrevem experimentos nos quais também empregaram o silicone para a simulação de diápiros de argila, no entanto, os autores trabalharam com um substrato horizontal, o que inibiu o deslizamento gravitacional (Fig. 7.17). A simulação da argilocinese, com silicone, em margens passivas (associadas a rampas inclinadas), demonstrou ser mais complicado. Exige a simulação de um espesso pacote sobrejacente, na região *upslope*, uma vez que o fluxo do folhelho se inicia quando altas tensões litostáticas superam a sua coesão (Rowan *et al.* 2004), e um descolamento fluido, mas, como demonstram os presentes experimentos, de mobilidade diferente do silicone.



Figura 7.17- Formação de diápiros em um cinturão de dobras e falhas associadas a um domínio distensivo, sem e com a interpretação (modificado de McClay *et al.* 1998).

É evidente que nos modelos não se considerou, entre outros, a questão da pressão dos fluidos, a inversão de densidade e, conseqüentemente a possibilidade de fraturamento da rocha sobrejacente, com abertura de potenciais condutos, para a ascensão da argila localizada em grandes profundidades.

Apesar da óbvia simplificação, a discussão acima sugere que a interpretação relativa ao principal evento deformativo da região do Cone de Amazonas em relação à deposição das seqüências pré-Cone II e III, com continuada movimentação durante a sedimentação das seqüências Sin-Cone I e II, seja válida, do ponto de vista cinemático, mecânico e dinâmico.

O levantamento bibliográfico, a interpretação sísmica, a modelagem física e os modelos de evolução estrutural da Bacia da Foz do Amazonas na região do Cone do Amazonas foram procedimentos utilizados para contribuir à tectônica da Foz do Amazonas, objetivo desta dissertação. Cada uma destas ferramentas, dentro de seu limite de abrangência, forneceu importantes contribuições neste trabalho permitindo obter as seguintes conclusões:

✓ Sobre a Interpretação Sísmica

Com base descritiva da carta estratigráfica de Brandão & Feijó (1994), a interpretação sísmica, em escala regional, do Cone do Amazonas, permitiu identificar o embasamento e seis unidades sismoestratigráficas, listadas a seguir (da mais antiga a mais nova):

- Embasamento Acústico.
- Seqüência Rifte Jurássico ao Cretáceo Inferior (Formações Calçoene e Caciporé)
- Seqüência Pré-Cone I Cretáceo Superior (Formação Limoeiro)
- Seqüência Pré-Cone II Paleoceno ao Eoceno (Formações Amapá, Marajó e Travosas)
- Seqüência Pré-Cone III Oligoceno ao Mioceno Médio (Formações Amapá, Marajó e Travosas)
- Seqüência Sin-Cone I Mioceno Superior (Grupo Pará)
- Seqüência Sin-Cone II Plioceno ao Recente (Grupo Pará)

A análise dos mapas de contorno estrutural e de isópacas, e a caracterização das feições estruturais, levou à confecção de um mapa, denominado 'Mapa Estrutural do Cone do Amazonas', no qual foram representados os três domínios estruturais da região do Cone: distensivo, compressivo e dos diápiros.

No domínio distensivo foram reconhecidos sub-domínios com falhas ora sintéticas ora sintéticas e antitéticas. Na região proximal, as falhas normais são de crescimento e mostram maiores rejeitos em sua porção inferior, enquanto, no domínio mediano, os deslocamentos maiores são observados na porção superior das falhas, quando estas cortam as seqüências mais novas (Sin-Cone I e II).

As outras feições características, deste primeiro domínio, são: o afinamento da Seqüência Pré-Cone II e os freqüentes anticlinais de "*rollover*", ambas as estruturas relacionadas com a mobilidade da seqüência Sin-Cone II. No sentido da planície abissal, o domínio compressivo é caracterizado pelo espessamento da Seqüência Pré-Cone II e falhas reversas. Estas cortam várias seqüências, mas, em geral, possuem baixo rejeito. Às vezes, é possível reconhecer, junta às falhas, dobras antiformais do tipo *fault-propagation folds*.

A porção distal do Cone mostra diápiros de argila, algumas vezes, intercalados com as falhas reversas. Os diápiros se formaram no interior da Seqüência Pré-Cone II e levantam ou cortam o topo das seqüências Pré-Cone III e Sin-Cone I.

A análise do conjunto de dados levantados permitiu propor, para a região do Cone do Amazonas, que:

a) a deformação é controlada por sistemas de falhas, distensivos e compressivos, conectados entre si por um descolamento basal;

b) o descolamento se formou na porção basal da Seqüência Pré-Cone II, possivelmente em camadas de argila sobrepressurizadas;

c) a deformação pode ser relacionada principalmente à tectônica gravitacional (deslizamento gravitacional) e a sobrecarga diferencial;

d) o movimento das rochas da Seqüência Pré-Cone II, ao longo do descolamento basal, sofreu desaceleração na região da crosta transicional, onde o topo da Seqüência Pré-Cone I mostra ligeira ascensão;

e) na região da crosta transicional, a Seqüência Pré-Cone II apresenta espessamento, falhamento reverso e ascensão dos diápiros;

 f) o principal período de atividade tectônica do descolamento basal ocorreu a partir do Paleoceno até o Mioceno Superior;

g) a movimentação das falhas persiste até o início da deposição da Seqüência Sin-Cone I (pliocênica?) o que causou na região do Cone do Amazonas o processo de migração de depocentros, da região proximal à distal;

h) existe um *trend* estrutural principal NW-SE, caracterizado por cinturões distensionais e compressionais;

112

✓ <u>Sobre a Modelagem Física</u>

Os experimentos físicos desenvolvidos no presente trabalho demonstraram que:

- a) em caixas de experimentos fechadas (isto é, com obstáculo na região downslope),
 - a velocidade de soerguimento da rampa (que representa o talude continental) não influencia o processo de deslizamento gravitacional, quando se emprega o silicone para a simulação do descolamento basal dúctil;
 - o processo de deslizamento é controlado pelo volume de material depositado sobre a rampa (e, pela viscosidade do silicone);
 - o volume de material controla a forma de deslizamento: gravitacional, de espalhamento ou mista (conceituação segundo Rowan *et al.* 2004); e
 - o obstáculo, na região downslope, induz à formação de um sistema compressivo;
 - a simulação de diápiros, em ambientes compressivos, está diretamente relacionada a baixa sobrecarga sedimentar.
 - As condições de contorno dos experimentos e a sobrecarga diferencial influenciam diretamente nos resultados obtidos para cada simulação.
- b) quando o processo de deslizamento simulado é do tipo misto (uma combinação entre colapso vertical e deslizamento de corpo rígido),
 - o domínio distensivo, *no upslope*, é delimitado pelas primeiras falhas formadas, que constituem um par de falhas normais, sintética e antitética; e
 - a deformação progressiva causa, no domínio distensivo, uma migração de depocentros, pelo aumento progressivo do rejeito e da rotação das falhas;
 - o processo de migração de depocentros se acentua à medida que os baixos criados são preenchidos;
 - a camada dúctil, que simula o descolamento basal, sofre afinamento na região *upslope* e intermediária;
 - na região downslope, a presença de um obstáculo causa espessamento da camada dúctil; e
 - o espessamento da camada dúctil gera rompimento do material rúptil, sobreposto, e escape por ascensão de corpos diapiricos, desde que a carga sobreposta não seja muito elevada;
 - a geometria da placa 1 utilizada no experimento 3 favoreceu a deformação mista e por conseguinte permitiu que este experimento fosse o que melhor simulou a tectônica do Cone.

Apesar das simplificações inerentes à modelagem física analógica, é possível afirmar que o experimento 3, do presente trabalho, simulou com sucesso a tese de que o descolamento basal da

região do Cone do Amazonas constitua uma camada dúctil e que a principal atividade tectônica pode ser relacionada a um processo de deslizamento gravitacional.

✓ A comparação dos resultados com os modelos já existentes

A formação do Cone do Amazonas, relacionada à Orogenia Andina e a reversão do Rio Amazonas teve início no Mioceno Médio/Mioceno Superior. Segundo Bruno (1987) uma instabilidade gravitacional foi induzida pela deposição de uma seqüência deltáica, o Grupo Pará, sobre uma espessa seção de argilas mal-compactadas da Formação Orange, plio- a pleistocênica.

No presente estudo, a atividade tectônica da região do Cone do Amazonas é, também, relacionada a um deslizamento gravitacional, no entanto, propõe-se que o deslocamento da cunha sedimentar esteja associado aos folhelhos sobrepressurizados da seqüência Pré-Cone II (Paleoceno-Eoceno). Ou seja, o *detachment* seria posicionado na base da seqüência Pré-Cone II, e a sobrepressurização dos folhelhos ocorreria em decorrência da alta taxa de sedimentação das seqüências sobrejacentes e do deslizamento gravitacional.

A progressiva evolução do sistema de falhas normais, no sentido *off-shore*, reconhecida por Bruno (op. cit.) foi aqui também observada e caracterizada pela migração dos depocentros.

No presente trabalho, não existem elementos suficientes para uma discussão sobre diferentes taxas de sedimentação e sua possível relação com o progressivo aumento da sobrecarga sedimentar. Também não se dispõe de dados suficientes para uma análise fundamentada sobre a rotação de blocos e colapso de relevo positivo, preconizado por Haack *et al.* (2000), como causa da migração de depocentros. Acredita-se que uma discussão profícua a respeito só poderá ser efetuda com base em um inventário estrutural mais amplo.

Cobbold *et al.* (2004) posicionam o descolamento basal próximo ao topo da seqüência cretácica (Formação Limoeira), portanto, próximo à posição aqui interpretada. No entanto, estes autores descartam uma tectônica gravitacional e atribuem a deformação à mobilidade de sedimentos areníticos sobrepressurizado.

Finalmente, o presente trabalho permite confirmar a descrição de Zalán (2005), que relaciona as estruturas da região distal do Cone do Amazonas a um cinturão de dobras e falhas gravitacionais, com falhas reversas e diápiros, caracterizado por uma tectônica de pouco complexidade.

Almeida, M.A., 2005. Geofísica. Notas de Aula. Curso de Exploração de Petróleo.

- Azevedo R. P. 1991. Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Margin basins. University of London, Phd thesis, 445p.
- Barbieri J. 2005. A matemática que percrusta o inacessível. Jornal da Unicamp. Edição 289- 23 de maio a 05 de junho de 2005. p.9
- Brandão J. A S. L. & Feijó F. J. 1994. Bacia Foz do Amazonas. B. Geoci. Petrobrás, 8(1):91-99.
- Brown Jr. L. F., Baumgartem C. S. Braga J. A E. Fisher W. L. 1974. Depositional systems and petroleum potencial, Foz do Amazonas área. Rio de Janeiro. Petrobrás. Relatório interno.
- Bruno G. L. G. 1987. Argilocinese no Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 103p.
- Cadell, H. M.1889. Experimental researches in mountain-building: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, v. 35, p.337-357
- Carvalho G.C.R. 2004. Descrição e Implementação Numérica das Curvas de Empilhamento e Funções Peso de Migração e Demigração em meio homogênio. Departamento de Física. Universidade Federal de Ouro Preto. Monografia de Final de curso.
- Carvalho G.C.R. & Martins J.L., 2003. Operador Integal de Migração e Demigração para um meio homogêneo. In: XI Seminário Internacional de Iniciação Científica da USP.
- Claerbout, J. F., 1985. Imaging the earth's interior: Blackwell Scientifiv Publications, Inc.
- Cobbold P.R., Durand S., & Mourgues, R., 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. *Tectonophysics*, 334, 245-258.
- Cobbold P.R., Mourgues R. & Boyd K., 2004. Mechanism of thin skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. Marine and Petroleum Geology 21 (2004) 1013-1025.
- Damuth J.E. & Fairbridge R.W. 1970. Equatorial Atlantic Deep-Sea Arkosic Sands and Ice-Age Aridity in Tropical South America. GSA Bull., 81: 189-206.
- Damuth J. E & Kumar N. 1975. Amazon Cone: morphology, sediments, age and growth pattern. Geol. Soc. America Bull., 86:863-878.
- Damuth J. E. & Flood R. D. 1984. Morphology, sedimentation processes and growth patterm on the Amazon deep-sea fan. Geo-Marine Letters, 3 :109-117.
- Deville E., Guerlais S. H. Callec Y., Griboulard R., Huyghe P., Lallemant S., Mascle A., Noble M. & Schmitz J., 2006. Liquefied vs stratified sediment mobilization processes: Insight from the South of the Barbados accretionary prism. Elsevier. Tectonophysics. p. 33-47.
- Ferradaes J. O., Miura K., Castro J. C., Braga J. A. E. 1976. Interpretação preliminar do reconhecimento de sísmica de reflexão, área do cone. S.1. Petrobrás. Relatório interno.

Ferreira J. C. 1977 Avaliação geoquímica da Foz do amazonas e Marajó. S. l. Petrobrás. Relatório interno.

Figueiredo A. M. F. 1985. Geologia das bacias brasileiras. Petrobras/Schlumberger. 38p.

Fowler, C.M.R., 1990. The Solid Earth - An Introduction to Global Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 472p.

- Garcia, S. F. M. 1999. Estudo Tridimencional de Efeitos da Halocinese em Margens Passivas. Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Dissertação de Mestrado, 167p.
- Ge. H., Jackson M.P.A., & Vendeville B.C., 1997. Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.81. p. 398-423.
- Gerhardt, A. 1998. Aspectos da Visualização Volumétrica de Dados Sísmicos. Dissertação de Mestrado, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro RJ, 1998.
- Guerra, M. C. M. 1989. A estruturação da Bacia do Espírito Santos por Halocinese e influência do vulcanismo de Abrolhos. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 140 p.
- Haack R. C., Sundararaman P., Diedjomahor J. O., Xiao H., Gant N.J., May E.D., Kelsch K., 2000. Niger Delta Petroleum Systems, Nigeria. In M.R Mello and B.J.Katz, eds., Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73, p.213 -231.d
- Hubbert K. M.,1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. Am. Bull., 48: 1459-520.
- Jackson M.P.A., 1995. Retrospective salt tectonics. In: Jackson, M.P.A.; Roberts, D., Snelson, S. (eds.). Salt tectonics: a global perspective. AAPG Memoir 65, p. 1-28.
- Macurda, D. B. 2005. Seismic Facies Amalysis. D.Brandford Macurda, Jr. Inc.
- Martins J.L., 2001. Noções do Método Sísmico e de Resolução sísmica. In: H.P.J.S. Ribeiro (ed) Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, Ed. UNISINOS, 43-98.
- Matos, R.M.D. & Waick, R.N., 1998. A unique transform margin: the Equatorial Atlantic. *Proceedings of the Rio'98. AAPG International Conference* and *Exhibition*, pp. 798-799, Rio de Janeiro, Brazil.
- Matos R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West África. *Geological Society, London, Special Publications*; 1999; v. 153; p. 55-73;
- Matos R. M. D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: AGU (ed) Atlantic Rifts and Continental Margins. Geophysical Monograph, 115:331-334.
- Maxwell E.A., et al., 1969. Deep Sea Drilling Project. Geotimes, July/August 69 issue, p.13-16.
- McClay K.R. & Ellis P.G., 1987. Analogue models of extensional fault geometries. In: M.P. Coward, J.F.Dewey & P.L.Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 28: 109 -125.
- McClay K.R., 1990. Deformation mechanics in analogue models of extension fault systems, in Knipe, R.J. & Rutter, E.H., eds. Deformation mechanics, rheology, and tectonics: Geological Society (London) Special Publication 54, p. 445 – 453.
- McClay K.R. & Scott A.D., 1991. Experimental models of hanging wall deformation in ramp-flat listric extensional fault systems. *Tectonophysics* 188, 85 -96.
- McClay K.R., Dooley T. & Lewis G. 1998. Analog modeling of progradational delta systems. Geology. V.26; no 9; p.771 774.
- Medina, E.E.C., 2003. Geologia da Foz do Amazonas. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto. Trabalho Final de Graduação-100p.
- Milliman J. D., Summerhayes C. P., Barreto H. T. 1975. Oceanography and suspende matter off the amazon river. Journ. Sed. Petrol. 45:189-206.
- Mohriak W.U., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Equatorial Brasileira, in Bizzi L.A, Shobbenhaus C., Vidotti R.M. & Gonçalves J.H. (eds). CPRM. Brasília 2003.

- Mourgues R,, & Cobbold P.R. 2003. Some tectonic consequences of fluid pressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics*, 376, 75-97.
- Neves. E. 1976. Argilas e folhelhos terciários da foz do amazonas. S. l. Petrobrás. Relatório interno.
- O' Brien G.D. 1967. Survey of Diapirs and Diapirism. Modified from a paper presented at the 50th Annual Meeting of the Association in New Orleans, Louisiana, April, 1965.
- Ortiz Neto J.B & Dalla Costa A.J. 2007. A Petrobrás e a exploração de petróleo offshore no Brasil: um approach evolucionário. Rev. Bras., vol.61, n.1, p.95 109. ISSN 0034-7140.
- Oliveira L.G.S., 2003. Estudo gravimétrico da região do Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 125p.
- Portugal R. S. 2006. Análise de Velocidade e Correção NMO. Notas de Aula. Universidade Estadual de Campinas. UNICAMP.
- Ramberg H. 1967. Gravity, Deformation and the Earth's crust. London. Academic Press. 214p
- Reis T.R., Silva, C.G., Oliveira, V., Vendeville, B, Gorini, C., Loncke, L. Mourgues, R., Caldas, N., Mattioda, J. 2007. A tectônica gravitacional no cone submarino do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira. *In:* Simpósio Nacional Estudos Tectônicos, 11, International Symposium on Tectonics, 5, Natal, 2007. Boletim de Resumos Expandidos: 38 – 40.
- Rezende W.M. & Ferradaes J.O. 1971. Integração Geológica Regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia
- Rodarte J.B.M., 2001. Determinação do limite crustal na Margem Centro-Leste Brasileira: integração de um novo método com modelagens crustais e mapeamento sísmico. In: Congr. Int. Soc. Brs. Geof., 7, Salvador, Anais, 1: 990-993.
- Rowan M.G, Peel F.J., & Vendeville B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. In: McClay K.R., ed. Thrust tectonics and hydrocarbon systems. AAPG Memoir 82, p. 157-182.
- Schaller H., Vasconcelos D.N. & Castro C.C., 1971. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: Congr. Bras. Geol., São Paulo. SBG., *Anais*, 3:189-202.
- Schaller H., & Dauzacker M.V., 1986. Tectônica gravitacional e sua aplicação na exploração de hidrocarbonetos. Boletim Técnico da Petrobrás, v.29, p.193-206.
- Sharma P.V., 1986. Geophysical Methods in Geology, 2ed., Amsterdam, Elsevier. 442p.
- Silva P.M.C., 2004. Visualização Volumétrica de Horizontes em Dados Sísmicos 3D. Dissertação de Mestrado, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro RJ, 2004.
- Silva, S.R.P., Maciel, R.R. 1998. Foz do Amazonas Basin hydrocarbon system. AAPG International Conference and Exhibition, Rio Janeiro, Brazil, *Extended Abstract*, 480-481.
- Soto R., Sainz A.M.C. & Rio P., 2007. Geometry and half-grabens containing a mid-level viscous décollement. Basin Research, p. 437-450.
- Sperle M., Mello S.L.M. & Costa M.P.A., 1989. Modelagem Gravimétrica e magnética do limite de crostas continental/oceânica no platô do Rio Grande do Norte. In: Congr. Bras. Geof., 1, Rio de Janeiro, Anais, 2: 863-868.
- Szatmari P. Et Al., 1987. Evolução tectônica da margem Equatorial Brasileira. Rev. Bras. Geoci. 17(2), 180-188.
- Tanner M. T., Koeher F. & Sheriff R. E., 1979. Complex Seismic Trace Analysis. Geophysics vol. 44, No.6, pp. 1041-1063.

- Van Rensbergen P. 1999. Strucutural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data the Baram delta, offshore Brunei Darussalam. Journal of the Geological Society.
- Vendeville B.C. et al., 1987. Physical models in extensional tectonics at various scales. In: Coward M.P, Dewey, J.F. & Hancock P. L., ed. Continental extensional tectonics.
- Ventisette, C., Montanari, D., Sani, F., Bonini, M. 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. Journal of Structural Geology 28: 2067-2083
- Weijermars R.; Jackson M.P.A.; Vendiville, B. 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217: 143–174
- Willis B., 1893. The mechanics of Appalachian structure. U.S. Geol. Surv. 13th Annual Report 1891- 1892, Part2, p. 211-289.
- Yilmaz Ö., 1987. Seismic Data Processing, Society of Exploration Geophysicists SEG, Tulsa, OK, 1987.
- Zalán P. V., Nelson E. P, Warner J. E. & Davis T. L. 1985. The Piauí Basin: rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform margin. In: Biddel & Blick (eds.). Strike-slip deformation, basin froamtion and sediementation. SEPM Spec. Publ. 37, 177-192.
- Zalán P.V. 2001. Growth Folding in Gravitational Fold and Thrust Belts in the Deep Waters of the Equatorial Atlantic. In:SBGf, Intenational Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador, Anais, 998-1001.
- Zalán P.V. 2005. End members of gravitational fold and thrust belts (GFTBs) in the deep waters of Brazil. Seismic Interpretation of Contractional Fault- Related Folds. J.h.Shaw, C. Connors and J.Suppe, AAPG. 53. p. 147-152.

ANEXO



Agência Nacional do Petróleo - ANP Rua Senador Dantas, 105 - 11º andar - Centro 20031-201 - Rio de Janeiro - RJ Tels: PABX (21) 3804-0000 / SDT (21) 3804-0183 / Fax (21) 3804-0102 dados_teoricos@anp.gov.br

Oficio nº177/SDT

Rio de Janeiro, 27 de abril de 2004.

A Sua Senhoria a Senhora CAROLINE JANETTE SOUZA GOMES Professora Universidade Federal de Ouro Preto – Dep. Geologia Morro do Cruzeiro s/n, Bauxita 35,400-000 – Ouro Preto - MG

Assunto: Cessão Gratuita de Dados Públicos e Autorização de Uso para Finalidades Acadêmicas

Senhora Professora,

Referimo-nos à correspondência, datada de 15 de março de 2004, solicitando autorização de uso dos dados dos poços 1-APS-13; 1-APS-17, 1-APS-38, que já fazem parte do banco de dados do NUPETRO, com o objetivo de viabilizar o projeto de pesquisa intitulada Modelagem Geológica da Bacias Sedimentares, do Departamento de Geologia da Universidade.

Autorizamos, dentro da política de acesso e uso dos dados e informações sobre as bacia sedimentares por instituições acadêmicas, essa Universidade Federal de Ouro Preto a utilizar os seguintes dados referentes aos poços 1-APS-13; 1-APS-17, 1-APS-38: Perfis - Raios Gama, Sônico e Resistividade; Testemunhos – Descrições litológicas e limites litoestratigráficos existentes; Bioestratigrafia – Topos de unidades bioestratigráficas;

Sísmica 2D - 10 linhas.

De acordo com o estabelecido no Art.8, inciso X, da Lei nº 9.478, de 06 de agosto de 1997, e no Art. 5 § 3º, da Portaria ANP 114, de 05 de julho de 2000, a Universidade Federal do Ouro Preto - UFOP compromete-se a utilizar esses dados para fins de estudos estritamente acadêmicos, não podendo direta ou indiretamente servir para fins comerciais.

A Universidade Federal do Ouro Preto - UFOP compromete-se, ainda, uma vez concluidos os estudos, a enviar para a Agência Nacional do Petróleo - ANP uma cópia dos mesmos, em meio digital (formato PDF) e em meio impresso.

O Termo de Compromisso, anexo, deverá ser assinado e devolvido à esta Agência Nacional do Petróleo - ANP.

Atenciosamente, HUZ SGUISSARDI DO CARMO Superintendênte de Gestão de Informações e Dados Técnicos

Livros Grátis

(<u>http://www.livrosgratis.com.br</u>)

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração Baixar livros de Agronomia Baixar livros de Arquitetura Baixar livros de Artes Baixar livros de Astronomia Baixar livros de Biologia Geral Baixar livros de Ciência da Computação Baixar livros de Ciência da Informação Baixar livros de Ciência Política Baixar livros de Ciências da Saúde Baixar livros de Comunicação Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE Baixar livros de Defesa civil Baixar livros de Direito Baixar livros de Direitos humanos Baixar livros de Economia Baixar livros de Economia Doméstica Baixar livros de Educação Baixar livros de Educação - Trânsito Baixar livros de Educação Física Baixar livros de Engenharia Aeroespacial Baixar livros de Farmácia Baixar livros de Filosofia Baixar livros de Física Baixar livros de Geociências Baixar livros de Geografia Baixar livros de História Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura Baixar livros de Literatura de Cordel Baixar livros de Literatura Infantil Baixar livros de Matemática Baixar livros de Medicina Baixar livros de Medicina Veterinária Baixar livros de Meio Ambiente Baixar livros de Meteorologia Baixar Monografias e TCC Baixar livros Multidisciplinar Baixar livros de Música Baixar livros de Psicologia Baixar livros de Química Baixar livros de Saúde Coletiva Baixar livros de Servico Social Baixar livros de Sociologia Baixar livros de Teologia Baixar livros de Trabalho Baixar livros de Turismo