



UFRJ

**Álvaro Favinha Martini**

## **ESTUDO DO MÉTODO SÍSMICO**

**Bacias Potiguar e Ceará**

Trabalho de Conclusão de Curso  
submetido ao Programa de Pós-graduação  
em Geologia, Instituto de Geociências, da  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, como requisito necessário à  
obtenção do grau de Especialista em  
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

José Agnelo Soares, Webe Mansur e

Leonardo Borghi (UFRJ)

Álvaro L. de O. Gomes (PETROBRAS)

Rio de Janeiro

Março de 2007



MGL  
M386E

ÁLVARO, Favinha Martini

**ESTUDO DO MÉTODO SÍSMICO: Bacias Potiguar e Ceará / Álvaro Favinha Martini - -**

Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

, 94 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Leonardo Borghi, Álvaro L. de O. Gomes, Webe Mansur, José Agnelo Soares

I. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Borghi, Webe Mansur. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Álvaro Favinha Martini

## ESTUDO DO MÉTODO SÍSMICO

Bacias Potiguar e Ceará

Trabalho de Conclusão de Curso  
submetido ao Programa de Pós-graduação  
em Geologia, Instituto de Geociências, da  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, como requisito necessário à  
obtenção do grau de Especialista em  
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

José Agnelo Soares, Webe Mansur e

Leonardo Borghi

Álvaro L. de O. Gomes

Aprovada em: 09.11.2007

Por:

---

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

---

Webe João Mansur (UFRJ)

---

Álvaro L. de O. Gomes (Petrobras)

...GRAS pelo apoio durante a...

...idade de realizar este trabalho

...Alvaro Lucio de Oliveira

...do Instituto de Física

...nos próximos

Dedico esta monografia a minha família.



## AGRADECIMENTOS

Agradeço à PETROBRAS pelo apoio durante a elaboração desta monografia e também à UFRJ pela oportunidade de realizar esse trabalho.

Agradeço ao coordenador Álvaro Lucio de Oliveira Gomes pela paciência e auxílio.

Agradeço aos professores do Instituto de Geociências da UFRJ que nos receberam e fizeram o possível para nos propiciar um ambiente favorável para realizar esse estudo.

## RESUMO

FAVINHA MARTINI, Álvaro. **Estudo do Método Sísmico**: Bacias Potiguar e Ceará. 2007. 94p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Esta monografia tem por objetivo mostrar como o método sísmico pode ser utilizado para estudar a geologia de subsuperfície de uma bacia sedimentar brasileira. Para tanto, é apresentada primeiramente uma descrição da geologia das bacias Potiguar e Ceará. Em seguida, é descrito o procedimento de aquisição e processamento dos dados sísmicos. Finalizando esse estudo, são apresentados dois trabalhos em que o método sísmico foi importante para o estudo de uma das bacias citadas.

Palavras-chave: método sísmico; bacia Potiguar; bacia do Ceará.

## ABSTRACT

FAVINHA MARTINI, Álvaro. ***Study of the seismic method: Potiguar and Ceara Basins***. 2007. 94p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The objective of this monography is to show the utility of the seismic method to study the geology of the subsurface in a sedimentary brasilian basin. To achieve this goal, it is shown first a description of the procedure of acquiring and processing the seismic data. Finally, two works are presented where the seismic method was important for the study of one of the cited basins.

Key-Words: seismic method; Potiguar basin; Ceara Basin

## Lista de figuras

Figura 1 Mapa de localização e arcabouço tectônico da Bacia Potiguar, incluindo altos internos, grabens e plataformas de embasamento. Esta figura foi retirada de SOARES & ROSSETI (2005).	20
Figura 2 Número de poços exploratórios na parte terrestre da bacia Potiguar, incluindo dados do ano 1956 até o ano 2000. Esta figura foi extraída de ANP (2001).	21
Figura 3 Carta estratigráfica da bacia Potiguar. Esta figura foi extraída de ANP (1999).	24
Figura 4 Sistema de riftes cretáceos do Nordeste brasileiro originados em resposta ao processo de estiramento e afinamento crustal atuante na região durante a fragmentação do Gondwana (extraído de SOARES et al., 2003).	26
Figura 5 Sistema de riftes do Nordeste brasileiro. Esta figura foi retirada de BERTANI et al. (1990).	27
Figura 6 Feições estruturais com predominância de falhas normais de direção NE-SW, e falhas de transcorrência E-W. Figura extraída de BERTANI et al. (1990).	31
Figura 7 Campo de Serraria – Sistema Rifte. Extraído de ANP (2001).	39
Figura 8 Campos de Canto do Amaro e Ponta do Mel – Sistemas Transicional e Drifte. Extraído de ANP (2001).	39
Figura 9 Secção Regional com modelo de campos. Extraído de ANP (2001).	40
Figura 10 Estratigrafia das sub-bacias da bacia do Ceará (extraído de NETO et al., 2003).	47
Figura 11 Arcabouço estrutural e localização da bacia do Ceará (extraído de NETO et al., 2003).	48
Figura 12 Seção geológica da sub-bacia do Mundaú – bacia do Ceará (extraído de ANP, 2000).	52

Figura 13 Ilustração de ondas sísmicas refletidas (cor verde) e refratadas (cor vermelha). A camada superior tem velocidade menor que a inferior. Extraído de DOURADO, 2007.....	56
Figura 14 Quatro caminhões com vibroseis (Western Geophysical). Extraído de AHERN (2006).....	57
Figura 15 Diferentes geofones disponíveis para aquisição terrestre. Extraído de GIFFORD (2005).....	58
Figura 16 Representação de aquisição marítima com navio e streamers (AMUNDSEN & IKELLE, 2005). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.....	59
Figura 17 Seções sísmicas de processamento 2D (à direita) e 3D (à esquerda). Extraído de COPPENS et al. (1999), imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.....	60
Figura 18 Exemplo de técnica de CMP (YILMAZ, 2001). Cedido por Álvaro L. de O. Gomes. ....	61
Figura 19 Aquisição marítima com onda primária, fantasma da fonte e efeito de bolha, devido à reverberação da explosão. Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes. ....	63
Figura 20 Seções sísmicas empilhadas sem (esquerda) e com (direita) aplicação de processo de deconvolução. A deconvolução aumenta a resolução, mostrando mais detalhes da seção (SHERIFF & GELDART, 1995). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.....	64
Figura 21 Análise de velocidades para um conjunto de dados, à esquerda, com o uso de mapa de coerência, à direita ( YILMAZ, 2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.....	65
Figura 22 Conjunto de dados sísmicos (a), sofrem a aplicação de correção de NMO (b) e , posteriormente, processo de silenciamento (c). Extraído de YILMAZ (2001), imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes. ....	66

Figura 23 Empilhamento de CMP (a), seguido pelo processo de migração (b), com mudança de posição dos eventos. Item (c) apresenta esboço de eventos pré e pós-migração (explicação no texto). Exemplo de YILMAZ (2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes. ....	68
Figura 24 Seção não-migrada (superior) e migrada (inferior). Dados mais profundos são múltiplas, difrações fora do plano e ruídos, que por terem sido migrados como se fossem reflexões primárias, apresentam-se como "sorrisos de migração". Figura de SHERIFF & GELDART (1995), cedida por Álvaro L. de O. Gomes. ....	68
Figura 25 Seção sísmica interpretada, destacando falhas listricas sobre o sal e apontando a localização do Marco azul e do reservatório de Marlim. Demais siglas explicadas no texto. Extraído de BRUHN et al. (2003). ....	72
Figura 26 Área de estudo nas bacias do Ceará e Barreirinhas (SAUERBRONN, 1996). ....	76
Figura 27 Mapa dos perfis sísmicos (SAUERBRONN, 1996). ....	76
Figura 28 Área de zona sísmicamente anômala, mostrando também a cota batimétrica e a falha de borda (SAUERBRONN, 1996). ....	77
Figura 29 Seção sísmica da linha SIS3, com destaque de horizontes, falhas e fronteira da zona sísmicamente anômala (SAUERBRONN, 1996). ....	78
Figura 30 Linhas sísmicas e delimitação de perfis analisados em figuras da dissertação de SAUERBRONN (1996). ....	78
Figura 31 Mapa da profundidade do embasamento, calculado a partir das seções e velocidades sísmicas (SAUERBRONN, 1996). ....	79
Figura 32 Parte sul do perfil SIS9 (ver Figura 30), apresentando a falha de borda, o embasamento e falhas devidas a movimento tectônico transcorrente (SAUERBRONN, 1996). ....	79
Figura 33 Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer (SAUERBRONN, 1996). ....	80

Figura 34 Mapa mostrando a localização dos perfis gravimétricos (SAUERBRONN, 1996).	81
Figura 35 Seção geológica do Campo de Atum mostrando continuidade da seqüência marinha profunda (PESSOA NETO, 2004).	83
Figura 36 Seção geológica do Campo de Curimã mostrando descontinuidade da seqüência marinha profunda (PESSOA NETO, 2004).	83
Figura 37 Contexto estratigráfico de justaposição por discordância angular de seções com razão arenito/folhelho alta (PESSOA NETO, 2004).	85
Figura 38 Seção sísmica interpretada, exemplo do caso estratigráfico com poços 1-CES-17 e 1-CES-113, onde a seqüência transicional de água rasa está em contato direto com o reservatório aptiano (PESSOA NETO, 2004).	85
Figura 39 Contexto geológico de ausência de truncamento dos reservatórios por discordância angular (PESSOA NETO, 2004).	86
Figura 40 Seção sísmica interpretada, apresentando o contexto geológico em que falhas e reservatórios agem como carrier beds. O poço 1-CES-82 não encontrou óleo (PESSOA NETO, 2004).	86
Figura 41 Seção sísmica interpretada do Campo de Espada com a presença de água em reservatório do Aptiano, devido à não-deposição dos folhelhos da seqüência marinha transgressiva, enquanto que a seção marinha regressiva contém hidrocarbonetos (PESSOA NETO, 2004).	87
Figura 42 Propagação da onda em subsuperfície e equação de tempo e distância relacionados (YILMAZ, 2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.	95
Figura 43 Onda longitudinal incidente, ondas refletidas (longitudinal e cisalhante) e transmitidas (longitudinal e cisalhante), extraído de SHERIFF & GELDART (1995). Os símbolos estão descritos no texto. Cedido por Álvaro L. de O. Gomes.	96

Figura 44 Propagação de onda longitudinal e ilustração da onda recebida no geofone (YILMAZ, 2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.....	98
Figura 45 Movimento do meio durante a passagem de uma onda plana. À esquerda, onda P (longitudinal). À direita, onda S (cisalhante). Imagem de SHERIFF & GELDART (1995), cedida por Álvaro L. de O. Gomes.....	99



## Sumário

<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>V</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>VI</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>VII</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>VIII</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>16</b>
1.1 Objetivo .....	16
1.2 Método .....	17
<b>2 GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR .....</b>	<b>18</b>
2.1 Introdução .....	18
2.2 Contexto geológico da bacia .....	21
2.2.1 Estratigrafia .....	21
2.3 Arcabouço estrutural.....	24
2.4 Geologia histórica .....	27
2.4.1 Fase Rife.....	29
2.4.2 Fase Transicional.....	30
2.4.3 Fase Drifte .....	30

<b>2.5</b>	<b>Sistema petrolífero .....</b>	<b>31</b>
2.5.1	Definição .....	31
2.5.2	Sistema Petrolífero Alagamar-Açu .....	34
2.5.3	Migração e trapeamento. ....	36
2.5.4	Resumo do sistema petrolífero bacia Potiguar.....	38
<b>3</b>	<b>GEOLOGIA DA BACIA DO CEARÁ .....</b>	<b>41</b>
3.1	Introdução .....	41
3.2	Contexto geológico da bacia.....	42
3.2.1	Estratigrafia .....	42
3.3	Arcabouço estrutural.....	47
3.4	Geologia histórica .....	49
3.4.1	Fase Rife.....	50
3.4.2	Fase Transicional.....	50
3.4.3	Fase Drifte .....	51
3.5	Geologia do petróleo .....	52
3.5.1	Turbiditos .....	52
3.5.2	Estruturais.....	53
<b>4</b>	<b>MÉTODO SÍSMICO .....</b>	<b>55</b>
4.1	Introdução .....	55
4.2	Aquisição sísmica .....	56
4.3	Processamento sísmico.....	59
4.3.1	Processamento em 2D .....	60
4.3.2	Processamento com migração pós-empilhamento .....	62

4.4	Interpretação sísmica.....	69
4.5	Sísmica 4D.....	72
5	ESTUDO DE CASO .....	75
5.1	Estudo de zona sísmicamente anômala e transição crustal na bacia do Ceará.....	75
5.2	Estudo de trapeamento misto e insucessos em poços exploratórios na bacia do Ceará .....	82
6	CONCLUSÕES.....	89
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	91
	APÊNDICE.....	95

## 1 INTRODUÇÃO

Esta monografia faz um estudo sobre as bacias Potiguar e do Ceará, descrevendo a geologia de cada uma delas, usando o método sísmico para apresentar dois trabalhos que exploram uma delas com o intuito de conhecer as estruturas de subsuperfície.

### 1.1 Objetivo

O conhecimento do subsolo é essencial em diversas áreas de atividade econômica no mundo atual. Para a construção de grandes estruturas como edifícios altos ou túneis, é necessário saber a composição rochosa do subsolo. A busca de grandes jazidas de minério ou a otimização da busca de reservatórios de água potável (aquíferos) exige conhecimento aprofundado da geologia de uma região. Por fim, a exploração de áreas profundas do subsolo em busca de jazidas comercialmente viáveis de petróleo é, atualmente, dependente do conhecimento detalhado das rochas em bacias sedimentares.

A caracterização de uma estrutura ou unidade geológica pode ser feita utilizando métodos geofísicos. Este procedimento é aplicado às mais diversas escalas, resolvendo o problema do conhecimento em profundidade onde não se tem amostra direta para análise.

Entretanto, a geofísica apresenta diferentes resultados de acordo com o método utilizado. Neste trabalho é feito uma revisão de um método geofísico e as características do mesmo, buscando-se mostrar os possíveis resultados e as inferências sobre as propriedades físicas das rochas, na busca de conhecimento geológico relacionado à exploração de petróleo.

Como aplicação do método, será abordado um caso em particular onde esse método foi utilizado, resolvendo um problema ou agregando maiores conhecimentos geológicos à região de estudo.

## 1.2 Método

Esta monografia foi feita a partir de livros sobre geofísica e artigos sobre as bacias do Ceará e Potiguar. Os dados são todos de domínio público, sem exceção. Foram levantados durante o período em que foi realizado o Curso de Formação de Geofísicos – 1ª turma de 2006.

A Petrobras teve papel pioneiro na exploração de petróleo nas bacias do Ceará e Potiguar e vem desenvolvendo e aprimorando o seu conhecimento desde a década de 70. Portanto as referências de maior expressão aqui utilizadas são resultados do trabalho de geólogos e geofísicos da própria Petrobrás.

Para esta monografia, estudou-se o método geofísico de sísmica de reflexão multi-canal, amplamente utilizado na exploração e desenvolvimento de campos de petróleo. Atualmente, o método de sísmica de refração é usado para pré-processamento de zonas de intemperismo em sísmica terrestre e para perfilagem de poço, mas este último processo não está dentro do escopo deste estudo, enquanto que o primeiro processo não será abordado em detalhe pois a situação atual da exploração de petróleo em bacias brasileiras envolve sísmica marítima, majoritariamente, com a aplicação de sísmica de reflexão.

No próximo capítulo descreve-se a geologia das duas bacias. Em seguida, trata-se do método sísmico e, por fim, apresentam-se os casos de estudo.

## 2 GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR

### 2.1 Introdução

A Bacia Potiguar encontra-se na porção mais oriental do nordeste e ocupa uma área de aproximadamente  $119.000 \text{ km}^2$ , sendo  $33.200 \text{ km}^2$  na porção emersa e  $86.100 \text{ km}^2$  na porção submersa (fonte Agência Nacional de Petróleo - ANP). Ela se localiza no extremo leste da margem equatorial brasileira, mais especificamente entre os meridianos de  $35^\circ$  e  $38^\circ$  W. A noroeste, ela é limitada pelo Alto de Fortaleza, que a separa da bacia do Ceará, e o seu limite leste é definido pelo Alto de Touros, delimitador que a separa da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Ao norte, ela se estende pelo Oceano Atlântico até a isóbata de  $2.000 \text{ m}$ . Em particular, esta bacia é formada por parte dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará e suas respectivas plataformas continentais (Figura 1).

A Bacia Potiguar foi formada a partir do fraturamento do paleocontinente Gondwana, que resultou num rifte neocomiano NE-SW, coberto por sedimentos neocretáceos e terciários. Em particular, existe um gráben central confinado, não-aflorante, que abriga sedimentos lacustres de idade neocomiana com espessura total de  $6.000 \text{ m}$ . Neste contexto, a classificação da Bacia Potiguar, de acordo com ASMUS & PORTO (1972), é do tipo III (rifte) e IV, e comporta-se como um rifte evoluindo para *pull-apart*.

Na bacia Potiguar já foram perfurados 5503 poços, sendo 740 exploratórios, 4606 exploratórios e 157 especiais. Na Figura 2 mostra-se os poços exploratórios na parte emersa da Bacia Potiguar, o que permite a visualização do histórico de exploração desta área. A exploração utilizando métodos geofísicos é quase que exclusivamente feita por sísmica, com um total de 28.350 km de linhas 2D e uma cobertura 3D de 3.948 km<sup>2</sup>. Os esforços exploratórios resultaram em 56 campos de petróleo e gás, cujo volume *in place* é de 833 MM m<sup>3</sup> de óleo e 66.461 MM de m<sup>3</sup> de gás, com uma reserva provada de 52 MM m<sup>3</sup> de óleo e 18.918 MM m<sup>3</sup> de gás. A geração está relacionada às formações Pendência e Alagamar; os reservatórios estão associados a arenitos fluvio-deltaicos e turbiditos; os selos são folhelhos, intercalados ou sobrepostos, e calcilutitos. As trapas são estratigráficas, estruturais ou mistas e a migração do petróleo é feita por planos de falhas ou contato direto gerador-reservatório. A importância econômica regional desta bacia pode ser medida pela produção diária de 80 mil barris de óleo e 3 milhões de m<sup>3</sup> de gás (maio/2003), o que corresponde à maior em produção terrestre e segunda maior em produção de óleo. De acordo com a ANP, a bacia Potiguar encontra-se num estágio de exploração “semimaduro”.

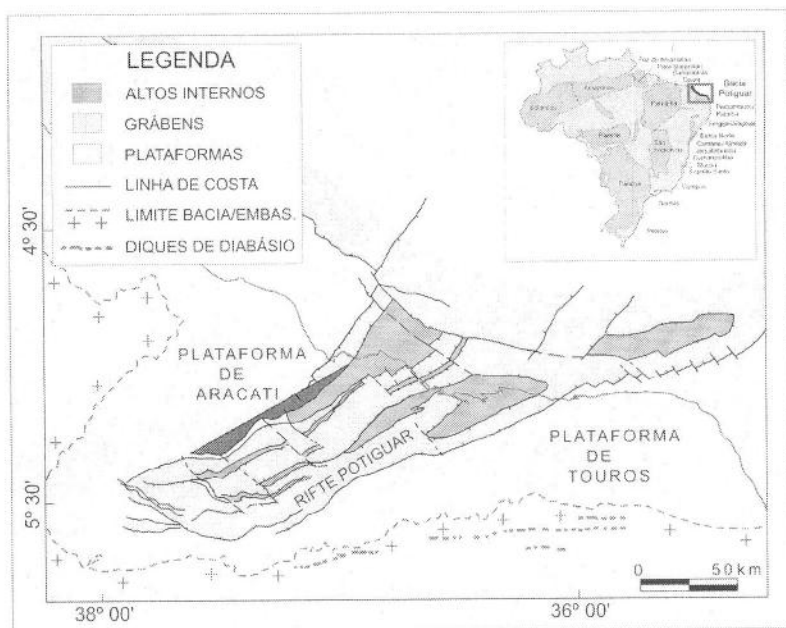


Figura 1 Mapa de localização e arcabouço tectônico da Bacia Potiguar, incluindo altos internos, grabens e plataformas de embasamento. Esta figura foi retirada de SOARES & ROSSETI (2005).



Mapa de localização dos poços exploratórios na parte terrestre da Bacia Potiguar. Esta figura foi extraída de SOARES & ROSSETI (2005).



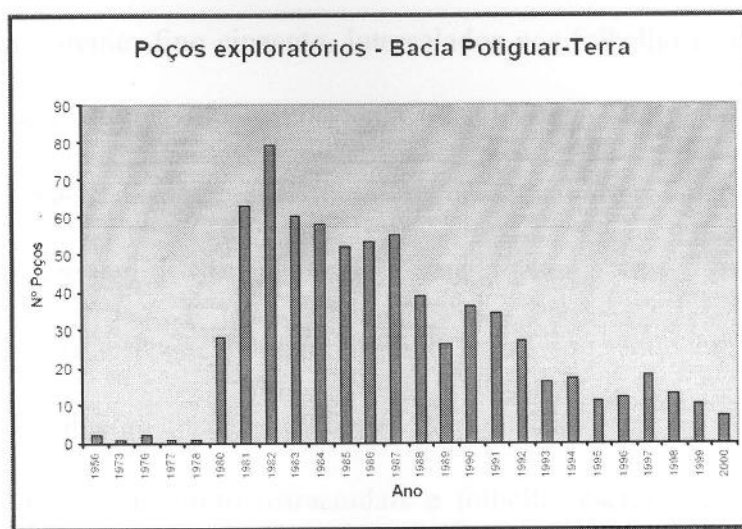


Figura 2 Número de poços exploratórios na parte terrestre da bacia Potiguar, incluindo dados do ano 1956 até o ano 2000. Esta figura foi extraída de ANP (2001).

## 2.2 Contexto geológico da bacia

### 2.2.1 Estratigrafia

O arcabouço estratigráfico aqui considerado é baseado na formulação de ARARIPE & FEIJÓ (1994), que foi atualizada da classificação anterior dos diagramas de SOUZA (1982) e LIMA NETO (1989). Pode-se subdividir esta bacia em três grandes grupos, que são Areia Branca, Apodi e Agulha. Na Figura 3 pode-se observar o diagrama da Bacia Potiguar aqui seguido.

O Grupo Areia Branca reúne as formações Pendência, Pescada e Algamar que são predominantemente formadas por sedimentação clástica. A Formação Pendência possui arenito fino, médio e grosso, cinza-esbranquiçado, intercalado por folhelhos e siltito cinzento. Esta unidade encontra-se, em geral, preenchendo os baixos estruturais de grande porte, e mostra decréscimo de granulometria das falhas principais para os depocentros. A

bioestratigrafia com base na datação em palinomorfos e ostracodes não-marinhos indica idades Neo-Rio da Serra e Jiquiá para estas rochas. A Formação Pescada caracteriza-se por arenito médio branco e arenito fino cinzento, intercalados por folhelho e siltito cinzento. A datação, também baseada em palinomorfos e ostracodes não-marinhos, indica a idade eoalagoas. Já a Formação Alagamar é dividida em dois membros: Upanema e Galinhos; separados por uma seção pelítica chamada de Camadas Ponta do Tubarão. O primeiro membro mencionado caracteriza-se por arenito fino e grosso, sendo ambos cinzentos, e também há presença de folhelho cinza-esverdeado. As Camadas Pontas do Tubarão (CPT) são formadas por calcarenito e calcilutito ostracoidais e folhelho escuro euxínico. O segundo membro, que é basicamente pelítico, possui folhelhos cinza-escuro e calcilutito creme-claro. A datação bioestratigráfica, baseada no mesmo conteúdo fossilífero das formações anteriores, indica a idade neoalagoas.

O Grupo Apodi reúne as formações Açú, Jandaíra, Ponta do Mel e Quebradas. A Formação Açú é caracterizada por camadas relativamente espessas de arenito médio a muito grosso, esbranquiçado, com intercalações de folhelho, argilito verde-claro e siltito castanho-avermelhado. Estes estratos, datados com palinomorfos, são de idade albiana-cenomaniana. A Formação Ponta do Mel é preenchida por calcarenito oolítico creme, doloespatito castanho-claro e calcilutito com camadas de folhelho verde-claro. A datação bioestratigráfica, baseada em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos, indica uma idade neoalbiana. Em relação à Formação Quebradas temos um conteúdo de arenito fino cinza-claro, folhelho e siltito cinza-esverdeado. O Membro Redonda possui intercalações de arenito, folhelho e siltito, enquanto o Porto do Mangue é representado sobretudo por folhelho, e arenito subordinado. A Bioestratigrafia indica uma idade cenomaniana. Finalmente, a Formação Jandaíra, que é uma seção carbonática de alta energia sobreposta aos arenitos Açú,

contém calcarenitos bioclásticos e calcilutito. O conteúdo fossilífero marcado, entre outros, por foraminíferos bentônicos, associados a algas verdes e marcas de raízes encontrados como marcas nos calcilutitos indicam uma idade de turoniana a mesocampaniana.

O Grupo Agulha é formado pelas formações Ubarana, Guamaré e Tibau, que são formadas essencialmente por clásticos e carbonatos de baixa e alta energia. A Formação Ubarana contém uma espessa camada de folhelho e argilito cinzento, entremeada por camadas relativamente delgadas de arenito grosso a muito fino e esbranquiçado, e também siltito cinza-acastanhado e calcarenito fino creme-claro. A Formação Guamaré é formada por calcarenito bioclástico creme e calcilutitos. O conteúdo de fósseis indica uma idade do Neocampaniano ao Holoceno. A Formação Tibau é essencialmente caracterizada por arenito grosso hialino.

Existem três episódios de origem vulcânica ocorridos na bacia Potiguar. A Formação Rio Ceará-Mirim, que contém diabásio toeliítico, a Formação Serra do Cuó, com diabásio de tendência alcalina; e a Formação Macau, contendo derrames de olivina-basalto.

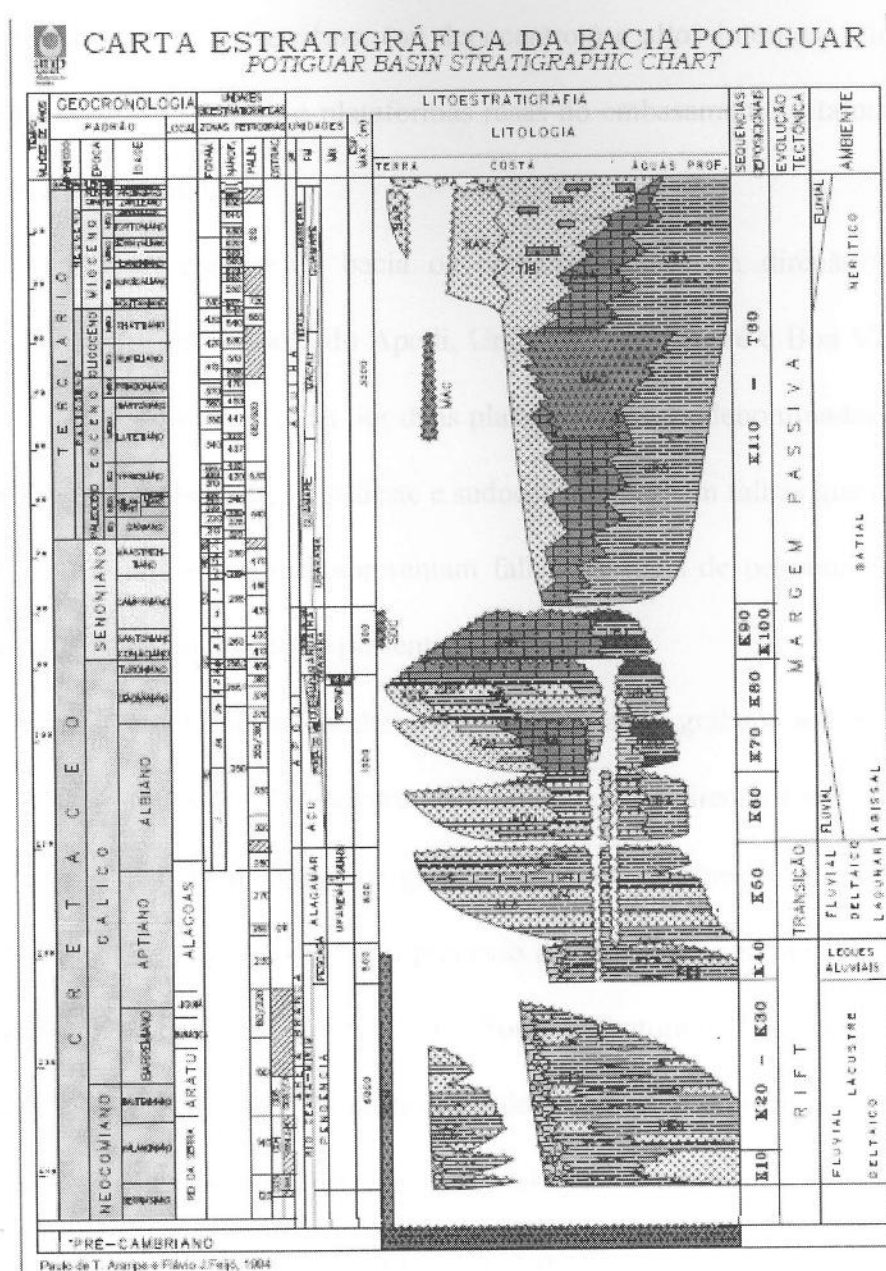


Figura 3 Carta estratigráfica da bacia Potiguar. Esta figura foi extraída de ANP (1999).

## 2.3 Arcabouço estrutural

O arcabouço estrutural da bacia Potiguar é basicamente composto de quatro feições morfo-estruturais, que comportam seqüências sedimentares neocominianas a terciárias distintas e relacionadas com os grandes eventos que a afetaram. Estes eventos resultaram na

morfologia descrita por *grábens* (ou depocentros) e altos internos, relacionados às fases de estiramento crustal (*rifte*), e plataformas rasas do embasamento e talude, relacionadas à fase de deriva continental.

Na porção emersa da bacia os grábens apresentam direção geral NE-SW, e são representados pelos Grabens do Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista. Estes grábens são assimétricos sendo margeados por duas plataformas rasas denominadas de Aracati (a oeste) e Touros (a leste). Os limites a sudeste e sudoeste apresentam falhas que ultrapassam 5000 m de rejeito, e os limites opostos apresentam falhas normais de pequeno rejeito. A visualização destas feições em mapa está representada na Figura 1.

Na porção submersa também há a presença de grábens assimétricos, mas a direção predominante destas feições estruturais é NW-SE, cuja direção é aproximadamente paralela à linha de costa. Esta direção dos grábens, na parte submersa, está ligada a uma tectônica transtensional dextral associada ao processo de separação continental América do Sul-África (Figura 4). Na Figura 5 é possível ver a Zona de Fratura de Fernando de Noronha, indicando que as feições estruturais leste-oeste coincidem com a continuidade deste sistema de fraturas.

Os altos internos são formados por gnaisses, migmatitos ou xistos soerguidos por falhas, e agem como divisores dos grábens, sendo que os principais altos internos são os altos de Quixabá, Serra do Carmo e Macau. A formação destes altos internos está associada ao surgimento de falhas lítricas, onde a placa flexurada sofre falhamentos secundários, que são as falhas antitéticas. Desta forma a feição estrutural resultante é limitada por escarpas abruptas de um lado e mergulhando como uma rampa de falhas sintéticas secundárias no lado oposto.

Como foi dito anteriormente, as plataformas rasas de embasamento de Touros e Aracati delimitam os grábens centrais. Estas plataformas de embasamento são pouco afetadas por falhas, apresentando rejeitos de no máximo algumas centenas de metros. O embasamento

mergulha suavemente, a partir do sul, até uma profundidade de 1.500 m junto às bordas de grábens da parte submersa.

Associadas a estas feições morfo-tectônicas observam-se falhas transcorrentes L-W, interagindo com os lineamentos e altos internos que apresentam direção NE—SW. A presença de feições de transcorrência pode ser evidenciada pela observação de rejeitos significativos e estruturas em flor negativa, que são típicas de bacias do tipo *pull-apart*.

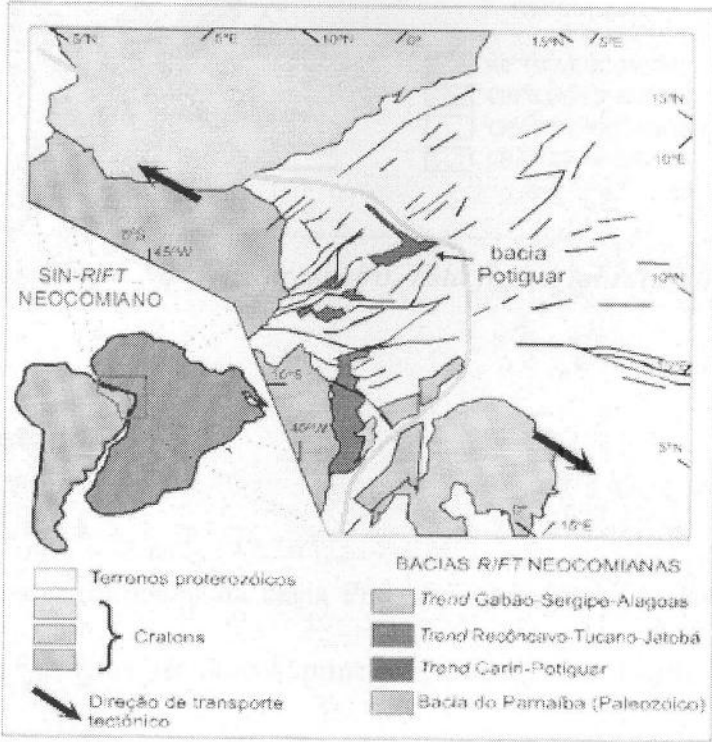


Figura 4 Sistema de riftes cretáceos do Nordeste brasileiro originados em resposta ao processo de estiramento e afinamento crustal atuante na região durante a fragmentação do Gondwana (extraído de SOARES et al., 2003).



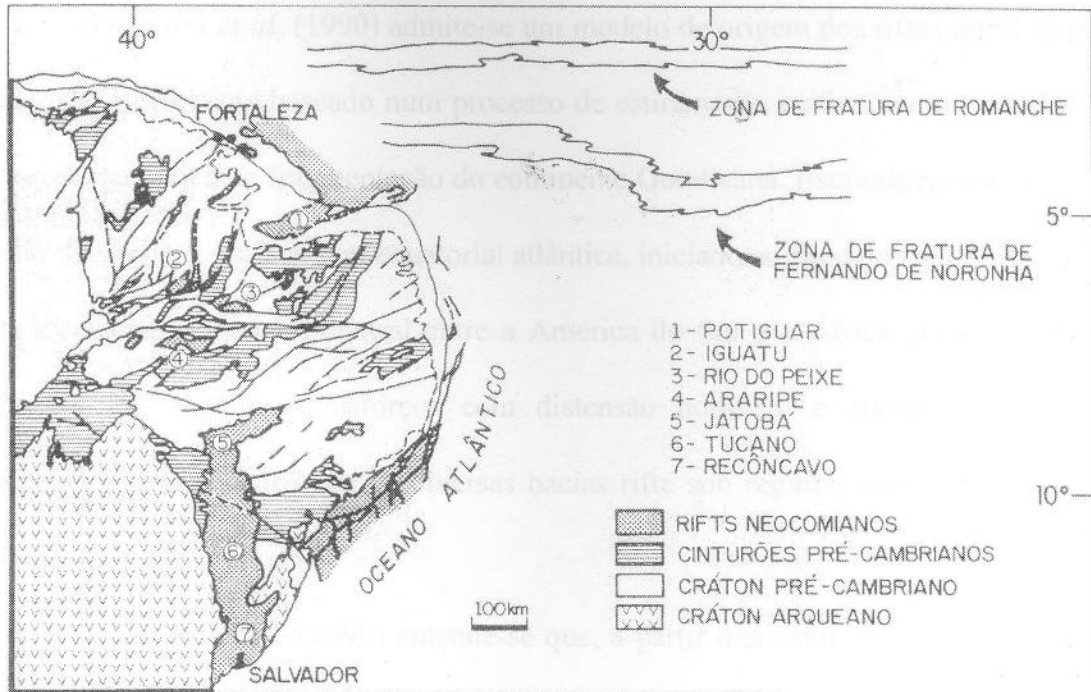


Figura 5 Sistema de riftes do Nordeste brasileiro. Esta figura foi retirada de BERTANI et al. (1990).

## 2.4 Geologia histórica

O preenchimento sedimentar da bacia Potiguar relaciona-se às fases de sua evolução tectônica, onde três estágios tectônicos principais podem ser distinguidos nos seguintes registros estratigráficos (SOUZA, 1982): a fase Rife, compreendendo as formações Pendência e Pescada; a fase Transicional, constituída pela Formação Alagamar, e a fase de Deriva Continental (Drifte), compreendendo as seqüências flúvio-marinhas transgressiva, compostas pelas formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra, e regressiva, compostas pelas formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras. Durante o primeiro estágio tectônico, a subsidência e a sedimentação foram controladas por um mecanismo de extensão e afinamento crustal, enquanto nos dois últimos os controles foram, basicamente, resfriamento da crosta e balanço isostático.

Em BERTANI *et al.* (1990) admite-se um modelo de origem dos riftes intracontinentais da Província Borborema baseado num processo de estiramento e afinamento crustal ocorrido nesta região na época de fragmentação do continente Gondwana. Esta origem está inserida no contexto da evolução da margem equatorial atlântica, iniciado ao final do Jurássico. Em linhas gerais, a rotação diferencial dextral entre a América do Sul e a África gerou, na Província Borborema, um regime de esforços com distensão norte-sul e compressão leste-oeste, propiciando o desenvolvimento de diversas bacias rifte sob regimes transtensional (caso do rifte Potiguar) e transpressional.

Em BERTANI *et al.* (1990) entende-se que, a partir dos esforços distensivos iniciados no Siluriano, a estratificação reológica da Província Borborema foi determinante na definição da geometria e evolução das bacias relacionadas a esta região.

Como dito anteriormente, e de acordo com BERTANI *et al.* (1990), na reconstituição pré-deriva fica evidenciado um movimento distensivo transladante inicial na direção WNW—ESE entre a América do Sul e a África. Importante notar que este processo indica uma inversão na aplicação dos esforços entre o neoproterozóico (Ciclo Brasileiro) e o Cretáceo Inferior (Neocomiano), associados a movimentos compressivos de tempos anteriores. As falhas geradas neste regime compressivo foram eventualmente reaproveitadas no regime distensivo posterior.

Regionalmente observa-se que nos riftes gerados nas idades Rio da Serra e Aratu, existe claramente uma predominância de falhas normais de direção NE-SW, e falhas de transcorrência E-W, conforme pode ser visualizado na Figura 6. Estas falhas estão em grande parte associadas à reativação de falhas pretéritas de transcorrência e compressão do ciclo Brasileiro.



O modelo geológico para o mecanismo de geração do rifte Potiguar estaria associado, de acordo com BERTANI *et al.* (1990), ao modelo de McKENZIE (1978) com a presença de falhas listricas associadas ao estiramento e afinamento crustal.

No contexto dado pelo modelo de McKENZIE (1978), do neocomiano até o eoaptiano o sistema de esforços passou a ser eminentemente transtensional E-W, permitindo a subsidência da parte marítima, enquanto na porção emersa ocorreram reativações e soerguimentos dos altos internos, culminando com uma extensa discordância regional, conforme estabelecido na seção de geologia estrutural. Faz-se a seguir uma descrição mais detalhada da evolução tectono-sedimentar dos estágios principais ocorridos nesta bacia.

#### 2.4.1 Fase Rifte

O estágio Rifte é caracterizado por um movimento tectônico rúptil distensivo, com afinamento crustal e formação de grábens assimétricos, estágio durante o qual se desenvolveram grandes falhas normais e de transferência (MATOS, 1987), ativas do Neocomiano até o Eoaptiano.

Inicialmente a primeira parte do estágio rifte, ocorrida no jurássico, relaciona-se ao início da deformação distensional continental, com uma deposição clástica na Depressão Afro-Brasileira. Entretanto, esta seção não possui registro na bacia Potiguar.

A formação dos grábens assimétricos está associada ao surgimento de lagos de profundidades moderadas. Ao longo destes grábens implantou-se uma sedimentação continental constituída de folhelhos lacustres (MATOS *et al.*, 1987), caracterizada por progradções de arenitos deltaicos, de planícies fluviais ao longo do eixo dos grábens ou a partir dos seus flancos menos abruptos a noroeste. O preenchimento da bacia durante esta fase

é representado pela megassequência continental, constituída pelos depósitos das formações Pendência e Pescada. Em particular, a seção lacustre constitui-se de folhelhos ricos em matéria orgânica e turbiditos intercalados, sendo incluída na Formação Pendência.

#### 2.4.2 Fase Transicional

As condições tectônicas entre o estágio de ruptura e o de deriva afetaram a sequência sedimentar principalmente por falhas normais e transcorrentes reativadas. Neste estágio, houve um resfriamento da crosta, previamente aquecida durante o estiramento e afinamento na fase rifte, dando origem a uma subsidência termal neste estágio transicional. Nesta fase foram depositados os folhelhos e calcários lagunares, com influência marinha, intercalados por arenitos deltaicos, que caracterizam a megassequência transicional representada pelos sedimentos da Formação Alagamar. Esta influência marinha é representada pela Camada Ponta do Tubarão – CPT, intercalados com arenitos deltaicos que gradam para fácies mais grosseiras nas áreas mais proximais. Esta entrada marinha está registrada nos calcilutitos da CPT (PESSOA NETO, 2003).

#### 2.4.3 Fase Drifte

Este estágio é caracterizado por uma sequência sedimentar depositada em ambiente marinho. A tectônica desta fase foi controlada por uma subsidência termal e isostática, o que obviamente indica modificações estruturais associadas a falhas normais. A sequência sedimentar pode ser dividida em duas fases, uma transgressiva e outra regressiva.

A primeira sequência deposicional corresponde à fase transgressiva, estende-se do Albiano ao eocampaniano, e é representada por sistemas fluviais, costeiros, plataformais e

marinho profundo, cuja composição resultante é de arenitos fluviais grosseiros a médios interdigitados com, e sobrepostos por, folhelhos transicionais a marinhos e carbonatos de plataforma rasa. Esta unidade engloba as rochas das formações Açú, Ponta do Mel, Jandaíra e Quebradas, cujo máximo transgressivo corresponde aos folhelhos neocenomanianos conhecidos como Membro Porto do Manguê (Formação Quebradas).

A segunda seqüência deposicional corresponde à fase regressiva representada por sistemas deposicionais costeiros-plataforma-talude-bacia, instalados a partir do Neocampaniano, estendendo-se até o Holoceno, sendo constituída de arenitos costeiros, calcários de plataforma e folhelhos marinhos rasos a profundos com turbiditos intercalados, representados pelas formações Tibau, Guamaré e Ubarana.



Figura 6 Feições estruturais com predominância de falhas normais de direção NE-SW, e falhas de transcorrência E-W. Figura extraída de BERTANI et al. (1990).

## 2.5 Sistema petrolífero

### 2.5.1 Definição

A definição de um sistema petrolífero em uma bacia sedimentar trata da relação genética entre uma determinada rocha geradora e as acumulações de óleo e gás dela resultantes (MAGOON & DOW, 1994). Este termo engloba ainda todos os elementos essenciais e processos necessários para a existência de uma acumulação de óleo e gás. Os elementos essenciais são as rochas geradoras, reservatório e selante, assim como sobrecarga sedimentar e a trapa. Os processos incluem a formação da trapa, geração, migração e acumulação do petróleo (MAGOON & DOW, 1994). Todos os elementos essenciais devem estar posicionados de forma adequada no tempo e no espaço (momento crítico), de modo que os processos necessários para a formação de uma acumulação de petróleo possam ocorrer.

A nomenclatura completa de um sistema petrolífero inclui a designação da rocha geradora, seguida da principal rocha reservatório (que contém o maior volume de hidrocarbonetos) e, por fim, de um símbolo que expressa o grau de certeza da correlação óleo-rocha. Caso o nível de certeza seja alto, o sistema petrolífero é dito conhecido e é indicado pelo símbolo (!). Em um sistema petrolífero hipotético (.), os estudos geoquímicos identificaram uma rocha geradora, mas não existe correlação com a acumulação. Quando a existência da rocha geradora ou de petróleo é baseada tão somente nas evidências geológicas e geofísicas, este sistema petrolífero é chamado de especulativo e recebe o símbolo (?) (MAGOON & DOW, 1994). Dois grupos principais de rochas geradoras (nas seqüências continental e transicional) são conhecidas na bacia Potiguar, com base em suas características geológicas, geoquímicas e paleontológicas (CERQUEIRA, 1985; MELLO *et al.*, 1988; MELLO, 1988), os sistemas Pendência-Açu (!) e Alagamar-Açu (!).

A seqüência continental é composta de folhelhos do Neocomiano (Fm. Pendência) e do Aptiano (Fm. Alagamar/Membro Upanema), depositados em ambientes lacustres de água doce, durante o estágio rifte. Geralmente, as rochas sedimentares ricas em matéria orgânica

são folhelhos cinza-escuros, com valores de Carbono Orgânico Total (COT) superiores a 4% e com um bom potencial gerador de hidrocarbonetos (S2), chegando mesmo a 35 kg HC/ton de rocha. Ao longo da bacia, valores de Índice de Hidrogênio entre 100 e 700 mg HC/g COT combinado com Índices de Oxigênio abaixo de 100 mg CO2/g COT, indicando predominância de querogênio de tipo I e tipo II, uma estimativa suportada por uma análise visual de querogênio (CERQUEIRA, 1985; MELLO *et al.*, 1988; MELLO, 1988).

A seqüência transicional compreende os folhelhos do Aptiano e marga da Formação Alagamar (camadas Galinhos e Ponta do Tubarão), que foram depositadas em um ambiente hipersalino marinho transicional (laguna). Nesta seqüência estão presentes excelentes rochas geradoras, caracterizadas por folhelhos escuros calcáreos ricos em matéria orgânica (COT superior a 6%) e marga (CaCO3 superior a 45%). Pirólise Rock-Eval e análise visual de querogênio indicam que eles são predominantemente tipo I e II (CERQUEIRA, 1985; MELLO *et al.*, 1987), com valores de S2 superiores a 40 kg HC/ton de rocha e Indicador de Hidrogênio de 100 a 600 mg HC/g COT (TRINDADE *et al.*, 1992). Como exemplo de campos deste tipo há os Campos Ubarana e Canto do Amaro.

A área de geração de hidrocarbonetos consiste de rochas com COT maior que 1%, com S2 maior que 5kg HC/ton de rocha, intercaladas por intervalos delgados. Rochas geradoras estão confinadas à bacia marítima profunda, ao norte da falha de Macau, levando à ocorrência de óleos mistos. Petróleos gerados por estas camadas migraram em direção à terra, ao longo do mergulho, por meio de camadas carreadoras do Aptiano, de modo a se obter, ao fim do processo, contribuições de duas fontes que se acumularam e se misturaram em reservatórios dentro de estratos imaturos.

Rochas geradoras pertencentes à seqüência continental foram identificadas no gráben *onshore*. Entretanto, estas experimentaram uma história térmica diferente das *offshore* e

geraram óleos que migraram apenas pequenas distâncias e se acumularam na parte central do gráben, dentro da seqüência rifte (BERTANI *et al.*, 1990).

### 2.5.2 Sistema Petrolífero Alagamar-Açu

A Formação Alagamar contém intervalos ricos em matéria orgânica que são a fonte mais importante de petróleo na bacia Potiguar (MELLO *et al.*, 1988). Estes intervalos ricos em matéria orgânica são encontrados em três subunidades litoestratigráficas da Formação Alagamar que representam, da base para o topo, a transição dos paleoambientes lacustres (Membro Upanema) às condições marinho-evaporíticas (Ponta do Tubarão), envolvendo as condições marinhas restritas (Membro Galinhos).

A rocha fonte da seção marinha consiste majoritariamente de folhelhos, em sua maior parte cinza-escuros ou negros, com COT superior a 4% e um bom potencial gerador de hidrocarbonetos, com valores de S2 chegando a 35 kg HC/ton de rocha. A matéria orgânica é em sua maioria do tipo I e II, com valores de Índice de Hidrogênio (IH) na faixa de 100 a 700 mg HC/ g COT e valores de Índice de Oxigênio (IO) abaixo de 100 mg CO<sub>2</sub>/g COT (MELLO *et al.*, 1988; CERQUEIRA, 1995). Baixos valores de IH são devidos à conversão de matéria orgânica em petróleo com aumento da profundidade de soterramento. A seqüência marinho-evaporítica a marinho restrita é compreendida de folhelhos escuros e margas que têm valores de COT superiores a 6% e valores de S2 superiores a 40 kg HC/ton de rocha. Os valores de IH são maiores que 500 mg HC/g COT, enquanto que os de IO são menores que 50 mg CO<sub>2</sub>/g COT (MELLO *et al.*, 1988; CERQUEIRA, 1995). Muito embora o intervalo efetivo de rocha geradora seja geralmente mais fino que 200 m, o relativamente alto conteúdo de matéria

orgânica rica em hidrogênio com um bom a excelente potencial gerador permite a classificação genética deste sistema petrolífero como carregado.



### 2.5.3 Migração e trapeamento.

Trapas na Formação Açu têm um forte componente estrutural e estão localizadas mais ao longo dos alinhamentos de Carnaubais e Areia Branca. Acumulações de óleo na Formação Açu são trapeadas em alinhamentos que mergulham para o nordeste. O principal evento pós-rifte que afetou a Formação Açu ocorreu durante o Santoniano tardio-médio Campaniano. Uma reativação tectônica criou um importante componente compressional que produziu dobras e falhamentos. Um evento compressional regional leste-oeste, menos intenso, ocorrido durante o Terciário gerou um sistema de falhamentos norte-sul com altos comprimentos de onda.

A evolução tectônica da bacia Potiguar levou à formação de caminhos de migração efetivos através das falhas, inconformidades e fraturas, ou seja, a maior parte do óleo da Formação Alagamar migrou via fraturas, produzidas por campos de tensão regionais, para trapas estruturais formadas previamente.

A estrutura monoclinal regional da seção pós-rifte e a presença de selantes naturais (base da unidade Açu IV e camadas Ponta de Tubarão da Formação Alagamar) combinada com um grau moderado de deformação estrutural permitiram a quebra de selos, focalizando o fluxo de hidrocarbonetos para as trapas.

A existência de acumulações *onshore* de óleo oriundos de rochas geradoras *offshore* da Formação Alagamar representam evidências de uma migração lateral de longa distância (TRINDADE *et al.*, 1992). Óleos acumulados ao longo dos alinhamentos do Estreito Guamaré e Areia Branca e o Alto Macau têm características geoquímicas, biomarcadores, e



composições isotópicas de carbono e hidrogênio que refletem fontes de ambiente marinho evaporítico a fontes mistas de ambiente marinho evaporítico e lacustre.

A representação 3-D das heterogeneidades na composição do óleo dado pelo índice de gamacerano (dependente da fonte) e razões de isomerização de esteranos (dependente da maturidade) por distância inferida da migração secundária ao longo da área Areia Branca resulta em um padrão complexo (TRINDADE *et al.*, 1992). Uma tendência geral é clara – o óleo mais migrado tende a ter uma contribuição lacustre maior e uma maturidade térmica menor, e o óleo menos migrado mostra uma assinatura hipersalina marinha mais forte e uma maturidade maior. Estes dados são compatíveis com uma contínua subsidência da porção offshore da bacia Potiguar e um aumento na maturação das rochas geradoras ao longo do tempo (MELLO *et al.*, 1987). Assim, as rochas sedimentares mais velhas, enriquecidas de matéria orgânica lacustre, atingiram a janela de óleo mais cedo que os folhelhos marinhos hipersalinos e margas. Óleos mais jovens, mais maduros e mais leves deslocam os óleos mais velhos que já haviam preenchido as trapas próximas à cozinha de óleo, fazendo com que estes últimos migrem para a próxima trapa acima na direção do mergulho.

Com relação à qualidade das rochas reservatórios: a Seqüência Rift (Formação Pendência) possui  $\phi=18-24\%$  e  $K_{med}=75mD$  (chegando até 4000 mD); a Seqüência Transicional (Fm Alagamar) tem  $\phi=12-24\%$  e  $K_{med}=50$  mD; a Seqüência Drift (Formação Açú) apresenta  $\phi=19-25\%$  (atingindo até 30%) e  $K_{med}=200-3400$  mD; os principais campos são: Canto do Amaro, Estreito, Alto do Rodrigues, Fazenda Pocinho, Fazenda Belém. A distribuição relativa do óleo é: Seqüência Rife (Fm. Pendência) – 10%; Seqüência Transicional (Fm. Alagamar) – 5%; Seqüência Drifte (Fm. Açú) – 85%.

#### 2.5.4 Resumo do sistema petrolífero bacia Potiguar

A bacia é preenchida com aproximadamente 6000 m de sedimentos que são divididos nas seguintes seqüências: (1) continental (rifte), (2) marinha transgressiva (transicional e parte da fase rifte), e (3) marinha regressiva ou drifte (SOUZA, 1982; BERTANI *et al.*, 1990). A seqüência continental (Neocomiana) é composta de rochas sedimentares lacustres e deltaicas da Formação Pendência (a Figura 7 apresenta um campo de óleo dentro desta seqüência). A seqüência transgressiva marinha (Aptiano-Santoniano) corresponde a sedimentos proximais depositados sob condições fluvial-deltaicas e sedimentos distais depositados em lagunas a ambientes marinhos restritos. As formações Alagamar e Açú compreendem esta seqüência (a Figura 8 mostra casos de campos de óleo dentro desta seqüência). A seqüência marinha regressiva (Campaniano-Holoceno) foi depositada sob condições de profundidade de água variáveis e foi preservada somente em mar (*offshore*). O quadro estrutural da bacia é definida por dois grandes sistemas de falhas que são orientados na direção Nordeste-Sudoeste (*onshore*) e Noroeste-Sudeste (*offshore*). Estes sistemas de falhas que definem as propriedades tectônicas (depressão central e plataformas) controlam a distribuição de sedimentos na bacia. A falha central é circundada por falhas que definem os *horsts* que separam grábens assimétricos preenchidos com rochas sedimentares da fase rifte (Figura 9). As áreas de plataforma contêm seqüências sedimentares depositadas durante a fase transicional (da lacustre à marinha restrita) e da fase drifte (marinha aberta).

Principais tipos de *play*:

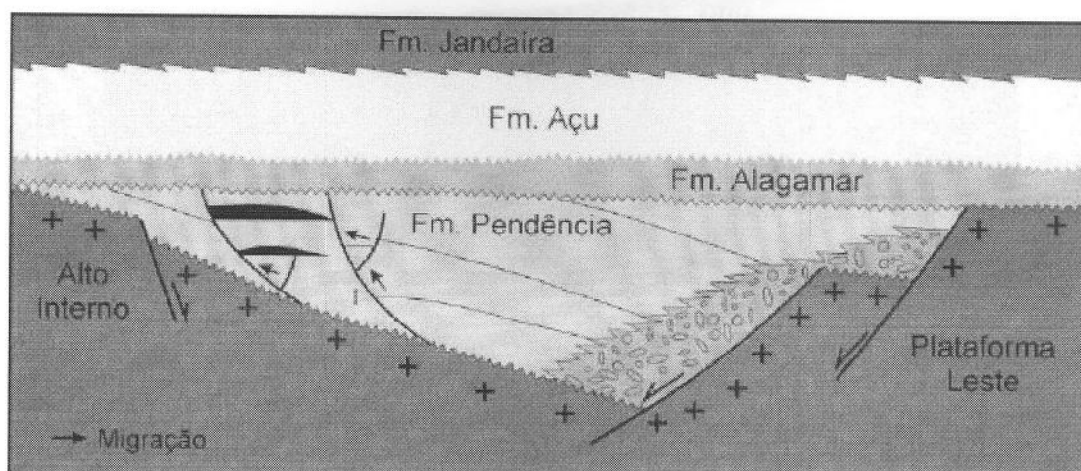


Figura 7 Campo de Serraria – Sistema Rife. Extraído de ANP (2001).

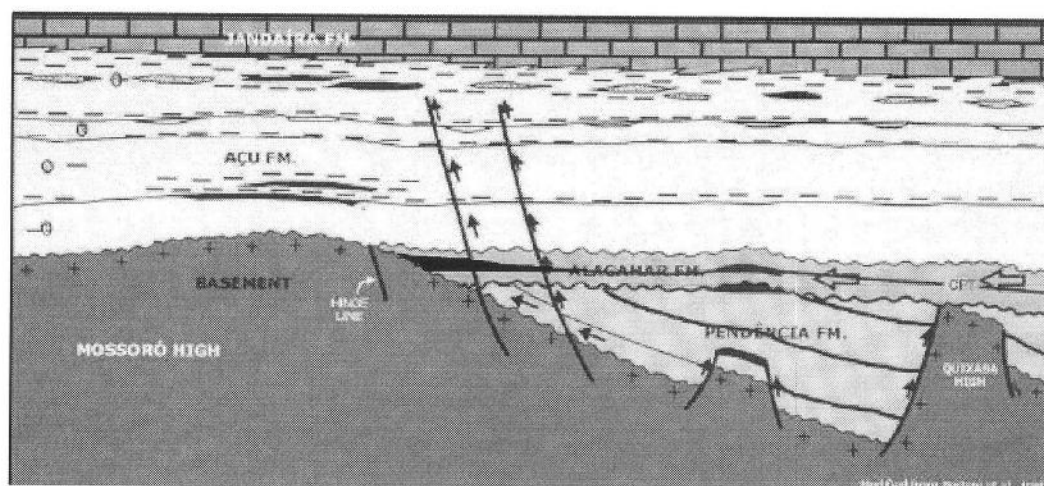


Figura 8 Campos de Canto do Amaro e Ponta do Mel – Sistemas Transicional e Drifte. Extraído de ANP (2001).

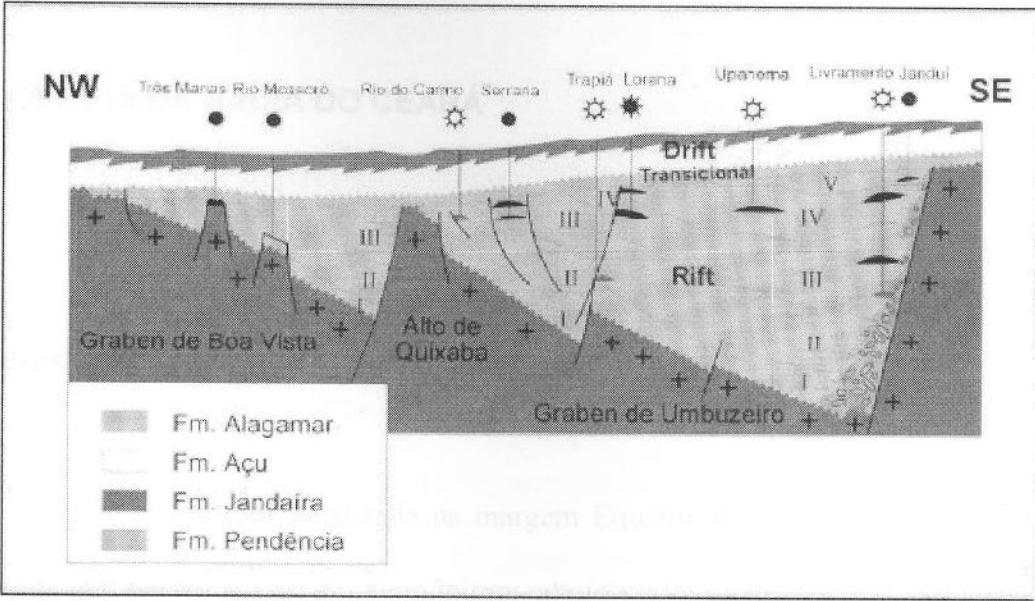


Figura 9 Secção Regional com modelo de campos. Extraído de ANP (2001).

### 3 GEOLOGIA DA BACIA DO CEARÁ

#### 3.1 Introdução

A bacia do Ceará está localizada na margem Equatorial brasileira, sobre a plataforma continental, em frente ao estado homônimo, abrangendo uma área de aproximadamente  $34.000 \text{ km}^2$ . Dispõem-se a leste a bacia Potiguar e a oeste a bacia de Barreirinhas. O limite leste é o alto de Fortaleza, um alto originado pela plataforma de Fortaleza de origem ígnea intrusiva (MIURA & BARBOSA, 1972); o limite oeste é o alto de Tutóia que a separa da bacia de Barreirinhas, ao norte é limitada pela falha transformante do Ceará associada à falha de Romanche. Ao sul está limitada pelo afloramento do embasamento.

A bacia do Ceará, integrante do conjunto de bacias da margem equatorial, é uma fossa tectônica. Apresenta intenso falhamento e, portanto *horsts* e grábens. A espessura de sedimentos pode chegar a 8000/9000 m e seus limites são dados por falhas de grande rejeito. As características estruturais da bacia permitem dividi-la em quatro sub-bacias: Piauí - Camocim, Acaraú, Icarai e Mundaú.

A sub-bacia de Piauí-Camocim tem início na margem oeste da bacia do Ceará, no alto de Tutóia e estendesse até o alto do Ceará. A sub-bacia de Acaraú é subsequente à sub-bacia de Piauí-Camocim, portanto tendo início no alto do Ceará e chegando até o Lineamento de Sobral. A sub-bacia de Icarai fica localizada entre o Lineamento de Sobral a oeste e a sub-bacia de Mundaú a leste. Por último, a sub-bacia de Mundaú está separada da bacia Potiguar pelo alto de Fortaleza a leste e tem a sub-bacia de Icarai a oeste.

A bacia do Ceará, como um todo, é classificada como uma bacia do tipo rifte em margem distensiva. A evolução desta bacia leva a um potencial para hidrocarbonetos em todas as fases da evolução sedimentar. Foram perfurados 115 poços exploratórios pela PETROBRAS até 2004, tendo sido descobertos quatro campos, na sub-bacia de Mundaú, totalizando uma reserva original de cerca de 200 milhões de BOER (PESSOA NETO, 2004).

Existem três diferentes estilos de armazenamento de petróleo: armadilhas turbidíticas intercaladas nos folhelhos da Formação Ubarana, armadilhas estruturais-estratigráficas nos arenitos das formações Xaréu e Atum e exclusivamente estruturais das formações Paracuru e Mundaú. A exploração de petróleo ocorre quase exclusivamente na sub-bacia do Mundaú, pois não foram encontradas concentrações de óleo economicamente viáveis nas outras bacias.

A utilização conjunta de dois métodos geofísicos visa a melhor construção de um modelo geológico, pois as ambigüidades durante a interpretação serão menores. Dessa forma a utilização de dados de gravimetria pode auxiliar a interpretação de dados de outros métodos geofísicos.

Dados de gravimetria mostram claramente o contorno da bacia já que o contraste de densidades, entre a rocha do embasamento e as sedimentares, é perceptível por este método. O método não tem resolução para delimitar campos de petróleo onde a armadilha é estratigráfica, mas é de grande ajuda na delimitação de falhas.

## **3.2 Contexto geológico da bacia**

### **3.2.1 Estratigrafia**

A sedimentação na bacia do Ceará teve início, provavelmente, no início do Aptiano. O estudo dessa bacia permitiu a sua divisão em sub-bacias, embora suas diferenças não sejam



muito grandes. A Figura 10 apresenta as cartas estratigráficas das sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú-Icarai e Mundaú.

As deposições mais antigas são do início do Aptiano, mas o estudo da bacia de Kheta na República de Gana sugere que possam existir sedimentos mais antigos, de idade pré-aptiana, pois esta bacia esteve ligada à bacia do Ceará antes da separação entre os continentes sulamericano e africano.

A Formação Mundaú tem idade aptiana sendo formada por rochas clásticas continentais fluviais e lacustres entre 118 e 114,5 Ma. Suas rochas são arenitos (fluviais) e folhelhos (lacustres), sendo que localmente, na sub-bacia de Piauí-Camocim, ocorrem leques deltaicos e *red beds* (ZALÁN, 1984). De acordo com BELTRAMI *et al.* (1994), a Formação Mundaú teve sua idade (início—meados do Alagoas) determinada através da bioestratigrafia, com base nos palinomorfos nela encontrados.

Os sistemas deposicionais nessa formação são do tipo continental, tendo sido reconhecida a presença dos sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados e lacustres, nos quais são encontrados registros de turbiditos. Segundo COSTA *et al.* (1990), constitui-se de arenitos de cor cinza-médio, granulação variando de fina a grossa, com intercalações de folhelhos de cor cinza-escuro, que apresentam laminações, matéria orgânica dos tipos I e II e alto valor de carbono orgânico total (COT). Observam-se, em termos estratigráficos, ciclos transgressivos e regressivos, sendo que os primeiros apresentam arranjos com granodecrescência e adelgaçamento ascendentes, enquanto os últimos, arranjos granocrescentes e estratocrescentes. Na Formação Mundaú ocorre também a presença de conglomerados, siltitos e mais raramente diabásios e basaltos.

Com relação aos limites dessa formação, o contato superior corresponde a um marco elétrico denominado de Marco 100 e é parcialmente concordante com a Formação Paracuru; o

contato inferior ainda não foi atingido pelas perfurações de sondagem ali realizadas. A maior espessura já amostrada por poços é de 1.800 m, mas estima-se que possa atingir 4.000 m com base em dados obtidos de métodos sísmicos. A Formação Mundaú pode ser correlacionada com a Formação Pescada, da bacia Potiguar, e com as Formações Coqueiro Seco, Ponta Verde e parte da Formação Maceió, da bacia de Alagoas.

A Formação Paracuru, também sugerida por COSTA *et al.* (1990), foi datada por análises bioestratigráficas baseadas em palinomorfos, ostracodes, dinoflagelados e foraminíferos. Esta formação data do final do Alagoas; com relação aos sistemas deposicionais, esta unidade litoestratigráfica apresenta transição de um ambiente continental e deltaico para sabkha marginal e marinho franco.

São distinguidos três intervalos litológicos nessa formação. O inferior apresenta arenitos com granulação variável, onde são visíveis laminação sigmoidal e ondulações cavalgantes, além de camadas de folhelhos cinzentos bioturbados. O pacote intermediário, correspondente ao Membro Trairi, contém calcilutitos e folhelhos carbonosos com ostracodes.

Ainda nesse intervalo, há a presença localizada de halita que, curiosamente, trata-se da única ocorrência desta na margem equatorial (NETO *et al.*, 2003). O pacote superior apresenta folhelho siltico cinzento, intercalado raramente com calcilutito e arenito fino. O contato inferior com a Formação Mundaú já foi descrito, enquanto o contato superior com a Formação Ubarana apresenta discordância regional (BELTRAMI *et al.*, 1994).

A Formação Alagamar na bacia Potiguar é bem correlacionada com a Formação Paracuru. Encontram-se correspondências entre o pacote deltaico mais antigo desta última e o Membro Upanema da primeira; o Membro Trairi é relacionado com as camadas Ponta do Tubarão, enquanto o intervalo litoestratigráfico mais recente corresponde ao Membro Galinhos no Rio Grande do Norte.



A Formação Ubarana foi definida por MAYER (1974) para a bacia Potiguar, a partir de dados de subsuperfície, que a denominou com base no campo petrolífero de mesmo nome. Na bacia do Ceará, a Formação Ubarana apresenta duas seqüências diferentes: uma associada a ciclo transgressivo marinho profundo, denominada Membro Uruburetama por BELTRAMI *et al.* (1994), e outra associada a ciclo regressivo, chamada de Membro Itapagé pelos mesmos autores. As análises bioestratigráficas forneceram a idade Albiano—início do Campaniano para o Membro Uruburetama, baseando-se em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos, enquanto que o Membro Itapagé foi datado entre o fim do Campaniano e o Holoceno.

A Formação Ubarana está relacionada a ambiente marinho, de nerítico a abissal. Referente à constituição, o Membro Uruburetama apresenta folhelho cinza-esverdeado, calcífero e siltito argiloso cinzento, chegando a 400 m de espessura. O Membro Itapagé chega a 1400 m de espessura, com a presença de siltito, folhelho e marga cinzentos, calcilutito creme e muitos turbiditos com arenitos de granulação fina a grossa. Várias discordâncias internas da formação determinam períodos de rebaixamento relativo do nível do mar. O contato superior ocorre com as formações Guamaré e Tibau. Pode-se correlacionar a Formação Ubarana com as formações Travosas (bacia de Barreirinhas), Calumbi (bacia Alagoas-Sergipe) e Urucutuca (Bahia e Espírito Santo), segundo BELTRAMI *et al.* (1994).

As formações Guamaré e Tibau foram depositadas em um paleoambiente nerítico, ao mesmo tempo que os sedimentos pelágicos da Formação Ubarana. Essas formações são constituídas de calcários e siliciclastos de alta energia. Inicialmente definidas para a bacia Potiguar por SOUZA (1982), foram identificadas posteriormente na bacia do Ceará (BELTRAMI, 1985).

Na sub-bacia de Mundaú ocorre a presença de intrusões de diabásio e extrusões basálticas. Esses corpos foram associados à Formação Macau, definida por MAYER (1974) para a bacia Potiguar. Essas rochas ígneas foram datadas como originadas no período meados do Eoceno--fim do Oligoceno, portanto mais recentes que o vulcanismo Abrolhos (bacia do Espírito Santo). Em águas profundas, encontram-se *guyots*, particularmente no sopé continental, cortando ou intercalando-se na seqüência sedimentar, tendo sido posicionados em pulsos sucessivos (BELTRAMI *et al.*, 1994), a partir do fim do Cretáceo, até o Mioceno (NETO *et al.*, 2003). Nas seções sísmicas foram constatadas terminações de estruturas em *onlap* nos sedimentos, os quais são intercalados com apófises de basalto, que recobrem as paredes laterais dos *guyots*.



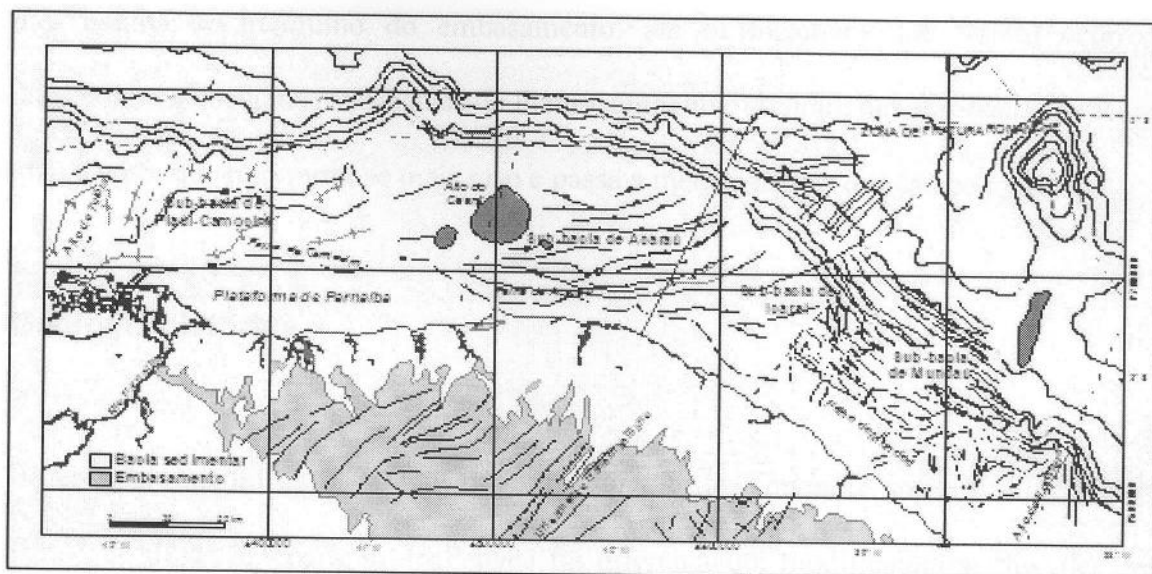


Figura 11 *Arcabouço estrutural e localização da bacia do Ceará (extraído de NETO et al., 2003).*

Na sub-bacia de Mundaú são observadas ausências de variações laterais no preenchimento sedimentar e de espessas cunhas de conglomerados na borda do rifte, mudanças significativas no estilo e geometria da falha de borda, adelgaçamento dos pacotes sedimentares em direção à falha de borda e a presença de incursões marinhas precoces. Segundo NETO *et al.* (2003) temos um rifte “não-convencional” o qual mudou o padrão de simples deformação distensiva para transpressiva e/ou transtrativa. Os falhamentos tem direção preferencial NW--SE. A transcorrência aparece nos lineamentos de direção NE--SW.

Existem grandes evidências, nas sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú e Icarai, de movimentação dextrógira da placa Sulamericana. Este tipo de movimentação causa a formação de falhas transcorrentes e inversas, dobras, inversão de depocentros, grandes hiatos no registro sedimentar e estruturas em flor, positivas e negativas. Nestas sub-bacias as falhas tem direção E--W e NE--SW.

O alto de Fortaleza que delimita a bacia do Ceará a leste tem origem ígnea intrusiva entre o Cretáceo Superior e Terciário Inferior (MIURA & BARBOSA, 1972). Existem dois

diferentes estilos de mergulho do embasamento: até o lineamento de Sobral ocorrem mergulhos contra a costa, nas sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú; nas sub-bacias de Icarai e Mundaú o embasamento torna-se mais raso e passa a mergulhar em direção ao mar.

### 3.4 Geologia histórica

O desenvolvimento da bacia tem origem no início do Aptiano e sofre a influência do tectonismo que desde a separação do Pangea foi diferenciado, modificando as direções dos esforços e alterando os ambientes de sedimentação.

A sedimentação pode então ser dividida em partes distintas: Rifte, Transicional e Drifte. Existe uma discussão quanto à existência da Fase Pré-Rifte, a qual não foi amostrada em nenhuma sondagem. Segundo as analogias com a contraparte da bacia do Ceará, a bacia de Kheta em Ghana, acredita-se que a Fase Pré-Rifte também exista na bacia do Ceará.

### 3.4.1 Fase Rifte

A Fase Rifte é formada pelo estiramento crustal, a qual pode ser observada também em outras bacias da margem equatorial brasileira. A separação entre os continentes África e América do Sul teve origem no início do Cretáceo.

Durante a Fase Rifte foram depositados os sedimentos continentais da Formação Mundaú. São sedimentos de origem fluvial e lacustre de idade aptiana. COSTA *et al.* (1990) associam esses sedimentos a um sistema fluvial meandrante a anastomosado e folhelhos lacustres. O topo desta sequência é um marco elétrico bem claro, chamado de Marco 100. No mesmo período, na sub-bacia de Piauí-Camocim, ocorreram depósitos de leques deltaicos e *red-beds* (ZALÁN, 1984).

### 3.4.2 Fase Transicional

Acima do Marco 100 tem-se a deposição da segunda fase, a Fase Transicional, quando o mar começa a entrar na bacia, originando a Formação Paracuru. Os ambientes deposicionais que se sucederam foram fluvial, deltaico e lacustre.

Durante essa fase de evolução da bacia formaram-se os arenitos Xaréu e Atum, os quais são reservatórios nos campos de mesmo nome localizados na sub-bacia de Mundaú. Nesta fase se depositaram as Camadas Trairi e são observadas ocorrências locais de evaporitos.

### 3.4.3 Fase Drifte

No Albiano, a sedimentação da bacia torna-se marinha com a deposição de calcários da Formação Ponta do Mel e folhelhos da Formação Ubarana. Como já havia sido mencionado, os esforços não foram apenas distensivos, a separação dos continentes africano e sulamericano levou a um movimento transcorrente do Albiano até o início do Cenomaniano. Assim foram criados diferentes cenários de tensões nas sub-bacias do Ceará.

Durante este período o esforço distensivo na sub-bacia de Mundaú tornou-se predominantemente transtensivo e na sub-bacia de Icarai foi principalmente transpressivo. Surgem as falhas de empurrão e dobras ocorrendo a erosão de sedimentos pelo soerguimento de áreas dobradas. Surgem dobras nas sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú, como o alto do Ceará, mostrando assim que a deposição subsequente seria afetada.

Podemos perceber, pela observação das colunas estratigráficas das sub-bacias, que a diferenciação ocorre devido à transcorrência, já que a evolução das três sub-bacias era muito próxima. No final do Santoniano, termina o ciclo transgressivo e a queda do nível do mar acaba por deixar expostos os sedimentos em algumas áreas da sub-bacia de Mundaú. A regressão teve início no Campaniano-Maestrichtiano com a deposição dos folhelhos e arenitos turbidíticos da Formação Ubarana. No Terciário, além da Formação Ubarana, são depositados os calcários da Formação Guamaré e os arenitos da Formação Tibau lateralmente (ver Figura 12).

As duas últimas formações são os basaltos da Formação Macau e os clásticos da Formação Barreiras, sendo que este último foi depositado apenas nas partes mais proximais da bacia e em maior parte diretamente sobre o embasamento.





Figura 12 Seção geológica da sub-bacia do Mundaú – bacia do Ceará (extraído de ANP, 2000).

### 3.5 Geologia do petróleo

O petróleo na bacia do Ceará é explorado na sub-bacia de Mundaú, sendo que ocorrem acumulações de hidrocarbonetos em todas as fases de evolução da bacia. Os diversos sistemas petrolíferos existentes foram divididos de acordo com o estilo da armadilha: em turbiditos, estruturais e combinado (estrutural – estratigráfico).

#### 3.5.1 Turbiditos

Este estilo de armadilha para o óleo é estratigráfico, onde corpos de turbiditos estão intercalados em folhelhos da Formação Ubarana nos ciclos transgressivos e regressivos. O sistema petrolífero é o Paracuru-Ubarana e a migração do óleo se deu por meio de falhas normais.



Os reservatórios turbidíticos neste sistema têm porosidades maiores que 20% enquanto que a permeabilidade varia entre 50 e 900 mD. Os campos que são formados neste estilo são: Espada, Atum e Xaréu.

### 3.5.2 Estruturais

O estilo destas armadilhas é exclusivamente estrutural (COSTA *et al.*, 1990) e elas estão associadas às fases rifte e transicional. Os padrões de deformação, e portanto as estruturas encontradas na região, são rotacionais, transpressivos ou transtensivos.

No padrão rotacional, a estrutura ocorre devido à descida de blocos (produzindo um *roll-over*), ou mergulho das camadas do bloco de baixo de encontro à falha, ou ainda pela rotação do bloco, criada durante a fase rifte (esforços extensionais). Nesta situação a falha comporta-se como selante.

A geração do petróleo se dá nas próprias formações da bacia e a migração ocorreu diretamente do gerador para os reservatórios através das falhas, as quais foram dutos apenas durante a ação do tectonismo e aumento significativo da pressão de soterramento atuando nas rochas geradoras.

Devido ao basculamento dos blocos, os arenitos fluviais ou deltaicos das formações Paracuru e Mundaú ou calcários da Formação Paracuru são os reservatórios, os quais são capeados pelos folhelhos das formações Paracuru e Mundaú.

Este tipo de sistema petrolífero tem porosidades maiores que 20% e permeabilidades variando entre 40 e 500 mD. Um exemplo deste estilo é o campo de Xaréu, além dos poços 1-CES-74, 1-CES-41, 1-CES-35B (COSTA *et al.*, 1990).

No padrão transpressivo, a mudança da direção dos esforços tectônicos durante o Albiano e o início do Cenomaniano muda o padrão dos esforços atuantes na bacia, passando

de divergente para compressivo. Esse padrão pode ocorrer associado a estruturas em flor, dobras *en echelón* ou junto à borda da bacia.

Neste tipo de sistema petrolífero o hidrocarboneto migrou por falhas, a partir das formações, e foi aprisionado em arenitos fluviais e deltaicos capeado por folhelhos da formações Mundaú e Paracuru. Um exemplo deste caso é a acumulação de gás no poço 1-CES-97.

No padrão transtensivo, um esforço diferente do distensivo atua na sub-bacia. Há um padrão de falhas agora sendo que agora temos blocos altos limitadas por falhas normais de rejeito e mergulhos divergentes. O sistema petrolífero formado é Mundaú-Mundaú, Mundaú-Paracuru, Paracuru-Paracuru ou ainda Paracurú-Mundaú.

A migração do óleo aconteceu por meio das falhas diretamente das geradoras para os reservatórios sendo que a capa dos reservatórios é composta de folhelhos. As porosidades são maiores que 15% e permeabilidades variando entre 10 e 200 mD. Exemplos: poços 1-CES-33A e 1-CES-66.

## 4 MÉTODO SÍSMICO

### 4.1 Introdução

O método sísmico é a técnica geofísica mais utilizada no mundo para a exploração de petróleo. Este método é largamente utilizado na indústria petrolífera, tanto para a busca por novos reservatórios com acumulações de hidrocarbonetos, como também para a caracterização de um reservatório já descoberto ou o monitoramento de um campo de óleo durante a sua exploração.

O princípio físico usado neste método é a propagação de ondas sísmicas, sua reflexão em camadas da subsuperfície e a captação dessas ondas refletidas através de geofones e hidrofones, para obter a forma e a posição dos objetos refletores, a partir do estudo da trajetória de propagação das ondas.

Basicamente, há dois modos de utilizar a sismica no estudo de subsuperfície, a sismica de refração e a de reflexão. A primeira utiliza ondas refratadas que viajam paralelas à interface entre duas camadas durante boa parte do percurso. A segunda utiliza propagação em subsuperfície até um refletor (também chamado de horizonte), onde a reflexão forçará o retorno da onda para a superfície. A Figura 13 ilustra o caminho dos dois tipos de onda: o traço azul representa a onda incidente, gerada na fonte, que é refletida na interface entre duas camadas (traços verdes), ou refratada, podendo continuar a aprofundar-se na camada inferior, ou propagar-se horizontalmente até um ponto de retorno para a camada superior (traços vermelhos). Em ambos os casos são utilizados fontes de ondas sísmicas controladas pelos

geofísicos; em terra os explosivos são de uso comum, enquanto que no mar é mais comum a utilização de canhões de ar (*airguns*), que geram as ondas na água.

O objetivo do método sísmico é obter informações sobre a estrutura rochosa de subsuperfície, tais como profundidade e mergulho dos refletores, velocidade das rochas ou a presença de fluidos. Para obter essas informações é necessário registrar o tempo de propagação das ondas entre a fonte e o receptor, quando tiver ocorrido reflexão em objeto rochoso enterrado no solo. Além disso, é preciso analisar as propriedades características da onda: amplitude, fase e frequência.

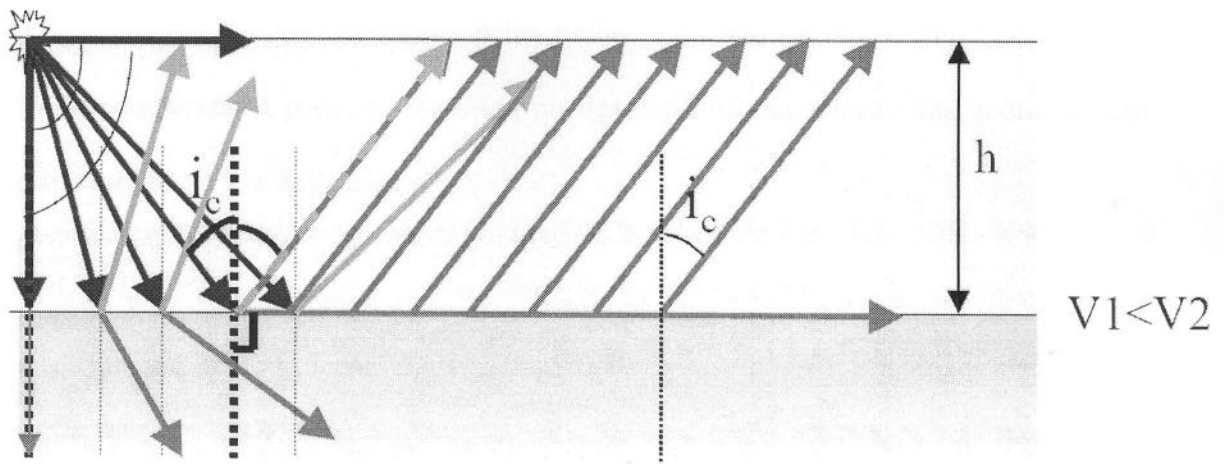


Figura 13 Ilustração de ondas sísmicas refletidas (cor verde) e refratadas (cor vermelha). A camada superior tem velocidade menor que a inferior. Extraído de DOURADO, 2007.

## 4.2 Aquisição sísmica

A aquisição de dados no método sísmico é dividida em dois tipos, terrestre e marítima. Na aquisição sísmica terrestre cobre-se uma área de terreno com um conjunto de linhas de fontes geradoras e receptores (geofones) de ondas sísmicas. As fontes geradoras podem ser

explosivos, que geram sinal intenso e curto, muito semelhante a um pico (*spike*), que seria o sinal ideal para este método, embora o sinal gerado, conhecido como assinatura da fonte, não seja conhecido em detalhe, o que prejudica o processamento posterior dos dados. Outra fonte utilizada no caso terrestre é o vibroseis, um aparelho vibrador acoplado a um caminhão (Figura 14). Este equipamento permite controlar a assinatura da fonte e o intervalo de frequências do sinal. A desvantagem deste equipamento é a sua aplicação em áreas de difícil acesso. Os geofones são dispositivos contendo magnetos e bobinas elétricas em um arranjo que induz correntes elétricas quando o geofone vibra com as ondas sísmicas (Figura 15). Atualmente, há um tipo de detector mais sofisticado, chamado de acelerômetro, pois mede a aceleração nos movimentos provocados pelas ondas sísmicas, porém, o alto custo de tais dispositivos, comparado à pequena melhoria no desempenho em relação aos geofones, não permitiu sua utilização em larga escala.

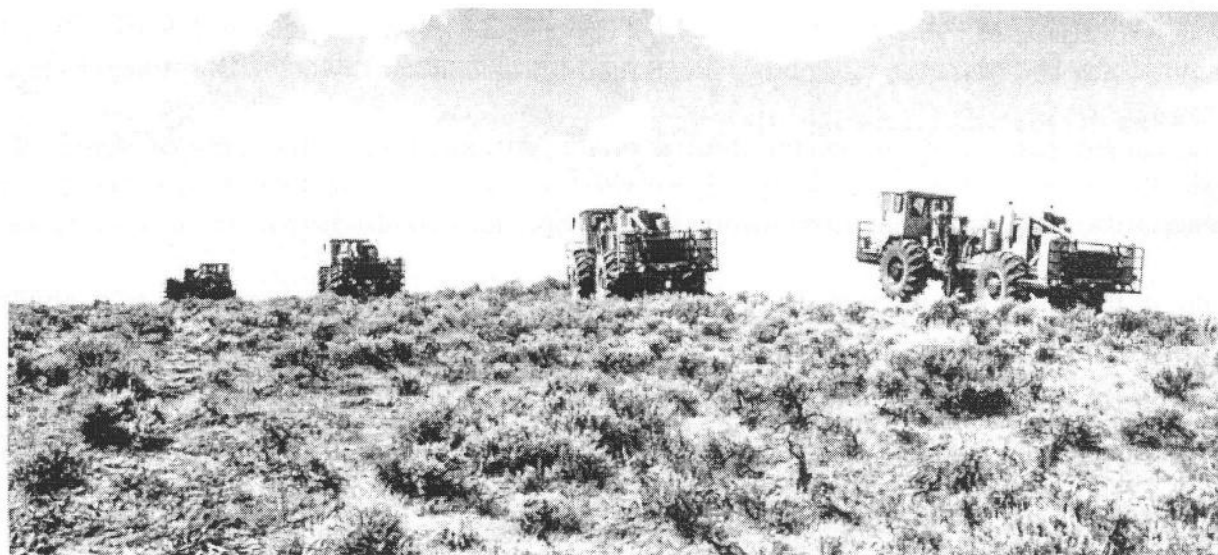


Figura 14 *Quatro caminhões com vibroseis (Western Geophysical). Extraído de AHERN (2006).*

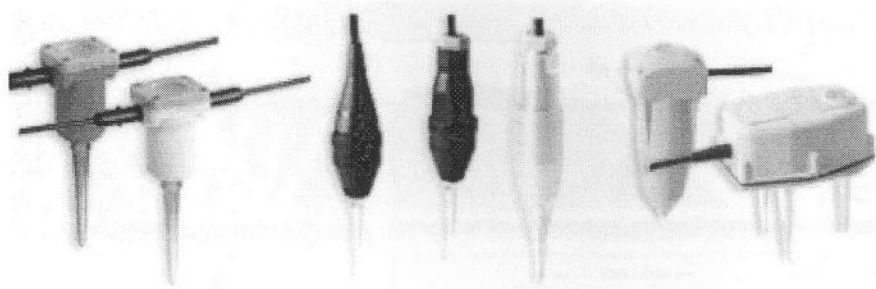


Figura 15 *Diferentes geofones disponíveis para aquisição terrestre. Extraído de GIFFORD (2005).*

Na aquisição sísmica marítima, um barco, especialmente fabricado para esta atividade, arrasta o conjunto de *airguns* e os receptores sensíveis à pressão, denominados como hidrofones, distribuídos através de várias linhas paralelas à direção de percurso (é possível também usar um navio exclusivamente para os *airguns* e outro para os hidrofones). A necessidade de precisão nos resultados fez com que dispositivos medidores da posição global (por meio do uso de GPS – *Global Positioning System*) sejam instalados nas linhas de hidrofones e que aletas direcionadoras corrijam a posição dos cabos, distorcida por correntes marinhas, e controlem a profundidade. Tanto a fonte quanto os hidrofones permanecem submersos durante a operação de aquisição (é usual utilizar profundidade de seis metros para a fonte e dez metros para os hidrofones). Um hidrofone específico para obter a onda proveniente diretamente da fonte pode ser utilizado para obter informações sobre a assinatura da fonte. A aquisição é realizada com o navio em movimento, a baixa velocidade para evitar que os cabos se curvem, e a operação ocorre ininterruptamente, vinte quatro horas por dia, para reduzir os custos. A Figura 16 ilustra o processo de aquisição marítima com o uso do navio e *streamers*.

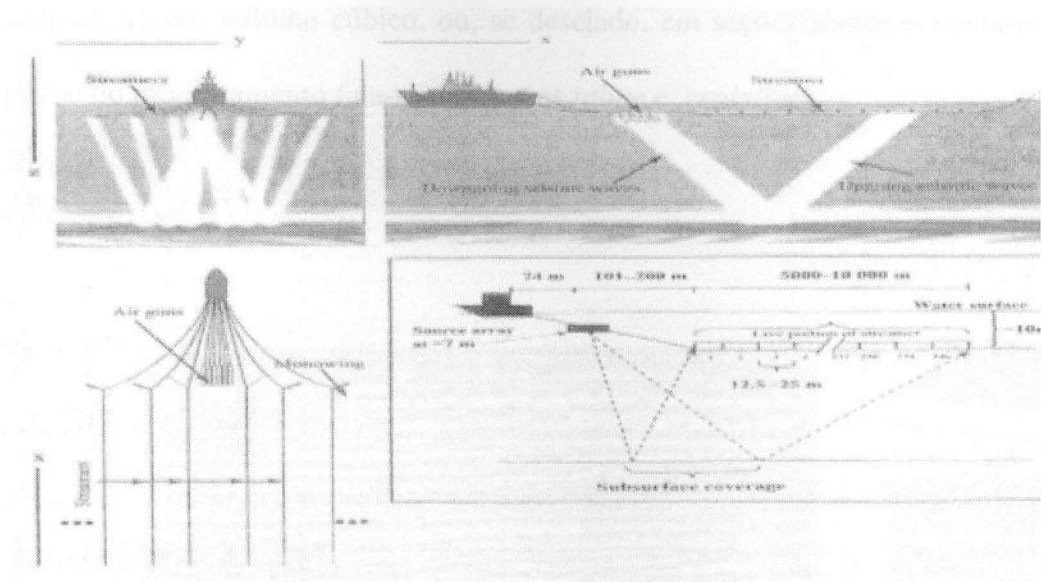


Figura 16 Representação de aquisição marítima com navio e streamers (AMUNDSEN & IKELLE, 2005). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

Durante a aquisição é possível realizar um pré-processamento dos dados para eliminar alguns ruídos ou corrigir a posição dos geofones usando informação sobre a zona de intemperismo, também chamada de zona de baixa velocidade. Na aquisição é registrada a geometria de aquisição dos dados, que é essencial para que o processamento posterior seja feito de forma correta.

### 4.3 Processamento sísmico

Há dois tipos de processamento realizados na indústria do petróleo, o processamento em duas direções (2D) e o tridimensional (3D), que estão ilustrados na Figura 17. Enquanto o primeiro fornece seções sísmicas planares (isto é, em duas dimensões que são usualmente o tempo duplo de percurso e a distância horizontal) separadas por uma distância que depende da geometria de aquisição, o método 3D fornece um cubo sísmico, onde é possível visualizar a



sísmica em um volume cúbico, ou, se desejado, em seções sísmicas planares discretas ( no jargão do processamento fala-se nas seções *inline* e *crossline*).

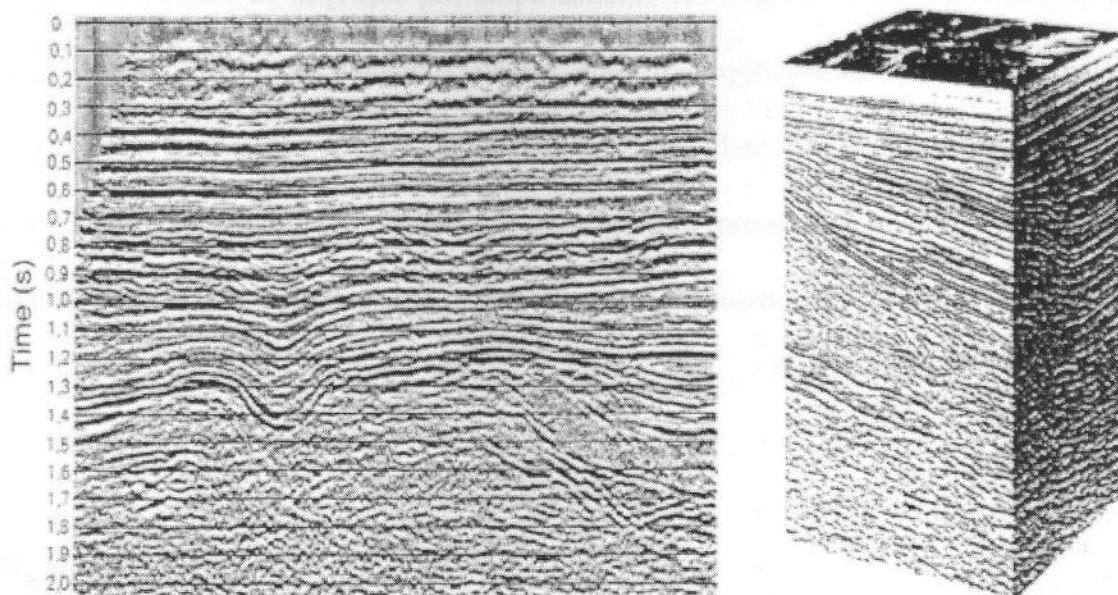


Figura 17 Seções sísmicas de processamento 2D (à direita) e 3D (à esquerda). Extraído de COPPENS et al. (1999), imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

Nesta monografia, abordar-se-á o processamento 2D, embora a tendência da indústria do petróleo seja utilizar cada vez mais o processamento em 3D, apesar deste ter um custo operacional e de processamento maior que no caso em duas dimensões.

#### 4.3.1 Processamento em 2D

Os dados obtidos na aquisição estão na forma binária (digital) e podem ser agrupados em diferentes conjuntos, de acordo com o objetivo do processamento. A forma mais utilizada



no processamento é o CMP (*common-midpoint*), enquanto que na aquisição utiliza-se o agrupamento por tiro comum. O agrupamento por CMP consiste em selecionar os dados que possuem o mesmo ponto médio (ponto eqüidistante da fonte e do receptor) e uní-los em conjuntos (*gathers*), como ilustrado na Figura 18. O processamento utilizará esses conjuntos em um processo chamado de migração pós-empilhamento em tempo, caso o procedimento de migração, a ser explicado mais adiante, ocorra após o empilhamento (soma dos traços corrigidos) gerando uma seção sísmica como produto final. Mas, se o processo de migração ocorrer antes do empilhamento, fala-se em migração pré-empilhamento em tempo (procedimento mais caro e demorado que o primeiro, porém considerado melhor).

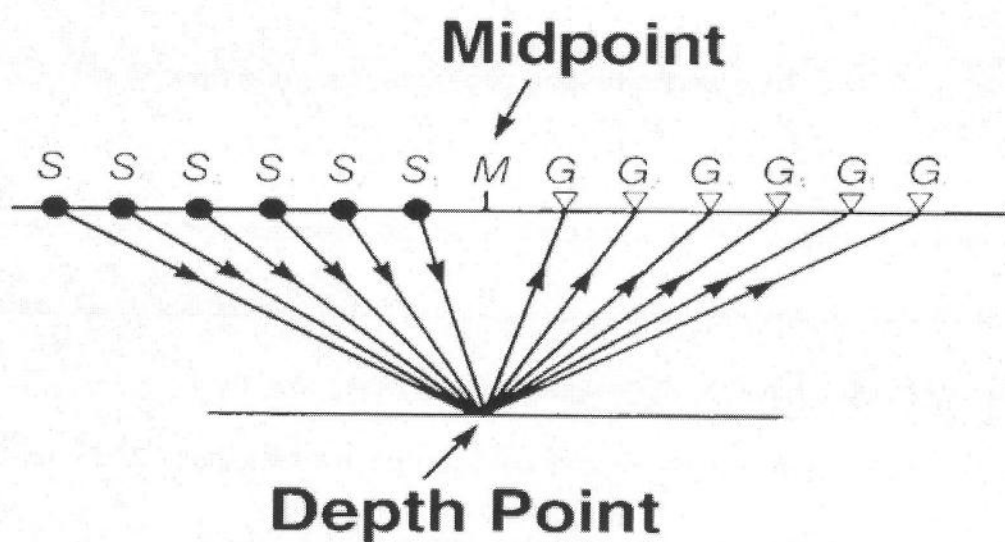


Figura 18 Exemplo de técnica de CMP (YILMAZ, 2001). Cedido por Álvaro L. de O. Gomes.

A sequência básica para o processamento sísmico de migração pós-empilhamento envolve pré-processamento, deconvolução, agrupamento em CMP, análise de velocidades, correções de NMO (*normal-moveout*), atenuação de múltiplas, correção de DMO (*dip-moveout*), empilhamento de CMP, processamento pós-empilhamento, migração e processos

finais. Para a migração pré-empilhamento em tempo (PSTM), o processo acima é modificado após a atenuação de múltiplas, sem o uso da correção de DMO, porque a migração já realizará essa correção. Outra modificação ocorre em relação ao pré-processamento que, no caso da migração pós-empilhamento, inclui correção de divergência esférica, mas a migração pré-empilhamento corrige este efeito, por isso, neste procedimento, não se aplica a correção de divergência esférica no pré-processamento; o passo seguinte após a migração no PSTM é o empilhamento e processos finais para obter a seção sísmica resultante.

Tendo em vista essas diferenças entre os dois processos, esta monografia apresentará uma discussão mais detalhada do processo de migração pós-empilhamento em tempo, que é mais antigo e simples.

#### 4.3.2 Processamento com migração pós-empilhamento

No pré-processamento, os dados da aquisição são convertidos para algum formato apropriado, ou preferido, para manipulação e cálculos posteriores. Um formato possível é o SEG-Y, estabelecido pela Society of Exploration Geophysicists, mas há outros, dependendo do programa computacional utilizado no processamento. Ainda nesta etapa, é feito uma edição de traços (cada receptor registra um traço, isto é, o sinal recebido ao longo do tempo naquele receptor) para determinar e eliminar ruídos presentes nos traços. Faz-se também uma correção de divergência esférica, que fisicamente consiste em transformar as ondas sísmicas esféricas em ondas planas, pois o tratamento matemático no processamento leva em consideração a propagação de ondas planas. Por fim, a geometria de aquisição é inserida no cabeçalho de cada traço, para garantir que as coordenadas de fonte e receptores estejam corretas.

A seguir, faz-se a deconvolução dos traços, para transformar a assinatura da fonte em um pico, aumentando a resolução temporal do sinal. Além disso, é possível fazer uma deconvolução preditiva, para eliminar ruídos coerentes que tenham sido adicionados ao traço durante a aquisição. Outro fator que é incluído nesta fase é o cálculo dos fantasmas da fonte e receptores, que são sinais obtidos de ondas que refletiram na superfície do mar antes de atingir os receptores. Com isso, pode-se criar um filtro inverso que incorpore tais efeitos e que seja aplicado aos traços para transformar a assinatura da fonte em um pico (deconvolução determinística). A Figura 19 mostra um comportamento típico de assinatura da fonte em aquisição marítima, enquanto a Figura 20 apresenta a diferença entre as seções sísmicas com e sem a aplicação do processo de deconvolução.

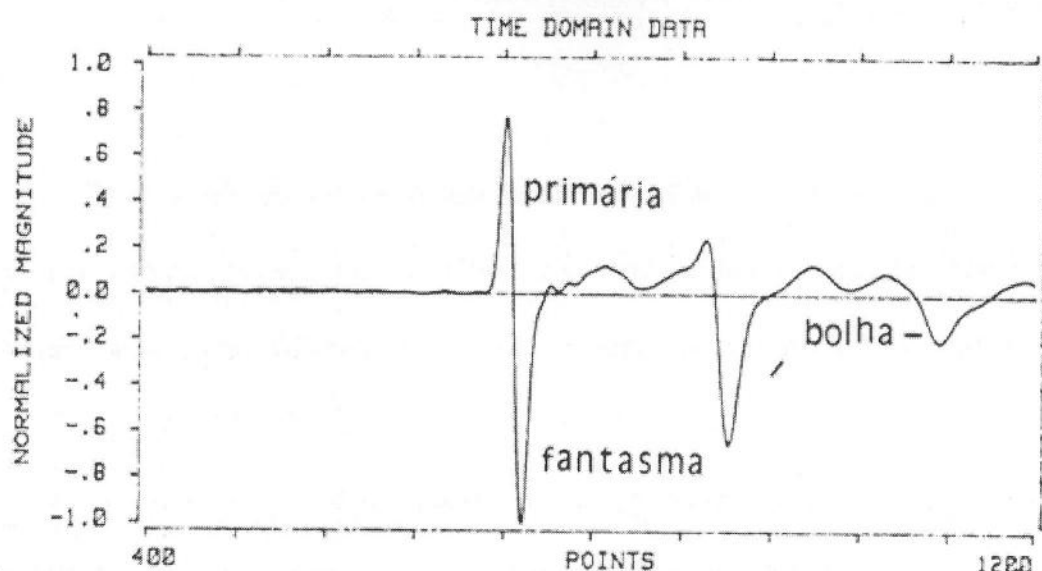


Figura 19 Aquisição marítima com onda primária, fantasma da fonte e efeito de bolha, devido à reverberação da explosão. Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

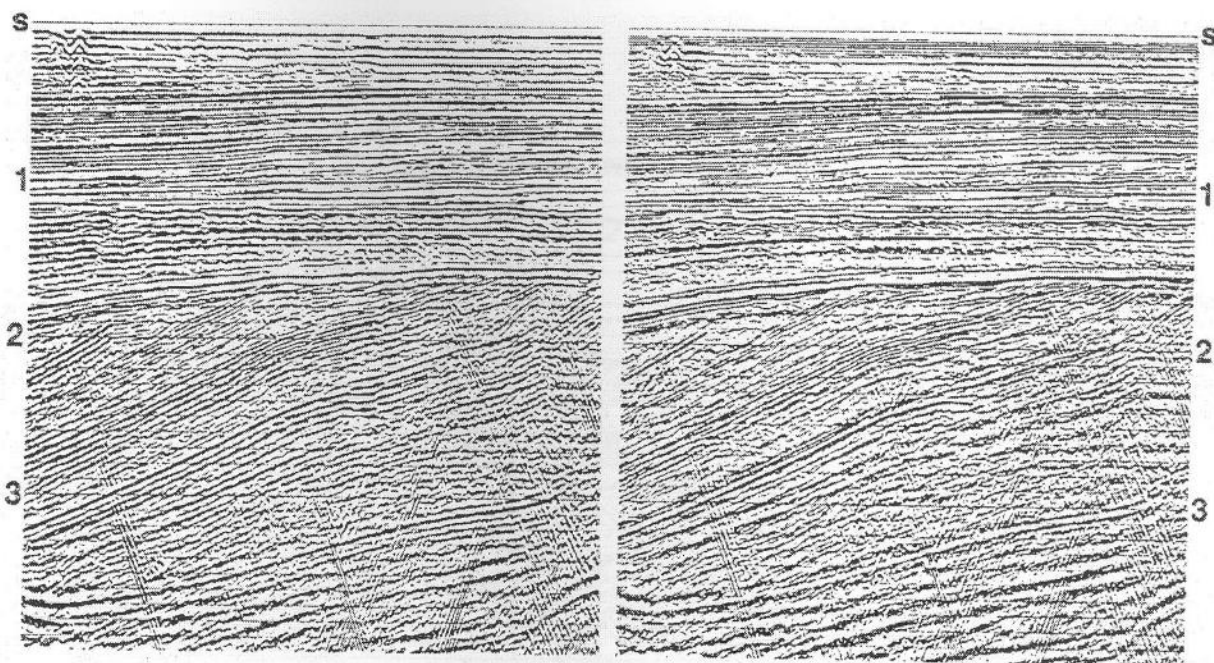


Figura 20 Seções sísmicas empilhadas sem (esquerda) e com (direita) aplicação de processo de deconvolução. A deconvolução aumenta a resolução, mostrando mais detalhes da seção (SHERIFF & GELDART, 1995). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

Os próximos passos são o agrupamento dos traços por CMP, que é a forma largamente utilizada no processamento, e a análise de velocidade de conjuntos de CMP. Para esta análise, o programa computacional faz uma varredura nos valores de velocidade dentro de um intervalo pré-estabelecido, para cada tempo duplo de *offset* zero, e apresenta um mapa de coerência entre as velocidades possíveis e as hipérboles dos traços nos diversos conjuntos de CMP (Figura 21). Em princípio, o valor mais coerente da velocidade, para um determinado tempo duplo, é aquele que horizontaliza a hipérbole com ápice no mesmo tempo. Após a análise de alguns conjuntos de CMP, buscando-se a obtenção de uma função de velocidade em função do tempo duplo para os eventos primários, faz-se uma interpolação para todo o conjunto, de modo a obter um campo de velocidades que é utilizado na próxima etapa, a correção de NMO, e também na migração.

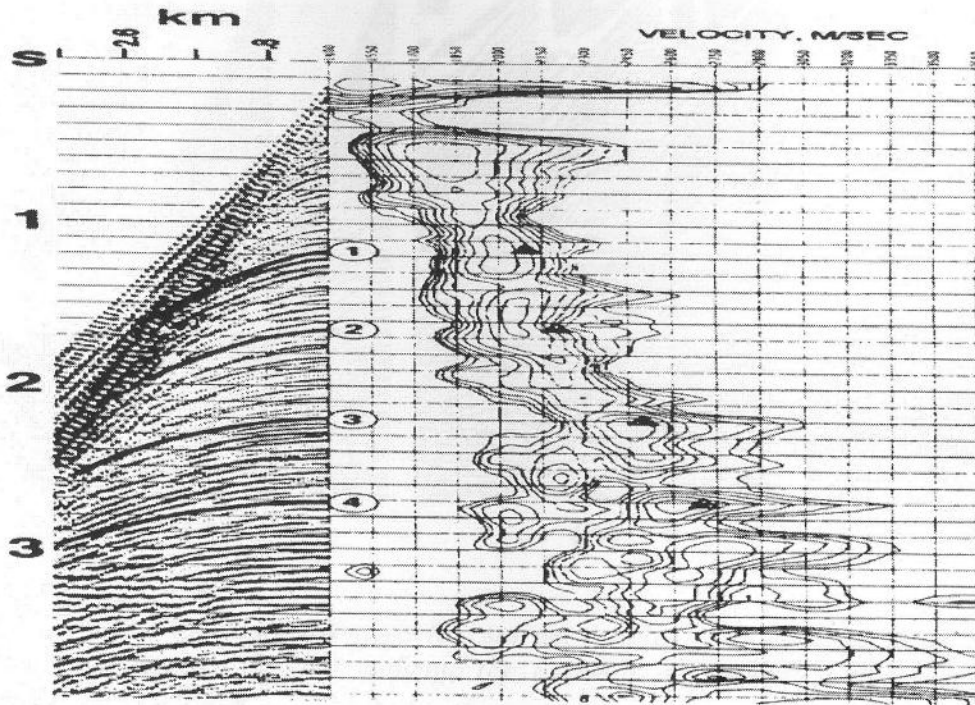


Figura 21 Análise de velocidades para um conjunto de dados, à esquerda, com o uso de mapa de coerência, à direita (YILMAZ, 2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

Na correção de NMO, o campo de velocidades é utilizado para horizontalizar os eventos primários, presentes nos conjuntos de CMP (Figura 22), fazendo uso do fato que a curvatura de um evento de reflexão depende da velocidade da onda nas camadas acima do ponto de reflexão. Com isso, as múltiplas estarão subhorizontalizadas e o sinal proveniente destas será enfraquecido quando for feito o empilhamento, em comparação com as primárias. Nesta etapa, pode-se fazer também um silenciamento (eliminação) de regiões dos traços que sofreram estiramento excessivo após a correção de NMO (manchas em tempos menores na imagem do item (b) da Figura 22). O resultado do silenciamento é mostrado no item (c) da Figura 22.



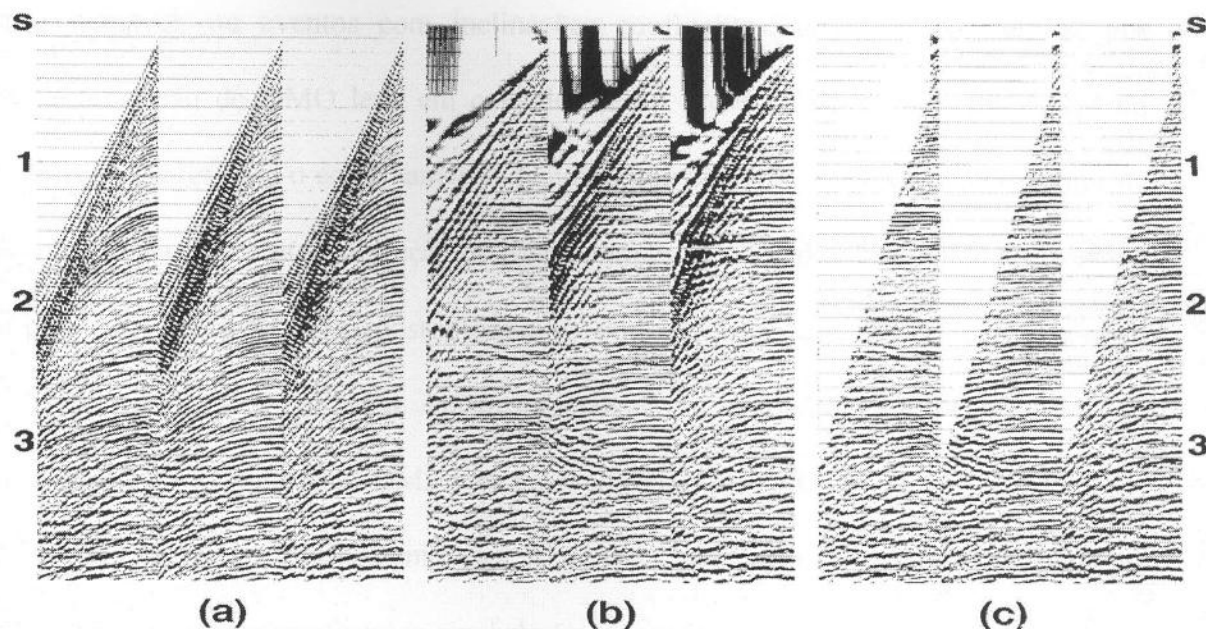


Figura 22 Conjunto de dados sísmicos (a), sofrem a aplicação de correção de NMO (b) e , posteriormente, processo de silenciamento (c). Extraído de YILMAZ (2001), imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

Na atenuação das múltiplas, utiliza-se o conceito descrito no parágrafo anterior, mas a abordagem pode ser mais elaborada. Por exemplo, o campo de velocidades pode ser utilizado para separar primárias e múltiplas em duas regiões no espaço de frequência-momento (FK). Em seguida, um filtro de silenciamento, definido para a região onde se concentram as ondas múltiplas, é aplicado, reduzindo o sinal produzido por estas. Outro procedimento possível é a aplicação de transformada RADON, após a correção de NMO, para modelamento das múltiplas no domínio tempo duplo versus distância de *moveout* e posterior eliminação destas após a transformada inversa. Um terceiro método disponível (e desenvolvido) na PETROBRAS consiste na atenuação das reflexões múltiplas cujas trajetórias se refletem, ao menos uma vez, na superfície livre, isto é, na superfície do mar (CARVALHO, 1992).

A correção de DMO é necessária porque o campo de velocidades obtido anteriormente é útil para eventos relativamente horizontais, mas apresenta problemas para eventos com

inclinação razoável, ou eventos com inclinações conflitantes, como domos de sal, por exemplo. A correção de DMO leva em consideração a presença de eventos inclinados no cálculo de velocidades para o empilhamento de conjuntos de CMP. O procedimento para esta correção inclui primeiramente a correção de NMO com as velocidades de eventos horizontais, seguida pela correção de DMO e, posteriormente, correção inversa de NMO, para que nova análise de velocidades seja realizada. Após esta análise, um novo campo de velocidades será obtido e aplicado aos conjuntos de CMP para nova correção de NMO.

A seguir, faz-se o empilhamento dos conjuntos, que terão os eventos de primárias horizontalizados, o que intensificará o sinal destes, em comparação com o sinal de ruídos e múltiplas ainda presentes. O processamento pós-empilhamento é usado para suprimir reverberações e múltiplas de curto período (alta frequência) através de uma deconvolução, além de eliminação de ruídos de alta e baixa frequências com o uso de um filtro passa-faixas.

A etapa seguinte ao empilhamento é a migração, onde eventos inclinados serão movidos para suas posições verdadeiras e as difrações presentes na seção sísmica serão colapsadas em seus ápices. A Figura 23, item (c), mostra eventos difrativo (D) e inclinado (B). Após o processo de migração, o evento (B) é movido para a posição (A), enquanto o evento (D) colapsa para seu ápice (P). A Figura 24 mostra as modificações que a migração produz na seção sísmica, tanto nos eventos verdadeiros que são reposicionados, como nos eventos indesejáveis (múltiplas, ruídos e difrações fora do plano), que assumem a forma de "sorrisos de migração". A migração feita de modo mais rápido é realizada em tempo, mas ela pressupõe que o campo de velocidades possui pouca ou moderada variação lateral. Caso a variação lateral de velocidades seja forte, a migração em profundidade, mais demorada, deve ser realizada. Esta última exige um cálculo preciso do campo de velocidades, o que demanda grande quantidade de tempo e esforço do geofísico responsável pelo processamento.

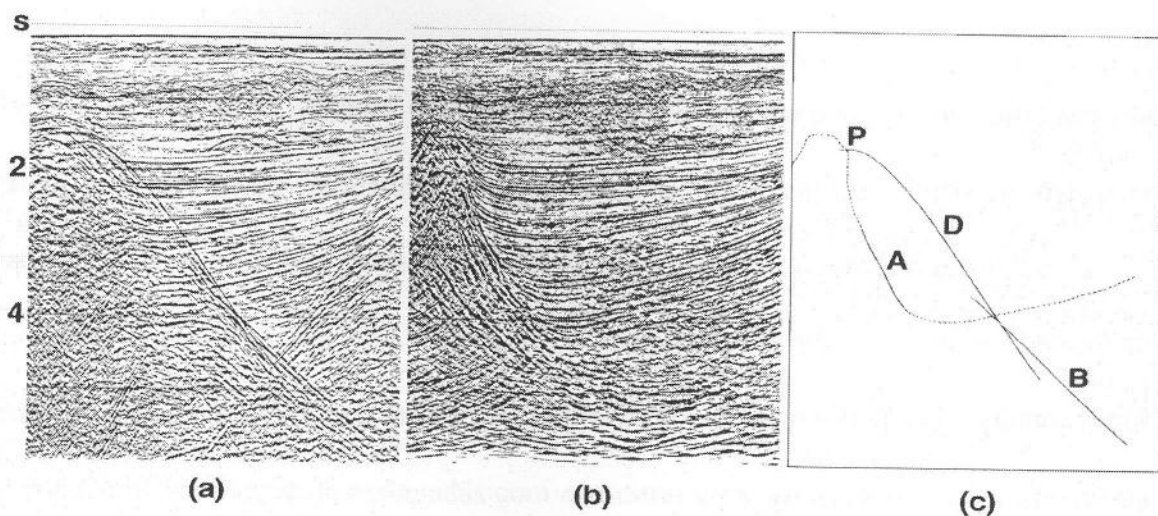


Figura 23 Empilhamento de CMP (a), seguido pelo processo de migração (b), com mudança de posição dos eventos. Item (c) apresenta esboço de eventos pré e pós-migração (explicação no texto). Exemplo de YILMAZ (2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

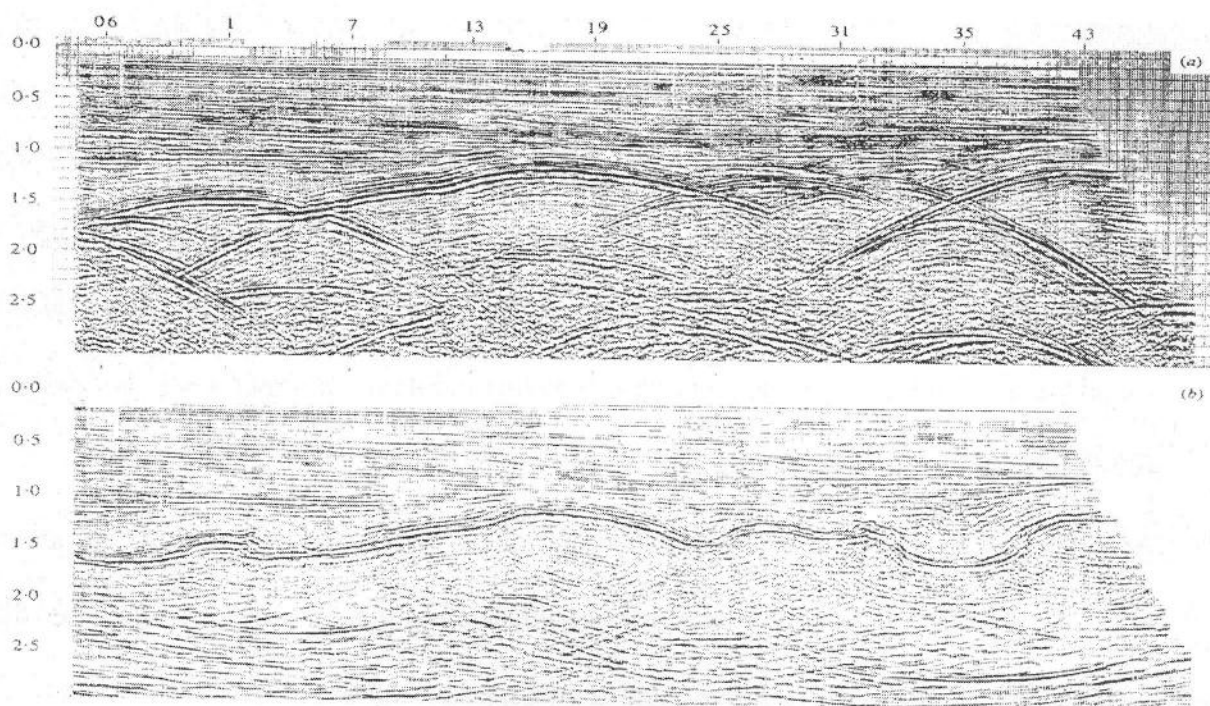


Figura 24 Seção não-migrada (superior) e migrada (inferior). Dados mais profundos são múltiplas, difrações fora do plano e ruídos, que por terem sido migrados como se fossem reflexões primárias, apresentam-se como "sorrisos de migração". Figura de SHERIFF & GELDART (1995), cedida por Álvaro L. de O. Gomes.



Os processos finais podem incluir deconvolução pós-empilhamento, filtragem de frequências e atenuação de ruídos aleatórios, além do silenciamento do fundo do mar, para obter uma seção sísmica mais nítida e apropriada para o processo de interpretação.

Em todo o processo descrito acima, fez-se a hipótese de que os eventos apresentam deslocamento do tipo hiperbólico em tempo duplo (*hyperbolic moveout*). Entretanto, fortes variações laterais de velocidade associadas com estruturas complexas, como domos de sal ou geradas pela halocinese, podem produzir deslocamentos não-hiperbólicos que afetem a seção sísmica resultante. Para resolver esse problema, é necessário a aplicação de migração pré-empilhamento em profundidade, que é mais complexa e demorada (YILMAZ, 2001).

#### 4.4 Interpretação sísmica

A interpretação sísmica tem como objetivo analisar os dados sísmicos para obter uma representação da subsuperfície. Na indústria de petróleo, isso implica em buscar os melhores *plays*, isto é, as regiões mais prováveis de armazenarem quantidades significativas de hidrocarbonetos. Para tanto, o intérprete precisa individualizar os horizontes e as falhas presentes no dado sísmico, buscando determinar as armadilhas que podem ter retido os hidrocarbonetos e as falhas que podem ter levado o óleo desde as camadas geradoras até as armadilhas. Como o método de aquisição sísmica utiliza o tempo entre a geração do sinal e a captação pelo receptor, a profundidade de um *play* só pode ser determinada se for conhecido o campo de velocidades de subsuperfície. Na migração pré-empilhamento em profundidade, a seção sísmica resultante pode mostrar a profundidade dos horizontes, obtida com base em um

campo de velocidades utilizado no processo. Na migração em tempo, o campo de velocidades não é conhecido a priori e o intérprete precisa construir um modelo de velocidades para determinar a profundidade dos eventos. Se o intérprete dispuser apenas de um modelo geológico, ele deverá usá-lo como base, junto com a velocidade esperada para o tipo de rocha presente no modelo geológico. Como alternativa, o intérprete pode usar as velocidades “de empilhamento” (isto é, as velocidades utilizadas para a correção de NMO) como uma aproximação das velocidades reais de propagação das ondas nas rochas. Se houver dados de poços perfurados na região, então o intérprete utilizará os perfis de densidade e sônico, medidos ao longo do comprimento do poço, para obter a impedância acústica e, conseqüentemente, o coeficiente de reflexão (CR) nos diversos pontos de medida no poço. Com esse CR e supondo que o sinal da fonte (*wavelet*) tenha determinada forma, é possível calcular um sismograma sintético ao longo da trajetória do poço, através de uma convolução entre a *wavelet* e o CR. A partir disso, ele deve ajustar o sismograma sintético para que ele coincida com o sismograma real na região do poço (essa operação é conhecida como amarração do sintético). Quando o processo estiver terminado, obter-se-á uma curva de tempo versus profundidade ( $T \times P$ ), pois a profundidade medida nos perfis do poço estará associada ao tempo duplo da seção sísmica. Ao mesmo tempo, o perfil sônico permite o cálculo da velocidade ao longo do poço e, através da tabela ( $T \times P$ ), correlaciona-se essa velocidade ao tempo duplo da sísmica na região do poço. Esse procedimento deve ser feito em vários poços na região coberta pelos dados sísmicos, para que depois seja feita uma interpolação dos valores de velocidade entre os diversos poços, obtendo com isso um modelo de velocidades que permita calcular a profundidade a partir do tempo duplo dos dados sísmicos, mesmo nas regiões onde não há poços. Através desse cálculo, é possível repassar a profundidade estimada de um *play* para a equipe que deverá fazer a perfuração.

Com relação aos *plays*, o intérprete busca não apenas as estruturas que sirvam como armadilhas, mas, também, as anomalias de amplitude que podem estar relacionadas à presença de hidrocarbonetos em uma camada de rocha porosa. Isso porque a presença de óleo (ou gás) em uma rocha afeta a velocidade de propagação da onda longitudinal. Como a amplitude do sinal refletido é proporcional à diferença de impedância entre as camadas adjacentes para o caso de incidência normal (vide apêndice), a variação da impedância devido à presença de hidrocarbonetos em uma das camadas pode produzir uma forte anomalia na amplitude refletida. A Figura 25 apresenta um exemplo de como é uma seção sísmica interpretada. Algumas falhas foram demarcadas, sendo que as lítricas aparecem tanto à esquerda quanto à direita, terminando sobre o sal. A forte anomalia do campo de Marlim (MRL) está destacada, assim como o Marco azul. São apresentadas também as megasequências rifte continental (R), evaporítica transicional (T), carbonática (SC) e marinhas transgressiva (MT) e regressiva (MR). Como parte da interpretação realizada, os autores consideram que a grande falha à direita teria servido como condutora do óleo, gerado na megasequência R, para o campo MRL (BRUHN *et al.*, 2003).

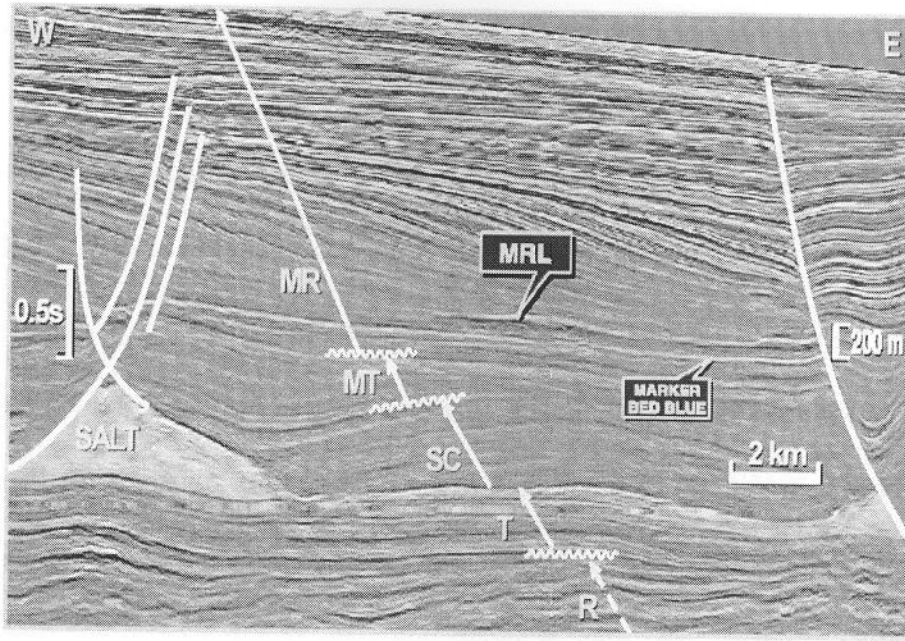


Figura 25 Seção sísmica interpretada, destacando falhas listricas sobre o sal e apontando a localização do Marco azul e do reservatório de Marlim. Demais siglas explicadas no texto. Extraído de BRUHN et al. (2003).

#### 4.5 Sísmica 4D

Como já foi mencionada, a velocidade da onda longitudinal é afetada pela presença de hidrocarboneto na rocha porosa. Além disso, a substituição de óleo por água também gera modificação da velocidade da onda P. Como consequência disso, a sísmica pode mostrar as mudanças ocorridas ao longo do tempo no reservatório enquanto óleo é extraído e água é injetada em seu lugar. A sísmica 4D é o procedimento que busca avaliar as variações ocorridas no reservatório em produção, através da análise das modificações ocorridas nos traços sísmicos em uma aquisição sísmica posterior (denominada de levantamento monitor) à original (que é chamada de levantamento base). Entretanto, para que esse procedimento seja eficiente, é necessário reproduzir os parâmetros da aquisição, isto é, fazer a aquisição nos pontos onde já havia sido feita anteriormente, para garantir que as mudanças ocorridas no sinal sísmico não sejam decorrentes de propagação da onda na subsuperfície por um caminho

diferente do original. Além disso, é preciso fazer o processamento sísmico de modo a excluir ruídos que provoquem modificações nos dados do levantamento monitor, em relação à sísmica do levantamento base, assim como evitar que os processos de correção modifiquem a posição dos eventos sísmicos de modo artificial. Quando os dados da aquisição posterior são mais detalhados, com uma distribuição espacial mais densa, é preciso fazer uma equalização cruzada (*cross equalization*) dos dados para que eles possam ser comparáveis aos dados da sísmica base. Quando todo esse processo é completado, faz-se uma subtração entre os dados do levantamento base e do monitor, para eliminar os sinais que não tenham sido alterados durante o intervalo entre as duas aquisições e, com isso, destacar as diferenças que foram geradas pela mudança nos fluidos do reservatório. A análise dessas diferenças pode revelar caminhos preferenciais dentro do reservatório, isto é, direções em que a permeabilidade seja maior, anisotropias que produzam deslocamentos significativos de fluidos em algumas áreas, ou bloqueios à passagem de água em determinados locais. Além disso, para reservatórios que tenham sofrido forte depleção durante o intervalo de tempo das duas aquisições, é possível que o surgimento de capa de gás seja evidenciado pelas anomalias de amplitude na sísmica 4D e, se houver deformação do reservatório, haverá mudanças nos traços sísmicos que poderiam ser detectadas na diferença entre os dois dados. Em reservatórios onde são utilizados processos térmicos de recuperação, a variação de temperatura pode produzir alterações nos fluidos que afetarão a velocidade das ondas sísmicas e também a densidade dos fluidos, o que modificará as amplitudes de reflexão no levantamento sísmico monitor, provocando anomalias de amplitude no cubo de diferença entre dados base e monitor.

Após a interpretação das causas que resultaram nas anomalias 4D, o modelo geológico do reservatório pode ser atualizado ou corrigido, de modo que falhas selantes não consideradas inicialmente (ou anisotropias), mas com efeitos consideráveis sobre a fluxo dos

fluidos no interior do reservatório, sejam incorporadas ao modelo geológico, que servirá de orientação para o modelo a ser aplicado no simulador de fluxo numérico, que o engenheiro de reservatório utiliza para otimizar a produção do campo.

## 5 ESTUDO DE CASO

### 5.1 Estudo de zona sismicamente anômala e transição crustal na bacia do Ceará

SAUERBRONN (1996) faz um estudo das bacias de Barreirinhas e do Ceará, investigando uma região com anomalias sísmicas (isto é, uma região onde ocorre deterioração da qualidade do sinal sísmico), que ele conclui estar correlacionada à zona de transição entre as crostas continental e oceânica. Esta zona sismicamente anômala possui entre 15 a 20 *km* de largura, entre 260 a 280 *km* de extensão e está localizada ao longo do talude, em perfis sísmicos N—S. Para analisar esta região, que possui comportamento sísmico definido como anômalo pelo autor, foram utilizados onze perfis sísmicos, que tiveram que ser examinados conjuntamente com seis perfis gravimétricos e oito magnéticos. Segundo SAUERBRONN, a área em estudo apresenta três fases tectônicas, o que está de acordo com a descrição da seção 3.4. A primeira refere-se a processos extensivos e subsidência mecânica, com a formação de um bloco abatido, sobre o qual depositou-se a sequência continental. A segunda fase relaciona-se à predominância de movimentos laterais, levando ao surgimento de deformações nas bacias, em um padrão típico de transcorrência dextral. A terceira fase ocorre após o fim do movimento transcorrente e corresponde a uma evolução de margem passiva, com deposição de sequência marinha, em região basculada na direção norte.

A Figura 26 apresenta a região estudada por SAUERBRONN, com os aspectos geológicos mais proeminentes. Esta região abrange predominantemente as sub-bacias de



Piauí- Camocim e Acaraú, e a ilustração destaca a presença dos altos de Tutóia e Ceará, além da transformante do Ceará, associada à falha de Romanche, que são limites já descritos na subseção 3.4 sobre a geologia da bacia do Ceará.

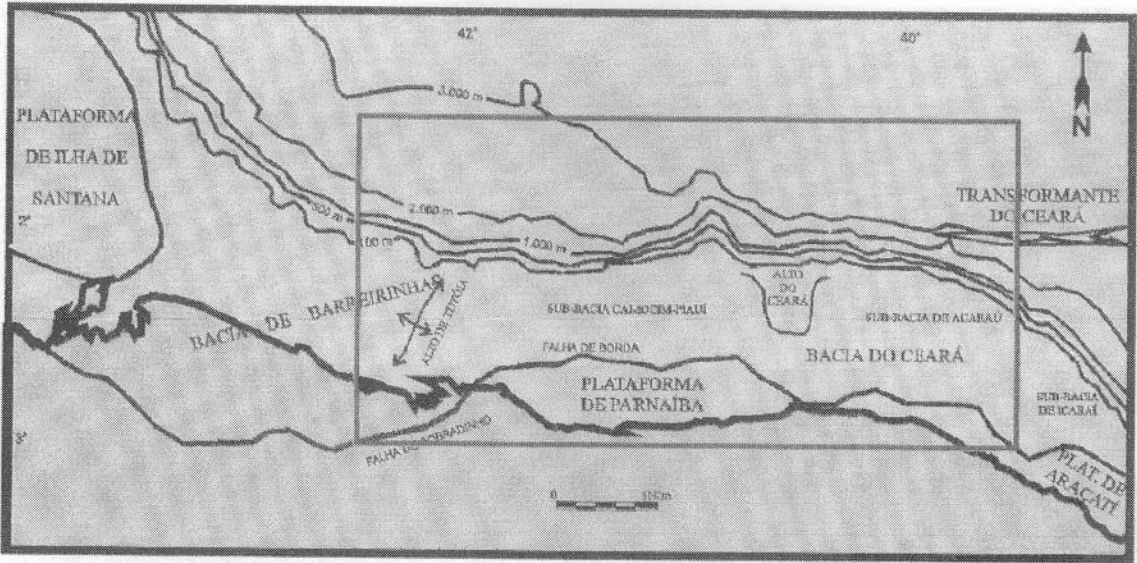


Figura 26 Área de estudo nas bacias do Ceará e Barreirinhas (SAUERBRONN, 1996).

A Figura 27 mostra a localização dos perfis sísmicos na região demarcada pelo retângulo da Figura 26.

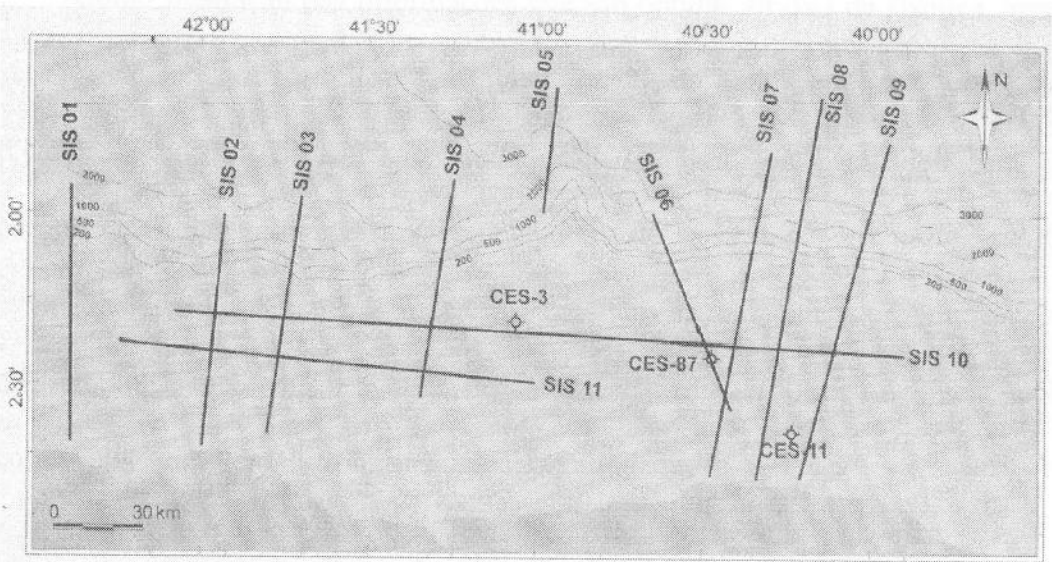


Figura 27 Mapa dos perfis sísmicos (SAUERBRONN, 1996).

A Figura 28 demarca a zona sismicamente anômala, próxima ao talude, com a visualização da cota batimétrica e também da falha de Borda.

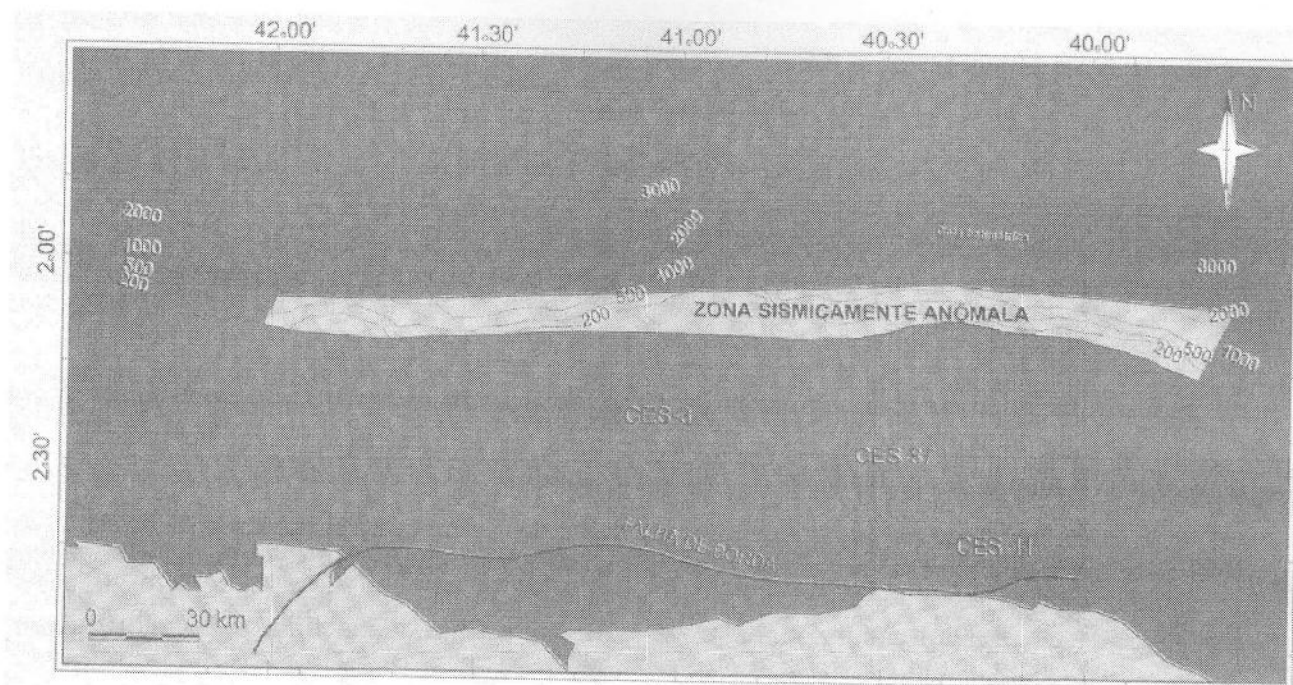


Figura 28 Área de zona sismicamente anômala, mostrando também a cota batimétrica e a falha de borda (SAUERBRONN, 1996).

Como ilustração das informações que são obtidas através da sismica, apresenta-se uma seção sísmica da linha SIS3 na Figura 29. Nesta figura, pode-se visualizar uma falha relacionada ao tectonismo transcorrente da margem equatorial brasileira, mas também há a presença de falhas compressoriais, resultantes do sistema de *restraining-bends* presente na evolução desta margem. Os horizontes são visíveis na região mais próxima da costa, enquanto que na zona mais distal, quase no talude, eles não são distinguíveis, pois esta faixa corresponde ao início da zona sismicamente anômala.

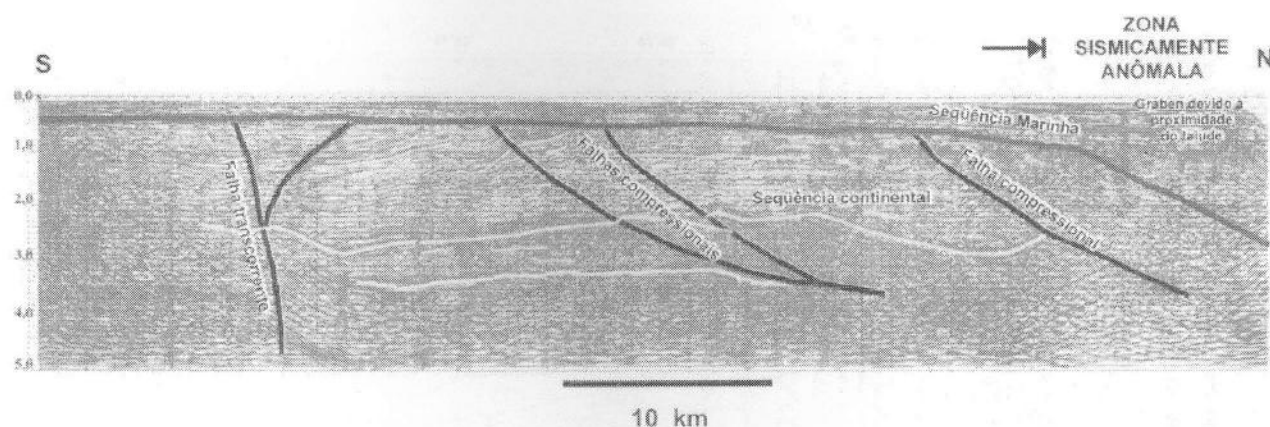


Figura 29 Seção sísmica da linha SIS3, com destaque de horizontes, falhas e fronteira da zona sísmicamente anômala (SAUERBRONN, 1996).

Os perfis sísmicos interpretados (ver Figura 30) permitem o cálculo da profundidade do embasamento, que leva ao mapa mostrado na Figura 31. Nesta figura também é delineada a falha de Borda, que está presente na seção sísmica da Figura 32, onde são apresentadas falhas transcorrentes e as seqüências continental e marinha, além do embasamento.

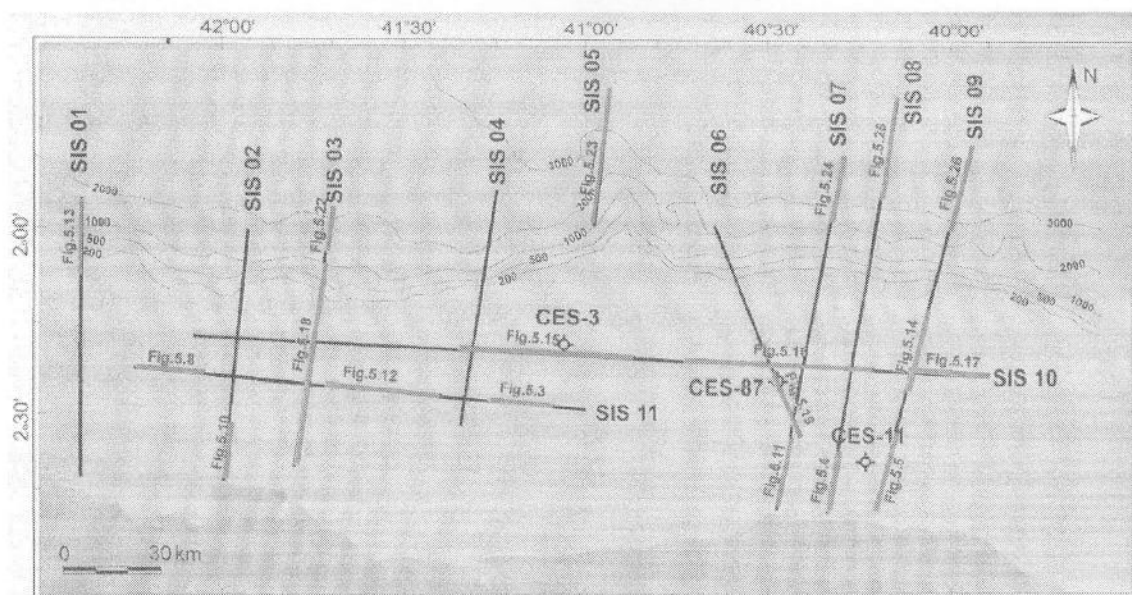


Figura 30 Linhas sísmicas e delimitação de perfis analisados em figuras da dissertação de SAUERBRONN (1996).



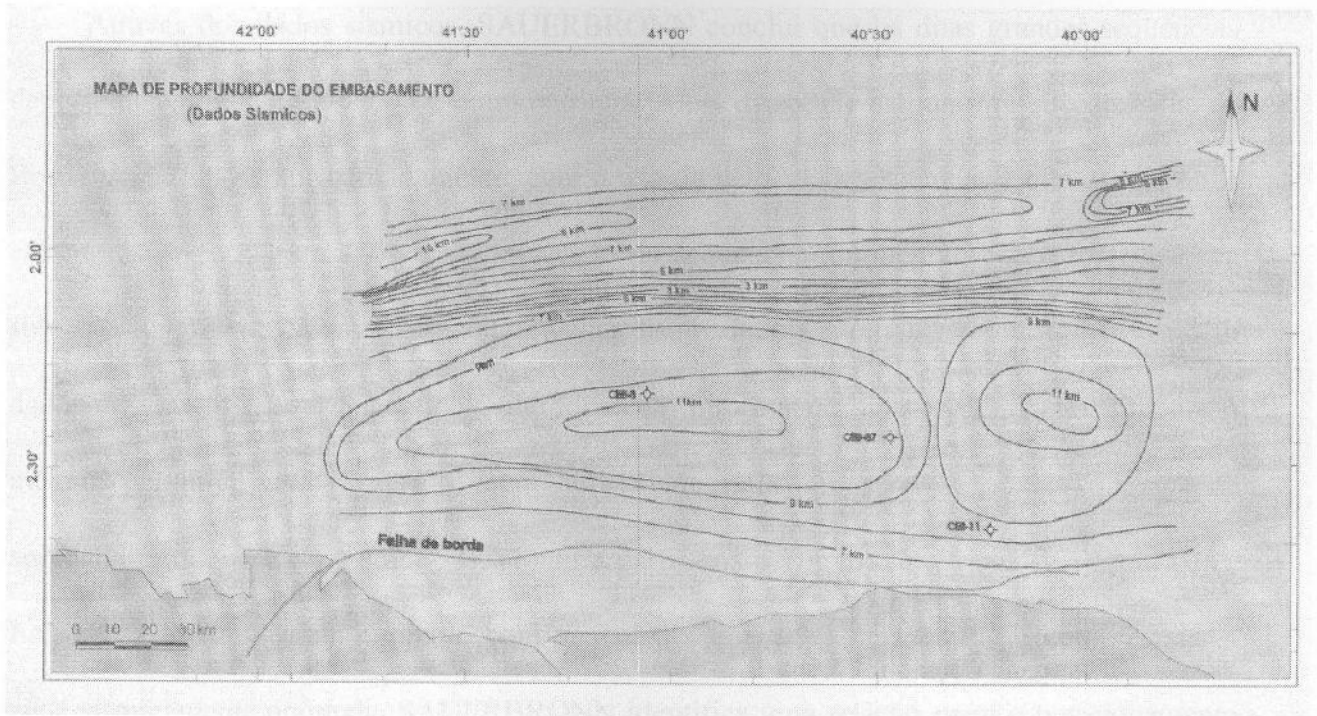


Figura 31 Mapa da profundidade do embasamento, calculado a partir das seções e velocidades sísmicas (SAUERBRONN, 1996).

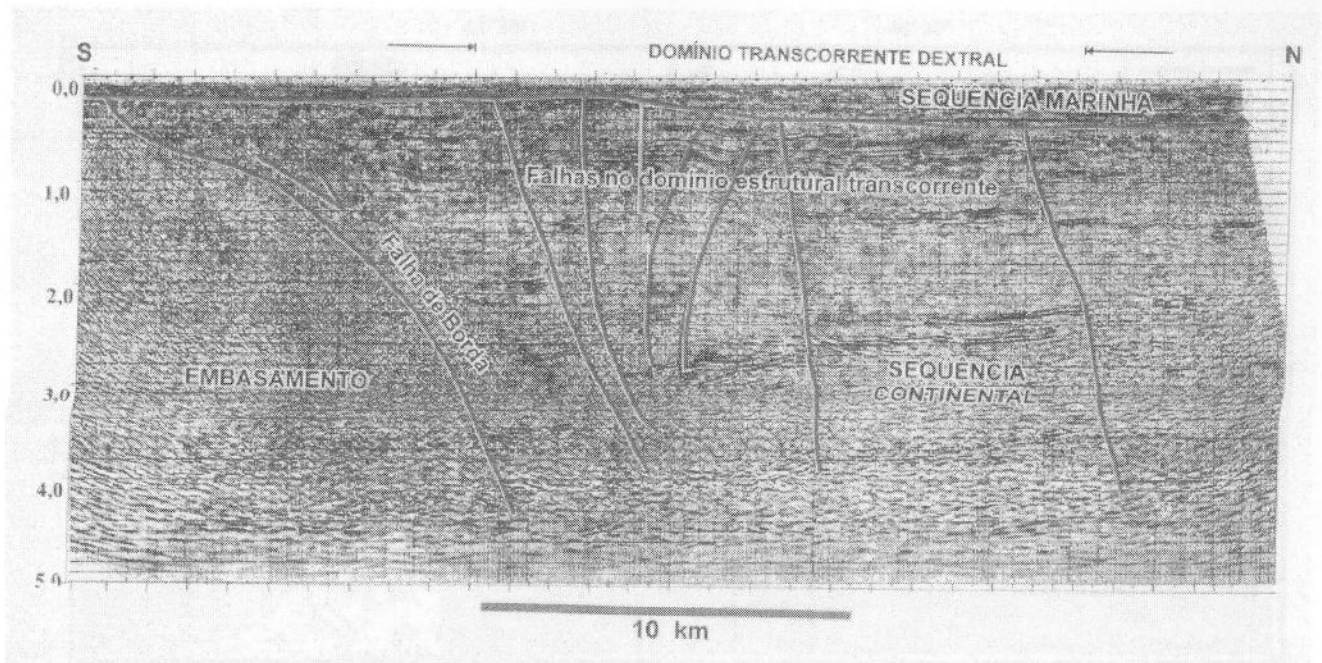


Figura 32 Parte sul do perfil SIS9 (ver Figura 30), apresentando a falha de borda, o embasamento e falhas devidas a movimento tectônico transcorrente (SAUERBRONN, 1996).

Através dos dados sísmicos, SAUERBRONN conclui que há duas grandes seqüências deposicionais, uma continental e outra marinha. Além disso, ele estima o rejeito da Falha de Borda em 7.000 m, aproximadamente, com o uso de velocidades sísmicas e cita que os altos estruturais se formaram após a sedimentação da seqüência continental, como foi citado na subseção 3.4.3. Para caracterizar melhor a zona sísmicamente anômala, o autor utiliza também dados de gravimetria e magnéticos, que fornecem informações sobre esta região. Embora o método gravimétrico não seja o foco desta monografia, apresenta-se abaixo o mapa de anomalias Bouguer (ver Figura 33), obtido a partir dos perfis gravimétricos (ver Figura 34). Este mapa foi usado, em conjunto com os dados sísmicos, para delimitar e compreender a zona sísmicamente anômala. SAUERBRONN identifica uma relação entre o posicionamento dessa zona sísmica e a anomalia E—W do mapa Bouguer.

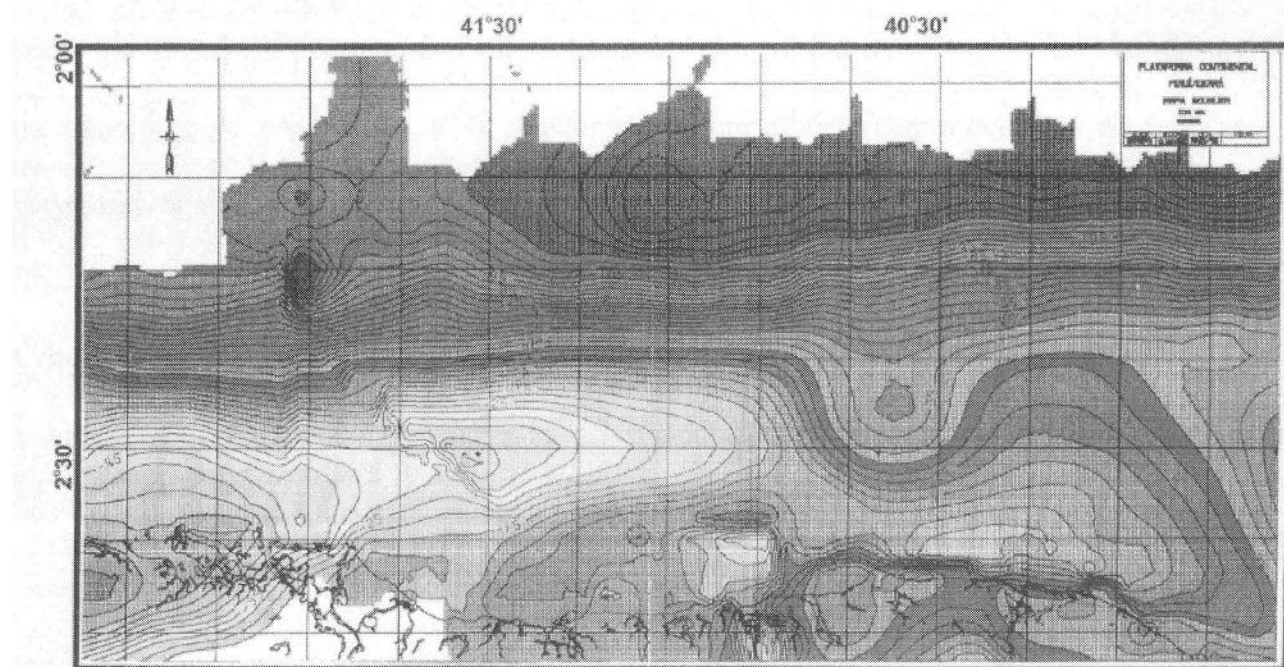


Figura 33 Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer (SAUERBRONN, 1996).

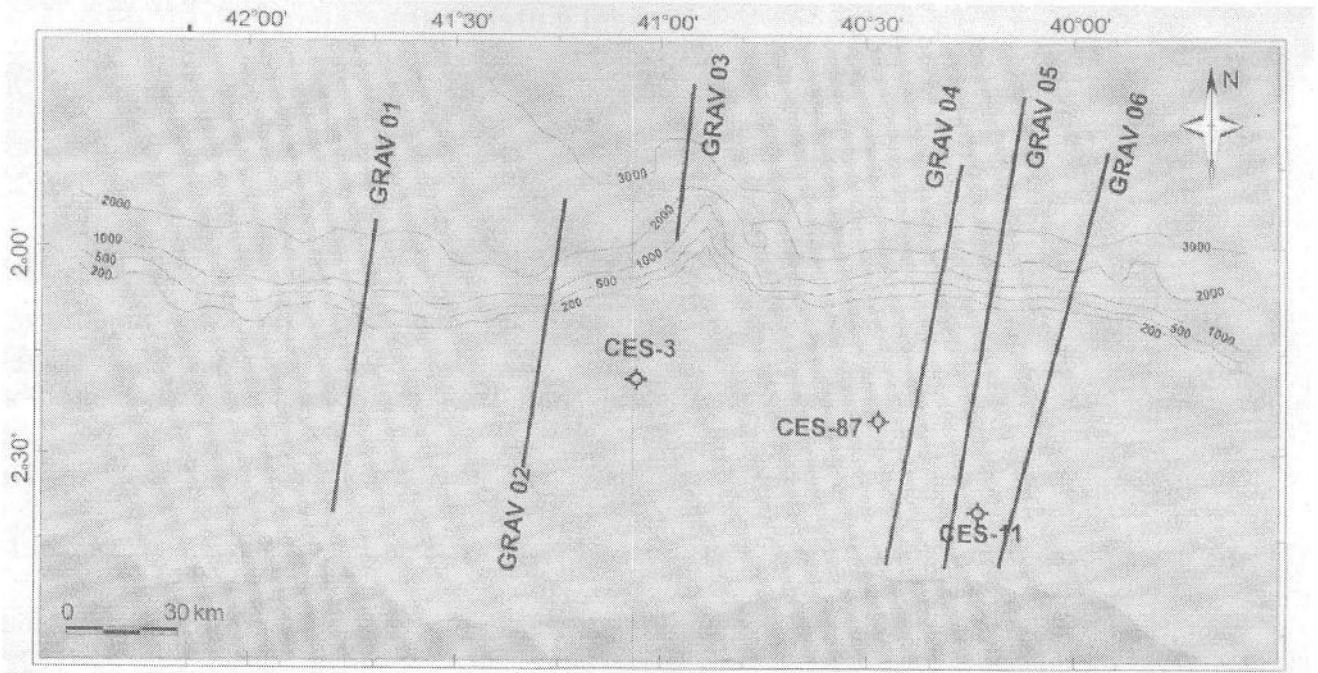


Figura 34 Mapa mostrando a localização dos perfis gravimétricos (SAUERBRONN, 1996).

Com a interpretação dos dados sísmicos, analisados em conjunto com a modelagem dos perfis gravimétricos, e usando também os estudos feitos por outros geólogos (vide referências na dissertação de SAUERBRONN), o autor sugere um modelo para a evolução da margem equatorial brasileira em quatro estágios: os três primeiros assumem um posicionamento frontal dos continentes sulamericano e africano entre o início/meados do Aptiano e o início do Cenomaniano (sendo que o segundo e o terceiro estágio podem ser vistos como parte da segunda fase tectônica de movimentos laterais citada acima), enquanto que o último estágio é pós-transformante (final do Cenomaniano-Recente). Nesta dissertação, o método sísmico foi essencial para estudar a transição crustal (continental-oceânica) e para visualizar as falhas típicas de um ambiente que sofreu tectonismo transcorrente.

## **5.2 Estudo de trapeamento misto e insucessos em poços exploratórios na bacia do Ceará**

PESSOA NETO (2004) apresenta um relato de estudo realizado na bacia do Ceará, sobre o insucesso exploratório na busca de campos que tivessem o mesmo modelo de trapeamento dos campos de Atum e Curimã, da sub-bacia de Mundaú. Segundo ele, a retenção do óleo na trapa não ocorreu em muitos casos devido à ausência de truncamento por discordância angular ou à justaposição de seções diversas com altas razões arenito/folhelho ou ainda devido à erosão (ou não-deposição) da seção marinha transgressiva profunda (folhelhos).

Nos campos de Atum e Curimã, o trapeamento é do tipo misto, com truncamento de blocos basculados por discordância angular. Alguns dos principais reservatórios de hidrocarbonetos destes campos são provenientes da Fase Rifte. Na parte superior destes campos, há reservatórios importantes cujas rochas foram depositadas na Fase Transicional.

No Campo de Atum a discordância angular que reteve o óleo formou-se entre o fim do Albiano e o início do Turoniano. No Campo de Curimã, a discordância é mais antiga, do início do Albiano. Enquanto o Campo de Atum apresenta as formações Mundaú e Paracuru bem preservadas (ver Figura 35), o Campo de Curimã teve parte superior da Formação Paracuru removida em eventos erosivos pós-rifte (ver Figura 36).



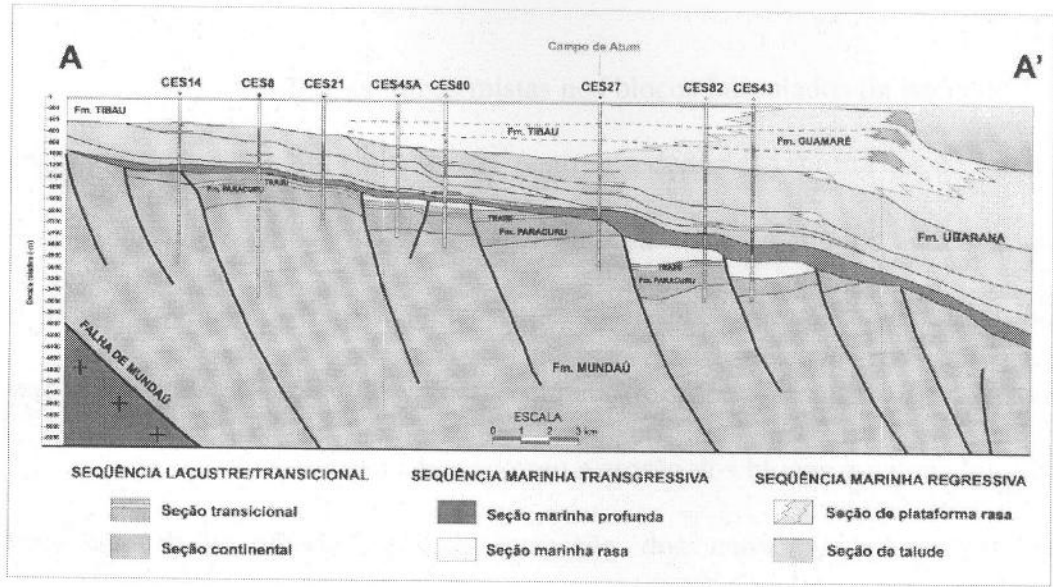


Figura 35 Seção geológica do Campo de Atum mostrando continuidade da seqüência marinha profunda (PESSOA NETO, 2004).

Verificou-se que reservatórios de idade aptiana, em contato (através de discordância angular ou plano de falha) com seções de razão arenito/folhelho alta, são portadores de água. Para o caso em que a seção em contato direto seja de folhelhos marinhos transgressivos (também por discordância ou falha) o reservatório apresentava óleo ou gás.

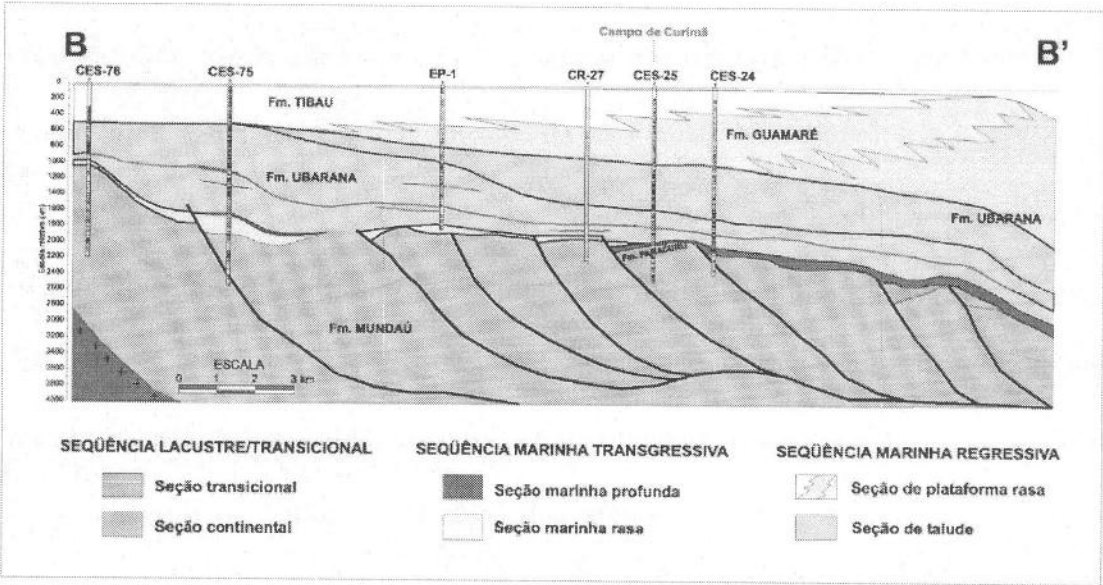


Figura 36 Seção geológica do Campo de Curimã mostrando descontinuidade da seqüência marinha profunda (PESSOA NETO, 2004).

A formação das trapas mistas nos blocos basculados da bacia do Ceará ocorreu da seguinte forma: no final do Aptiano, ocorreu a deposição da Formação Paracuru (seqüência transicional). No início do Albiano, aconteceu o fenômeno de basculamento dos blocos devido a movimentos transcorrentes dextrais. O espaço que surge para deposição é preenchido por sedimentos siliciclásticos grossos durante o próprio basculamento. No intervalo fim do Albiano—início do Cenomaniano, ocorreu a erosão dos blocos escalonados e houve o colapso gravitacional do talude, com a formação dos canyons. Nestes canyons, ocorreu o preenchimento por pelitos da seqüência marinha transgressiva desde o fim do Albiano até o início do Turoniano. Com isso, as trapas foram finalizadas e, no Mioceno, foram preenchidas por óleo da seção geradora do Aptiano Superior (marinha-evaporítica).

Ao estudar os contextos geológicos de poços que se revelaram improdutivos, seja por presença de água, seja por quantidade insuficiente de hidrocarbonetos, PESSOA NETO conclui que os três fatores principais para que isso ocorresse foram: justaposição de duas seções com alta razão arenito/folhelho (sendo que este contato direto foi provocado por falha ou discordância), ou ausência de truncamento dos reservatórios por discordância angular, ou erosão (ou não-deposição) dos folhelhos da seção marinha transgressiva.

No caso de justaposição de seções com alta razão arenito/folhelho, isto pode ter ocorrido por fatores estruturais, quando uma escarpa de falha conecta o reservatório de idade aptiana com uma seção arenosa do início do Albiano, ou por fatores estratigráficos, em casos nos quais reservatórios aptianos têm sua continuidade truncada por erosão posterior, levando ao surgimento de calhas onde depósitos arenosos irão se formar. Um exemplo do caso estratigráfico teve conexão do reservatório aptiano com a seqüência transicional de água rasa do Albiano, como verificado nos poços 1-CES-17 e 1-CES-113 (ver figuras 37 e 38).

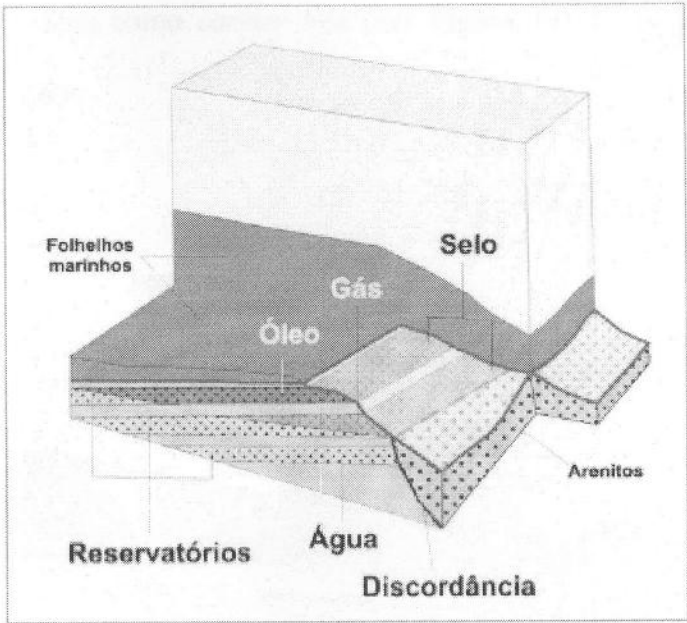


Figura 37 Contexto estratigráfico de justaposição por discordância angular de seções com razão arenito/folhelho alta (PESSOA NETO, 2004).

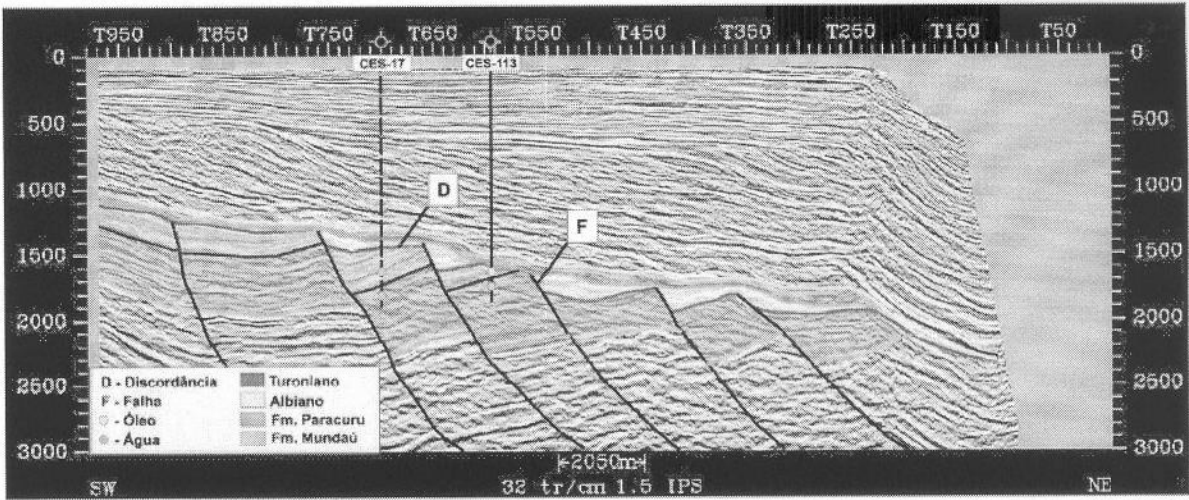


Figura 38 Seção sísmica interpretada, exemplo do caso estratigráfico com poços 1-CES-17 e 1-CES-113, onde a sequência transicional de água rasa está em contato direto com o reservatório aptiano (PESSOA NETO, 2004).

Quando o contexto geológico é a ausência de truncamento dos reservatórios por discordância angular, existe um pequeno rejeito entre os blocos alto e baixo, fazendo com que

uma das seções arenosas haja como *carrier bed* (ver Figura 39). O poço 1-CES-82 é um exemplo disto (ver Figura 40).

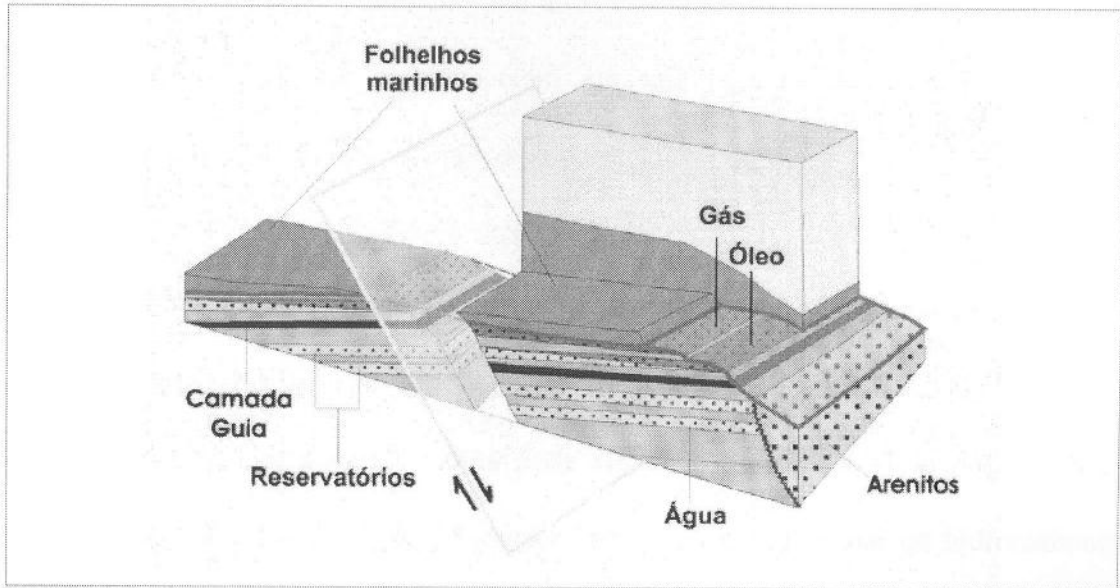


Figura 39 Contexto geológico de ausência de truncamento dos reservatórios por discordância angular (PESSOA NETO, 2004).

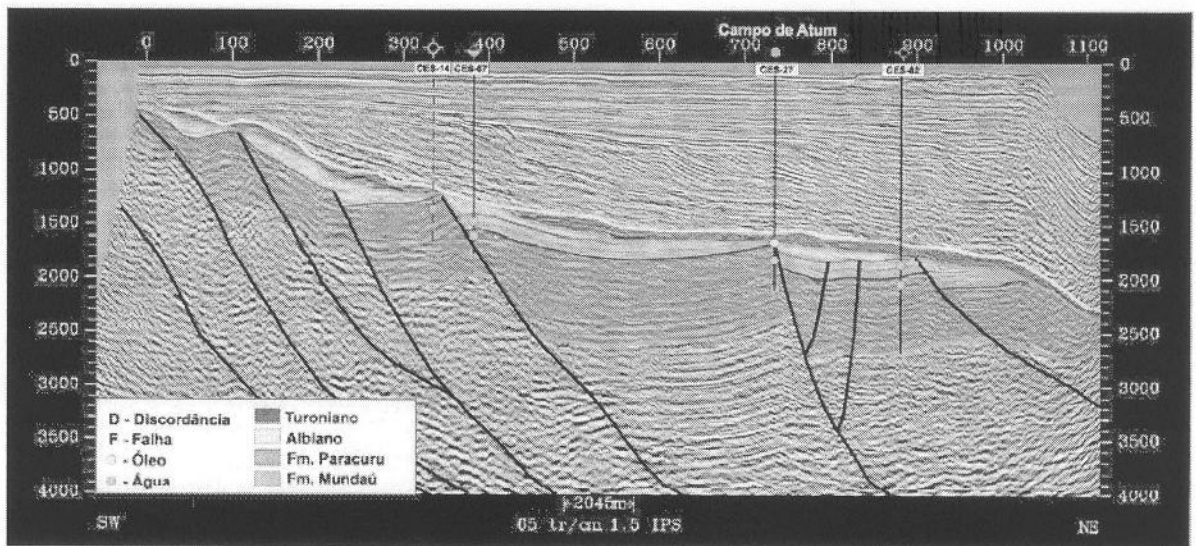


Figura 40 Seção sísmica interpretada, apresentando o contexto geológico em que falhas e reservatórios agem como carrier beds. O poço 1-CES-82 não encontrou óleo (PESSOA NETO, 2004).



Por fim, no caso de erosão ou não-deposição dos folhelhos da seção marinha transgressiva, ocorre a ausência, principalmente, dos folhelhos orgânicos depositados entre o final do Albiano e o início do Turoniano, em altos estruturais ou topo de blocos basculados. Com isso, os sedimentos que permaneceram em tais lugares são folhelhos de talude misturados com arenitos turbidíticos, porosos e permeáveis, de modo que os hidrocarbonetos dos blocos inferiores são drenados para a seção marinha regressiva. Por exemplo, o Campo de Espada situa-se sobre um alto estrutural do início do Albiano, em que não houve deposição da seção marinha transgressiva. Em seu lugar, aparecem folhelhos e arenitos do intervalo Santoniano—início do Campaniano. Como pode ser visto na Figura 41, o poço CES-23A encontrou água nos reservatórios da Formação Mundaú, enquanto que os hidrocarbonetos migraram para regiões mais novas, na seção marinha regressiva.

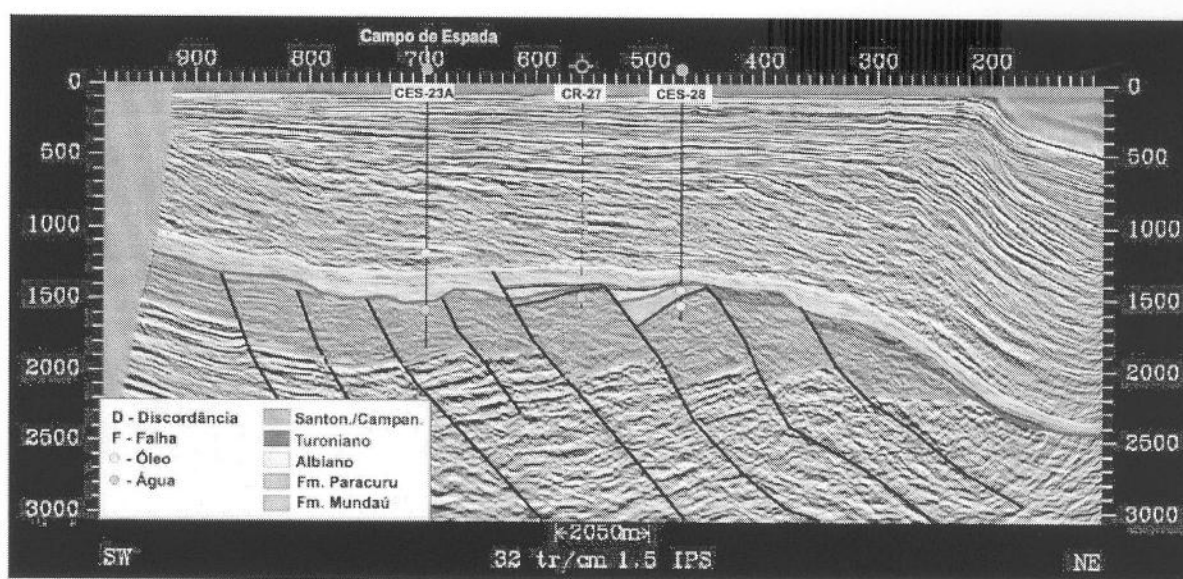


Figura 41 Seção sísmica interpretada do Campo de Espada com a presença de água em reservatório do Aptiano, devido à não-deposição dos folhelhos da sequência marinha transgressiva, enquanto que a seção marinha regressiva contém hidrocarbonetos (PESSOA NETO, 2004).

PESSOA NETO fez um estudo voltado para a composição das rochas envolvidas e a magnitude do rejeito das falhas, determinando os principais fatores para a não-ocorrência de hidrocarbonetos em poços exploratórios que seguiam o mesmo modelo geológico dos campos de Atum e Curimã. Além disso, ele define três fases para a criação de uma trapa combinada: escalonamento dos blocos, ocorrido no início do Albiano, erosão das escarpas das falhas com formação de canyons, do final do Albiano até o início do Cenomaniano, e o preenchimento desses por pelitos da seção marinha transgressiva, entre o final do Albiano e o início do Turoniano. O método sísmico, através das seções interpretadas, permitiu a constatação dessas situações, aumentando o conhecimento sobre a bacia do Ceará.

## 6 CONCLUSÕES

Esta monografia permitiu que fosse verificada a complexidade do trabalho geológico de descrição de uma bacia sedimentar a partir de informações diretas, obtidas de afloramentos, e indiretas, provenientes de seções sísmicas, dados gravimétricos e magnéticos. A grande quantidade de características diversas, resultantes de processos tectônicos ocorridos em épocas distintas, e a presença de estruturas diferentes, provocadas por diferentes processos e sistemas ao longo do tempo, tornam mais complicado o trabalho dedutivo de formação da bacia e de determinação dos seus sistemas petrolíferos. Um aspecto predominante no estudo das partes submersas das bacias Potiguar e Ceará é que a maior parte dos trabalhos realizados e publicados foi feita por geólogos da Petrobras, o que diminui a possibilidade de obter novas informações públicas, devido ao sigilo imposto em alguns casos para evitar que informações estratégicas da companhia sejam expostas a empresas concorrentes (ressalte-se que esse problema apresenta-se com intensidade a partir da extinção do monopólio de exploração da Petrobras). Como a aquisição de dados sísmicos é cara, é raro que uma universidade realize tal atividade de modo a obter dados que possam ser públicos, o que restringe o acesso a informações relacionadas à descrição da bacia.

Sobre o trabalho de SAUERBRONN (1996), a crítica que se pode fazer é que não está descrito com clareza em sua dissertação como ele constrói o modelo geológico para as bacias de Barreirinhas e Ceará a partir das informações apresentadas sobre dados sísmicos, gravimétricos e magnéticos. No artigo de PESSOA NETO (2004), o autor cita um estudo realizado na bacia do Ceará para determinar as causas de insucesso em poços exploratórios



que seguiam o padrão dos campos de Atum e Curimã, porém não descreve onde este estudo foi publicado, o que impede que se obtenham mais informações sobre o método utilizado.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHERN, Judson L. **Seismic Reflection Method**. Norman, 28.04.2006. Disponível em: [http://principles.ou.edu/seismic\\_expl/relect/relect.html](http://principles.ou.edu/seismic_expl/relect/relect.html) . Acesso em: 25.07.2007.

AMUNDSEN, L.; IKELLE, L.T. **Introduction to petroleum seismology**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2005. 679p. ISBN 1560801298.

ANP-Agência Nacional do Petróleo. **Brazil Round 2 – Segunda Rodada de Licitações**. Brasília, 30.09.1999. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round2/Pdocs/Pbacias/PBframe07.htm> . Acesso em: 24.07.2007.

ANP-Agência Nacional do Petróleo. **Brazil Round 3**. Brasília, 19.10.2000. Disponível em: [http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/sg\\_ceara.pdf](http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/sg_ceara.pdf) . Acesso em: 24.07.2007.

ANP-Agência Nacional do Petróleo. **Quarta Rodada de Licitações – Seminário Jurídico/Fiscal e Workshop Técnico**. Brasília, 30.10.2001. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/workshop/restrito/portugues/Potiguar-port.PDF> . Acesso em: 17.07.2007.

ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 127-141, jan./mar. 1994.

ASMUS, H.E.; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, **Anais...** Belém: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, v. 2, p. 67-90.

BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M.; FEIJÓ, F.J. bacia do Ceará. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 117-125, jan./mar. 1994.

BELTRAMI, C.V. **Atualização da coluna estratigráfica da bacia do Ceará**. 1985. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.

BERTANI, R.T.; COSTA, I.G. da; MATOS, R.M.D. de. **Origem e Evolução de bacias Sedimentares**. 1 ed. Rio de Janeiro: Editora Gávea, 1990. p.291-310.

BRUHN, C.H.L. *et al.* Campos Basin: Reservoir Characterization and Management – Historical Overview and Future Challenges, In: 2003 Offshore Technology Conference, 2003, Houston, OTC15220. Disponível em (serviço tarifado): <https://www.spe.org/otc-library/secure/search.do> . Acessado em: 08.08.2007.

- CARVALHO, Paulo Marcos de. Método de eliminação de reflexões múltiplas relacionadas com a superfície livre baseado em inversão não linear de dados sísmicos. 1992. 78p. Tese de Doutorado – Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.
- CERQUEIRA, José Roberto. Geoquímica do campo de Ubarana e adjacências, bacia Potiguar. 1985. 192p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.
- COPPENS, F.; GLANGEAUD, F.; MARI, J. **Signal processing for geologists and geophysicists**. Paris: Technip, 1999. 458p. ISBN 2710807521.
- COSTA, I.G.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. A Evolução tectono-sedimentar e o “habitat” do óleo da bacia do Ceará. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: PETROBRÁS.DEPEX, 1989, p. 75-85.
- COSTA, I.G.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. A Evolução tectono-sedimentar e o “habitat” do óleo da bacia do Ceará. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 65-74, jan./mar. 1990.
- DOURADO, João Carlos. **Sísmica de Refração – Aula 4**. Curitiba, 25.07.2007. Disponível em: [http://www.geologia.ufpr.br/graduacao/geofisica2007/refra-teoria\\_aula4.pdf](http://www.geologia.ufpr.br/graduacao/geofisica2007/refra-teoria_aula4.pdf) . Acesso em: 25.07.2007.
- GIFFORD, Christopher Michael. Robotic seismic sensors for polar environments. 2005. 255p. Dissertação de Mestrado – Universidade de Kansas, EUA.
- MAGOON, Leslie; B.; DOW, Wallace G. The Petroleum system. In: **The Petroleum system – from source to trap**. Tulsa: AAPG, 1994, p. 3 – 24. (AAPG Memoir 60).
- MATOS, R.M.D. **Sistemas de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro**. 1987. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- MATOS, R.M.D.; LIMA NETO, F.F.; ALVES, A.C.; WAICK, R.N. **O Rife Potiguar – Gênese, preenchimento e acumulações de hidrocarbonetos**. 1987. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- MAYER, E. **Estratigrafia preliminar na Plataforma Continental na bacia Potiguar, Rio Grande do Norte**. 1974. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- MCKENZIE, D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, p. 25-32, 1978.
- MELLO, M.R. *et al.* Organic geochemical characterization of lacustrine and marine hypersaline environments from brazilian sedimentary basins. **Advances in Organic Geochemistry**. [S.I.]: Pergamon Press, p. 31-45, 1987.

MELLO, Marcio Rocha. Geochemical and molecular studies of the depositional environments of source rocks and their derived oils from the Brazilian marginal basins. 1988. 240p. Tese de Doutorado – Universidade de Bristol, Reino Unido.

MELLO, M.R. *et al.* Geochemical and biological marker assessment of depositional environments using Brazilian offshore oils. **Marine and Petroleum Geology**, v. 5, p. 205-224. 1988.

MIURA, K.; BARBOSA, J.C. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, **Anais...** Belém: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, v. 2, p. 57-66.

NETO, J.M. de M. *et al.* **Bacias sedimentares brasileiras: bacia do Ceará.** Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. n. 57, p. 1-8, setembro.

PESSOA NETO, O. da C.P. Estratigrafia de Sequência da Plataforma Mista Neogênica na bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, Cidade, v.33, n.3, p.263-278, setembro. 2003.

PESSOA NETO, O. da C.P. Blocos basculados truncados por discordância angular: lições aprendidas em traçamento combinado de hidrocarbonetos, bacia do Ceará, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 59-71, nov. 2003/maio 2004.

SAUERBRONN, José Luiz Bampa. Transição crustal e evolução tectônica do segmento transformante da margem equatorial brasileira, adjacente às bacias de Barreirinhas e do Ceará. 1996. 132p. Dissertação de Mestrado - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.

SHERIFF, R.E.; GELDART, L.P., **Exploration seismology**. 2.ed. Nova Iorque: Cambridge University Press, 1995. 592p. ISBN 0521468264.

SOARES, U.M.; ROSSETI, E.L.; CASSAB, R.C.T. **Bacias sedimentares brasileiras: Bacia Potiguar.** Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. n. 56, p. 1-10, agosto.

SOARES, Ubiraci Manoel e ROSSETI, Enio Luiz. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rife Potiguar - bacia Potiguar emersa, **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p.149-166, maio/novembro. 2005.

SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **SBG. Anais**. v.5, p. 2392-2406.

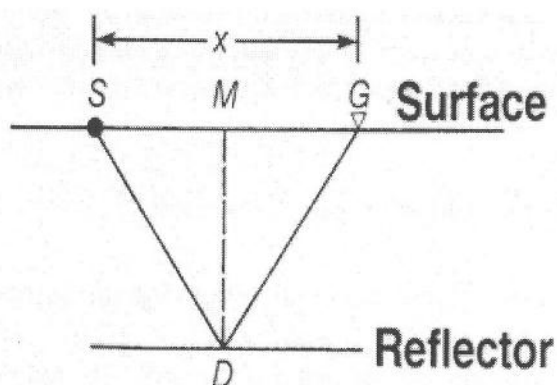
TRINDADE, L.A.F.; BRASSELL, S.C.; NETO, E.V.S. Petroleum migration and mixing in the potiguar basin, Brazil. **AAPG Bulletin**. 1992. v. 76, n. 12, p. 1903-1924.

YILMAZ, Özdoğan, **Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data**. 2<sup>a</sup> ed. Tulsa, EUA: Editora Society of Exploration Geophysicists, 2001. vol. I.

ZALÁN, Pedro Victor. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern, Brazil. 1984. 133p. Tese de Doutorado – Colorado School of Mines, Golden, EUA.

## Apêndice

Neste apêndice são apresentadas algumas noções de propagação da onda sísmica pelo solo. De forma simplificada, uma onda propagando-se por uma camada homogênea de sólido, a uma velocidade  $v$  pode ser ilustrada pela Figura 42, onde  $S$  é a fonte geradora da onda,  $G$  o geofone que a capta e  $D$  o ponto de reflexão na camada em subsuperfície. Nesta figura o ponto  $M$  é o ponto médio entre a fonte e o geofone. A equação apresentada, envolvendo tempo, distância e velocidade, determina o tempo de propagação entre a fonte e o geofone, com reflexão na camada inferior.



$$t^2(x) = t^2(0) + x^2/v^2$$

$$t(x) \rightarrow \overline{SDG}$$

$$t(0) \rightarrow \overline{2MD}$$

Figura 42 Propagação da onda em subsuperfície e equação de tempo e distância relacionados (YILMAZ, 2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

Na realidade, a incidência de uma onda longitudinal em um refletor de subsuperfície gera ondas longitudinais (transmitidas e refletidas) e cisalhantes (transmitidas e refletidas). A Figura 43 ilustra como a situação real é mais complicada do que mostrado na figura anterior.

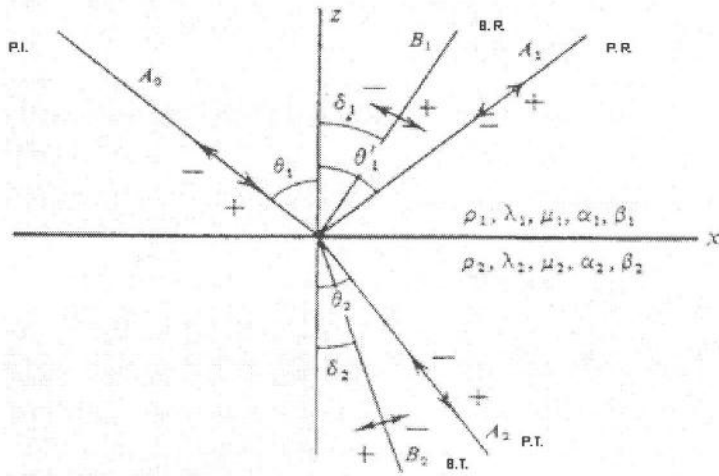


Figura 43 Onda longitudinal incidente, ondas refletidas (longitudinal e cisalhante) e transmitidas (longitudinal e cisalhante), extraído de SHERIFF & GELDART (1995). Os símbolos estão descritos no texto. Cedido por Álvaro L. de O. Gomes.

Observe-se que o ângulo de reflexão  $\delta_1$  (transmissão  $\delta_2$ ) da onda cisalhante é sempre menor que o da onda longitudinal (ângulo de reflexão  $\theta_1$  e de transmissão  $\theta_2$ ). A Figura 43 ilustra a partição de energia entre as diferentes ondas. Os meios possuem incompressibilidade de fluido  $\lambda_i$ , módulo de cisalhamento  $\mu_i$ , densidade  $\rho_i$  e velocidades da onda P ( $\alpha_i$ ), longitudinal, e da onda S ( $\beta_i$ ), cisalhante, com  $i = 1, 2$ . Os símbolos  $A_k$  (com  $k = 0, 1, 2$ ) representam as amplitudes de deslocamento das ondas P incidente, refletida e refratada, enquanto os símbolos  $B_i$  representam amplitudes de deslocamento das ondas S refletidas e refratadas. A lei de Snell  $\frac{\text{seno}\theta_1}{\alpha_1} = \frac{\text{seno}\delta_1}{\beta_1} = \frac{\text{seno}\theta_2}{\alpha_2} = \frac{\text{seno}\delta_2}{\beta_2} = p$  determina



os ângulos  $\theta_i$  e  $\delta_i$ , enquanto que as equações de Zoeppritz, apresentadas abaixo, definem os valores das amplitudes  $A_k$  e  $B_i$ :

$$\begin{aligned} (-A_0 + A_1)\cos\theta_1 - B_1\text{seno}\delta_1 &= -A_2\cos\theta_2 - B_2\text{seno}\delta_2 \\ (A_0 + A_1)\text{seno}\theta_1 + B_1\cos\delta_1 &= A_2\text{seno}\theta_2 - B_2\cos\delta_2 \\ (A_0 + A_1)Z_1\cos 2\delta_1 - B_1W_1\text{seno}2\delta_1 &= A_2Z_2\cos 2\delta_2 + B_2W_2\text{seno}2\delta_2 \\ (-A_0 + A_1)\left(\frac{\beta_1}{\alpha_1}\right)W_1\text{seno}2\theta_1 + B_1W_1\cos 2\delta_1 &= -A_2\left(\frac{\beta_2}{\alpha_2}\right)W_2\text{seno}2\theta_2 + B_2W_2\cos 2\delta_2 \end{aligned}$$

onde as impedâncias acústicas são dadas por  $Z_i = \rho_i \alpha_i$  e  $W_i = \rho_i \beta_i$ . As equações de Zoeppritz são simplificadas quando a incidência é normal ( $\theta_1 = 0$ ), pois não há tensões e deslocamentos tangenciais, assim obtém-se

$$\begin{aligned} A_1 + A_2 &= A_0 \\ Z_1 A_1 - Z_2 A_2 &= -Z_1 A_0 \end{aligned}$$

e pode-se definir o coeficiente de reflexão pela equação  $R = A_1/A_0$ , obtendo com isso a expressão  $R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$ . Para o coeficiente de transmissão, definido como  $T = A_2/A_0$ , chega-

se à equação  $T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}$ . As equações para as frações de energia refletida ( $E_R$ ) e

transmitida ( $E_T$ ) são dadas abaixo:

$$E_R = \left( \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 = R^2 \quad \text{e} \quad E_T = \frac{4Z_1 Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} = \frac{Z_2}{Z_1} T^2,$$

mostrando que a partição de energia independe de qual dos dois meios contém a onda incidente. Quando há pouco contraste de impedância, a equação de energia refletida mostra que o sinal refletido será muito fraco. Por outro lado, se o contraste de impedância for grande, o sinal refletido será bem forte. As equações de energia consideram que não há absorção de energia na interface, pois  $E_R + E_T = 1$ .

Além da complexa partição de energia descrita pela forma geral da equação de Zoeppritz, existe também o fato que a onda se propaga em três dimensões, enquanto a Figura 43 mostra apenas um plano de propagação. Outra ilustração da propagação de uma onda longitudinal, comparando com o sinal obtido pelo geofone, aparece na Figura 44. Nela pode-se verificar que as zonas de compressão (rarefação) correspondem aos picos positivos (negativos) de amplitude da onda ilustrada.

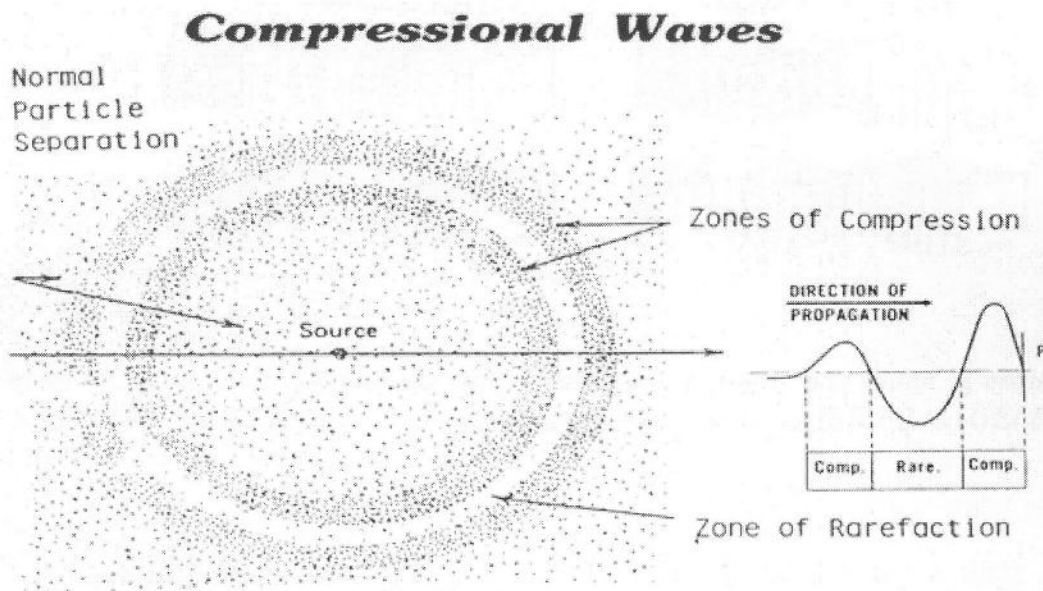


Figura 44 Propagação de onda longitudinal e ilustração da onda recebida no geofone (YILMAZ, 2001). Imagem cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

O movimento do meio em que a onda se propaga depende do tipo de onda, longitudinal ou cisalhante. A ilustração da Figura 45 apresenta os dois tipos de movimento relacionados a estes tipos de onda: a onda longitudinal está relacionada à dilatação do meio em que ela se propaga, com mudança no comprimento mas sem alterações nos ângulos do paralelepípedo, enquanto que a onda cisalhante apresenta deformação nos ângulos do paralelepípedo, o que leva a mudança da forma deste.

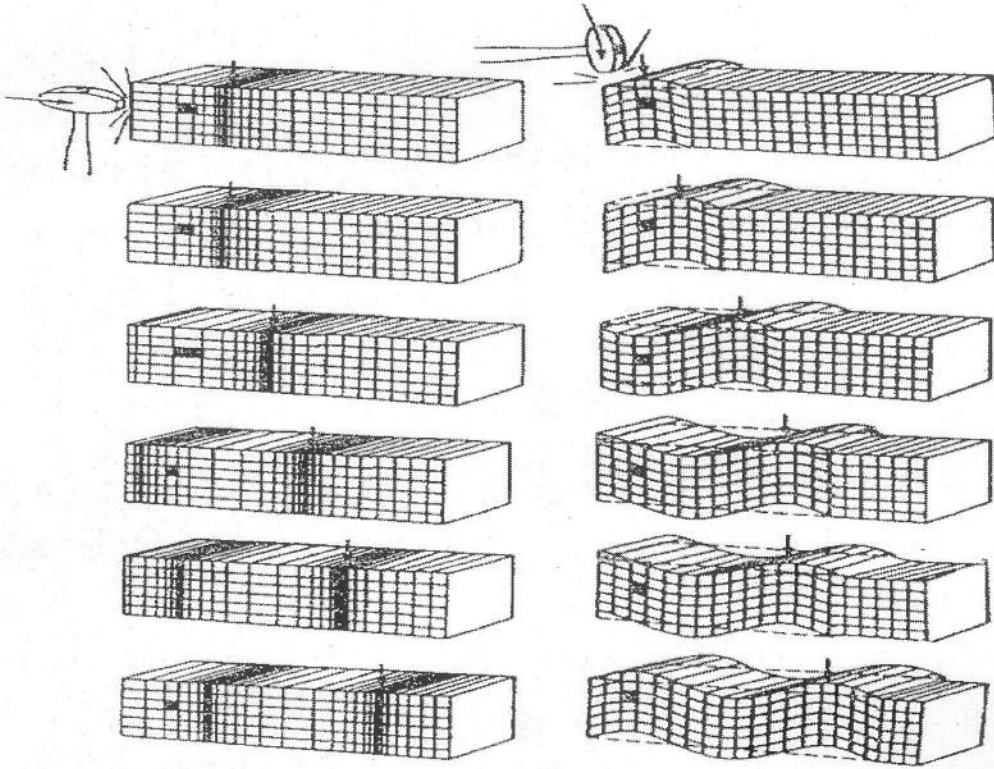


Figura 45 Movimento do meio durante a passagem de uma onda plana. À esquerda, onda P (longitudinal). À direita, onda S (cisalhante). Imagem de SHERIFF & GELDART (1995), cedida por Álvaro L. de O. Gomes.

A equação de propagação da onda P, com velocidade  $\alpha$ , é dada pela fórmula

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta, \text{ onde } \Delta \text{ é a variação infinitesimal do volume devido à passagem da onda.}$$

Em termos da incompressibilidade de fluido e do módulo de cisalhamento, a velocidade da onda P pode ser obtida da relação  $\alpha^2 = (\lambda + 2\mu)/\rho$ . Para a onda S, com velocidade  $\beta$ , a

equação é  $\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x$ , onde  $\theta_x$  é a rotação ao redor do eixo x, com equações similares

para  $\theta_y$  e  $\theta_z$ . Em termos do módulo de cisalhamento, a velocidade da onda S é obtida de

$\beta^2 = \mu/\rho$ , o que significa que a velocidade da onda S é sempre menor que a da onda P, já que  $\lambda$  é positivo.