UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA

RAFAEL MANSANO HOLANDA

INTERPRETAÇÃO SÍSMICA 2D DE LINHAS SÍSMICAS DA BACIA DO PARNAÍBA

BELÉM-PARÁ
JANEIRO – 2013

RAFAEL MANSANO HOLANDA

INTERPRETAÇÃO SÍSMICA 2D DE LINHAS SÍSMICAS DA BACIA DO PARNAÍBA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção de grau de bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Ribeiro Cruz.

BELÉM-PARÁ

JANEIRO – 2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistemas de Bibliotecas da UFPA

Holanda, Rafael Mansano

Interpretação sísmica 2D de linhas sísmicas da Bacia do Parnaíba / Rafael Mansano Holanda; Orientador: João Carlos Ribeiro Cruz – 2013

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2013.

1. Prospecção – Métodos geofísicos. 2. Interpretação sísmica 2D. 3. GOCAD. 4. Bacia do Parnaíba. I. Cruz, João Carlos Ribeiro, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22ª ed.: 622.15

RAFAEL MANSANO HOLANDA

INTERPRETAÇÃO SÍSMICA 2D DE LINHAS SÍSMICAS DA BACIA DO PARNAÍBA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção de grau de bacharel em Geofísica.

Data de aprovação:____/____/____

Conceito:_____

Banca examinadora:

_____

Prof. João Carlos Ribeiro Cruz – Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

_____

Prof. Pedro Andrés Chira Oliva- Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

_____

Prof. Manuel de Jesus dos Santos Costa– Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

À memória de meu avô
Demétrio Pereira de Holanda

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Demétrio e Solange, por todo apoio, incentivo e amor incondicional que recebi durante esses anos.

Ao Prof. Dr. e Orientador João Carlos Ribeiro e ao Prof. Dr. Pedro Chira pela ajuda, disponibilidade e ensinamentos fundamentais para a elaboração deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Manuel de Jesus dos Santos Costa por ter aceitado participar da banca examinadora.

A Universidade Federal do Pará e a Faculdade de Geofísica pelos equipamentos e espaço cedido durante minha formação acadêmica.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pelo fornecimento dos dados sísmicos utilizados neste trabalho.

A todos os meus professores e amigos que contribuíram de alguma forma para minha formação acadêmica.

RESUMO

A Bacia do Parnaíba é uma bacia paleozóica intracratônica situada na região nordeste ocidental brasileira, localizada entre grandes faixas de dobramento onde estão depositados sedimentos do Ordoviciano ao Terciário, com eventos magmáticos no Mesozóico. Esta bacia se encontra em um estágio exploratório preliminar, com indícios de que ela contenha as condições básicas para a ocorrência de acumulações de hidrocarbonetos. O presente trabalho exibe os resultados da interpretação sísmica 2D das linhas sísmicas 0295-0001, 0295-0002, 0295-0003, 0295-0004, 0295-0005, 0295-0006, 0295-0007, 0295-0008 e 0295-0009. As nove linhas sísmicas constituem um projeto da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) que tem como finalidade estimar o potencial petrolífero da Bacia do Parnaíba. A interpretação sísmica foi realizada com base na interpretação do perfil composto de um poço, feita a partir da calibração sísmica-poço e do mapa geológico da área. Foi realizada uma correlação entre os dados dos perfis do poço com os refletores observados na sísmica. No total, foram identificados dez refletores a partir do topo da Formação Piauí até o Embasamento. Com o mapeamento dos refletores, pode-se visualizar algumas regiões que indicam ser depocentros nas Linhas 0295-0006, 0295-0007 e 0295-0008; relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano, principal lineamento regional da Bacia do Parnaíba. Para realizar a interpretação e cruzamento dos refletores identificados, utilizou-se o software GOCAD (Geological Object Computer Aided Design) que possibilitou a visualização 3D das nove linhas sísmicas com seus respectivos tamanhos e posicionamentos.

Palavras–chave: Interpretação sísmica 2D. GOCAD. Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

The Parnaíba Basin is a Paleozoic intracratonic basin situated in the western region of Northeastern Brazil, located between large folding ranges where sediments are deposited from the Ordovician to the Tertiary, with magmatic events in the Mesozoic. This basin is in a preliminary exploratory stage with evidence that it has the basic conditions for the occurrence of hydrocarbon accumulations. This work shows the results of 2D seismic interpretation of seismic lines 0295-0001, 0295-0002, 0295-0003, 0295-0004, 0295-0005, 0295-0006, 0295-0007, 0295-0008 and 0295-0009. The nine seismic lines constitute a project of the National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP), which aims to estimate the oil potential of the Parnaíba Basin. The seismic interpretation was based on the interpretation of the composite log of a well, made from the well-to-seismic calibration and geological map of the area. It was performed a correlation between the data from the well log profiles with the reflectors observed in the seismic sections. In total, ten reflectors were identified, from the top of the Piauí Formation to the Basement. By mapping the reflectors, it can be viewed that some regions indicate to be depocenters in Lines 0295-0006, 0295-0007 and 0295-0008, related to the Transbrasilian Lineament, which is the main regional lineament in Parnaíba Basin. To perform the interpretation and intersection of reflectors identified, the software GOCAD (Geological Object Computer Aided Design) was used that allowed the 3D visualization of the nine seismic lines with their sizes and positions.

Keywords: 2D seismic interpretation. GOCAD. Parnaíba Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 – Mapa Geológico com a localização da Bacia do Parnaíba..... 18
Figura 02 – Limites Geológicos das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís..... 20
Figura 03 – Seção geológica (A-B) esquemática da Bacia Parnaíba..... 21
Figura 04 – Relação entre os eixos deposicionais dos grupos Serra Grande e Canindé, e os Lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês..... 21
Figura 05 – Esboço do posicionamento geotectônico do inicio da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Gondwana Ocidental durante o fim do Ciclo Pan-Africano/Brasiliano..... 22
Figura 06 – Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba..... 24
Figura 07 – Carta estratigráfica mostrando o sistema petrolífero da bacia..... 31
Figura 08 – Percurso das reflexões das ondas sísmicas com arranjo fonte-receptores..... 33
Figura 09 – Onda incidente P refletida e refratada em meios com diferentes valores de impedância acústica, obedecendo a Lei de Snell. Os parâmetros ρ_1, ρ_2 indicam as densidades do meio 1 e 2, respectivamente. As velocidades da onda P nos meios 1 (acima) e 2 (abaixo) são representados por α_1 e α_2, respectivamente. As velocidades da onda S nos meios 1 e 2 são representados por β_1 e β_2, respectivamente..... 34
Figura 10 – Representação das ondas refletidas, diretas e refratadas no gráfico Tempo x Posição e suas formas..... 35
Figura 11 – Distribuição de velocidades comumente encontradas na prospecção de petróleo..... 36
Figura 12 – Exemplo de um sismograma sintético. (A) litologia. (B) impedância acústica. (C) função refletividade. (D) traço sísmico sintético final. (E) reflexões individuais de cada interface..... 38
Figura 13 – Relação entre a onda sísmica, o perfil sônico e a determinação dos limites da camada de interesse (para a freqüência de 50Hz a velocidade da onda sísmica é igual a 3500ms e o comprimento de onda λ = 70m). Camadas com espessura inferior a esse comprimento não serão identificadas pelo perfil sônico..... 39
Figura 14 – Representação da Zona de Fresnel AA'..... 40

Figura 15 – Mapa Geológico mostrando o esforço exploratório da Bacia do Parnaíba com as nove linhas sísmicas do projeto 0295_ANP_2D_PARNAIBA (em vermelho) e as formações aflorantes na área. A seta (em azul) indica a localização do poço 1-FL-1-PI..... 42
Figura 16 – Snapshot tirado do software GeoFrame mostrando a área-alvo deste trabalho. A escala de cores representa profundidade das linhas em tempo (milissegundos)..... 42
Figura 17 – Representação da litologia das rochas..... 44
Figura 18 – Demarcação do topo das Formações Cabeças e Pimenteiras, a partir do Perfil Composto..... 46
Figura 19 – Comparação entre o poço 2-CP-1-MA descrito por Góes e Feijó (1994) com o Poço Floriano, mostrando as semelhanças entre os perfis de raios gama no topo da Formação Pimenteiras..... 47
Figura 20 – Comparação entre o poço 2-CP-1-MA descrito por Góes e Feijó (1994) com o Poço Floriano, mostrando as semelhanças entre os perfis de raios gama no topo da Formação Tianguá..... 48
Figura 21 – Forma do pulso Ricker..... 49
Figura 22 – Calibração Sísmica-Poço a partir dos perfis sônico e raio gama..... 51
Figura 23 – Registro sísmico de um refletor curvo, e o reposicionamento (Migração) do refletor deslocado, aumentando a resolução sísmica horizontal..... 54
Figura 24 – Os padrões de terminações de refletores sísmicos nos limites superior (A) e inferior (B) de uma sequência sísmica..... 55
Figura 25 – Identificação de descontinuidades com base nos padrões de terminações de refletores..... 56
Figura 26 – Padrão de configurações de fácies sísmicas..... 58
Figura 27 – Geometrias externas típicas de algumas fácies sísmicas..... 59
Figura 28 – Geometria externa e padrão de configuração interna de algumas fácies sísmicas em montiforma..... 60
Figura 29 – Padrões de configuração interna das reflexões de algumas fácies sísmicas de preenchimento..... 61
Figura 30 – Snapshot tirado do programa GeoFrame mostrando a interpretação do perfil de Raios Gama (vermelho) e Perfil Sônico (Verde) nos horizontes mais marcantes observados no trecho da Linha 0295-0009 (migrada pós-stack no tempo) que passa pelo poço 1-FL-1-P1..... 63

Figura 31 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0009 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 66
Figura 32 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0009 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 66
Figura 33 – Imagem gerada do software GOCAD mostrando o cruzamento e as respectivas inclinações das linhas utilizadas neste trabalho..... 67
Figura 34 – Visualização 3D no GOCAD das nove linhas sísmicas com seus respectivos tamanhos e posicionamentos..... 67
Figura 35 – Visualização 3D da interpretação e extrapolação dos horizontes sísmicos a partir da Linha 0295-0009 para as demais linhas..... 68
Figura 36 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0003 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 69
Figura 37 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0003 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 69
Figura 38 – Visualização 3D da Linha 0295-0003 com todas as linhas que a intercepta..... 70
Figura 39 – Visualização 3D da Linha 0295-0003 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 70
Figura 40 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0004 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 72
Figura 41 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0004 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 72
Figura 42 – Visualização 3D da Linha 0295-0004 com todas as linhas que a intercepta..... 73
Figura 43 – Visualização 3D da Linha 0295-0004 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 73
Figura 44 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0005 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 75
Figura 45 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0005 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 75
Figura 46 – Visualização 3D da Linha 0295-0005 com todas as linhas que a intercepta..... 76
Figura 47 – Visualização 3D da Linha 0295-0005 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 76
Figura 48 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0006 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 78

Figura 49 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0006 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 78
Figura 50 – Visualização 3D da Linha 0295-0006 com todas as linhas que a intercepta..... 79
Figura 51 – Visualização 3D da Linha 0295-0006 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 79
Figura 52 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0007 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 81
Figura 53 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0007 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 81
Figura 54 – Visualização 3D da Linha 0295-0007 com todas as linhas que a intercepta..... 82
Figura 55 – Visualização 3D da Linha 0295-0007 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 82
Figura 56 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0008 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 84
Figura 57 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0008 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 84
Figura 58 – Visualização 3D da Linha 0295-0008 com todas as linhas que a intercepta..... 85
Figura 59 – Visualização 3D da Linha 0295-0008 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 85
Figura 60 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0001 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 87
Figura 61 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0001 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 87
Figura 62 – Visualização 3D da Linha 0295-0001 com todas as linhas que a intercepta..... 88
Figura 63 – Visualização 3D da Linha 0295-0001 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 88
Figura 64 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0002 completa (migrada em tempo pós-stack)..... 90
Figura 65– Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0002 completa com os horizontes sísmicos interpretados..... 90
Figura 66 – Visualização 3D da Linha 0295-0002 com todas as linhas que a intercepta..... 91
Figura 67 – Visualização 3D da Linha 0295-0002 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados..... 91
Figura 68 – Mapa de Anomalia Bouguer do Projeto ANP..... 92

Figura 69 – Correlação entre o mapa de anomalia Bouguer com a seção sísmica da Linha 0295-0007 interpretada. O posicionamento da anomalia de massa no mapa condiz com o baixo estrutural observado na linha sísmica..... 94

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Metodologia utilizada na realização de uma calibração sísmica x poço.....50
Tabela 02 – Procedimentos de Interpretação Sismoestratigráfica estabelecido pela Escola Exxon..... 55
Tabela 03 – Parâmetros de reflexão sísmica usados em Sismoestratigrafia e seus significados geológicos..... 57

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 16
2 CONTEXTO GEOLÓGICO 18
2.1 GENERALIDADES 18
2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR 20
2.3 ESTRATIGRAFIA 24
2.3.1 Sequência Siluriana 25
2.3.2 Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera 26
2.3.3 Sequência Neocarbonifera-Eotriássica 27
2.3.4 Sequência Jurássica 28
2.3.5 Sequência Cretácea 29
2.3.6 Rochas Magmáticas 30
2.4 SISTEMA PETROLÍFERO 30
3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS 32
3.1 MÉTODOS SÍSMICOS 32
3.1.1 Método Sísmico de Reflexão 32
3.1.2 Lei de Snell 33
3.1.3 Comportamento dos Tipos de Ondas em um Sismograma 35
3.1.4 Ondas Sísmicas 35
3.1.5 Sismograma Sintético 37
3.1.6 Amplitude Sísmica 38
3.1.7 Resolução Sísmica Vertical 38
3.1.8 Resolução Sísmica Horizontal 39
4 TRATAMENTO DE DADOS 41
4.1 DESCRIÇÃO DOS DADOS 41
4.2 INTERPRETAÇÃO DO PERFIL COMPOSTO 43
4.2.1 Play Cabeças/Pimenteiras 44
4.2.2 Comparação Entre os Perfis Compostos dos Poços 1-FL-1-PI e 2-CP-1-MA 47
4.3 CALIBRAÇÃO SÍSMICA-POÇO 49
5 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA 2D 53
5.1 CONCEITOS BÁSICOS 53
5.2 METODOLOGIA 61

5.3 RESULTADOS..... 62
5.4 CORRELAÇÃO DA SÍSMICA COM MAPA GRAVIMÉTRICO DE ANOMALIA BOUGUER..... 92
6 CONCLUSÕES..... 95
7 RECOMENDAÇÕES..... 96
REFERÊNCIAS..... 97

1 INTRODUÇÃO

Há diversos estudos com a finalidade de compreender a geologia e o regime tecto-sedimentar das bacias paleozóicas intracratônicas. Essas bacias estão associadas a um sistema tectônico lento e uma vasta subsidência em meio à crosta continental. As bacias formadas nesse cenário são chamadas de sinéclises. Tais bacias são geradas em zonas de fragilidade crustal, facilmente atingidas por reativações tectônicas posteriores, podendo relacionar-se com manifestações vulcânicas. Essas zonas de fragilidade crustal são delimitadas por estruturas geradas por esforços cisalhantes, compressivos e distensivos como extensas falhas normais (CUNHA, 1986).

A Bacia do Parnaíba está localizada na região nordeste ocidental brasileira, abrangendo uma área de aproximadamente 600.000 km², com espessura sedimentar máxima em torno de 3.500 metros (VAZ et. al., 2007). É uma bacia intracratônica situada entre faixas de dobramentos que bordejam os crátons do Amazonas, São Luis e São Francisco, com sedimentos depositados do Siluriano ao Cretáceo , e rochas intrusivas e extrusivas ligadas a eventos magmáticos de idades Jurotriássica a Eocretácia (GÓES; FEIJÓ, 1994).

Algumas pesquisas geológicas e geofísicas já foram efetuadas com a finalidade de ampliar a gama de conhecimentos sobre os aspectos estratigráficos, litológicos e estruturais da bacia, assim como compreender as variações paleoambientais ocorridas durante o seu desenvolvimento. No entanto; a quantidade de dados existente é insuficiente para que possa ser gerado um modelo da bacia inteira, visto que algumas áreas não possuem nenhum tipo de estudo geológico e geofísico (TEIXEIRA, 2010).

Este trabalho consiste na interpretação sísmica 2D de nove linhas sísmicas migradas em tempo pós-stack, localizadas na Bacia do Parnaíba, realizadas por um projeto da Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP). A interpretação sísmica foi realizada a partir da calibração sísmica-poço. Com base na interpretação do perfil composto de um poço e do mapa geológico da área, foi possível realizar uma correlação entre os dados dos perfis do poço com os refletores visíveis na linha sísmica e assim efetuar um mapeamento mais exato dos horizontes presentes na seção.

Neste trabalho empregou-se o software GOCAD (Geological Object Computer Aided Design), que auxiliou na interpretação sísmica 2D das linhas sísmicas através da extrapolação e cruzamento dos horizontes sísmicos.

Este trabalho está estruturado em sete capítulos. O primeiro capítulo apresenta a parte introdutória do trabalho. O segundo capítulo destaca os aspectos geológicos da Bacia do

Parnaíba. O terceiro capítulo analisa os fundamentos teóricos dos Métodos Sísmicos. O quarto capítulo descreve o tratamento de dados executado para tornar possível a calibração sísmica-poço. O quinto capítulo apresenta os resultados obtidos com a Interpretação Sísmica 2D. O sexto e último capítulo apresentam as conclusões e as recomendações, respectivamente, referentes aos resultados.

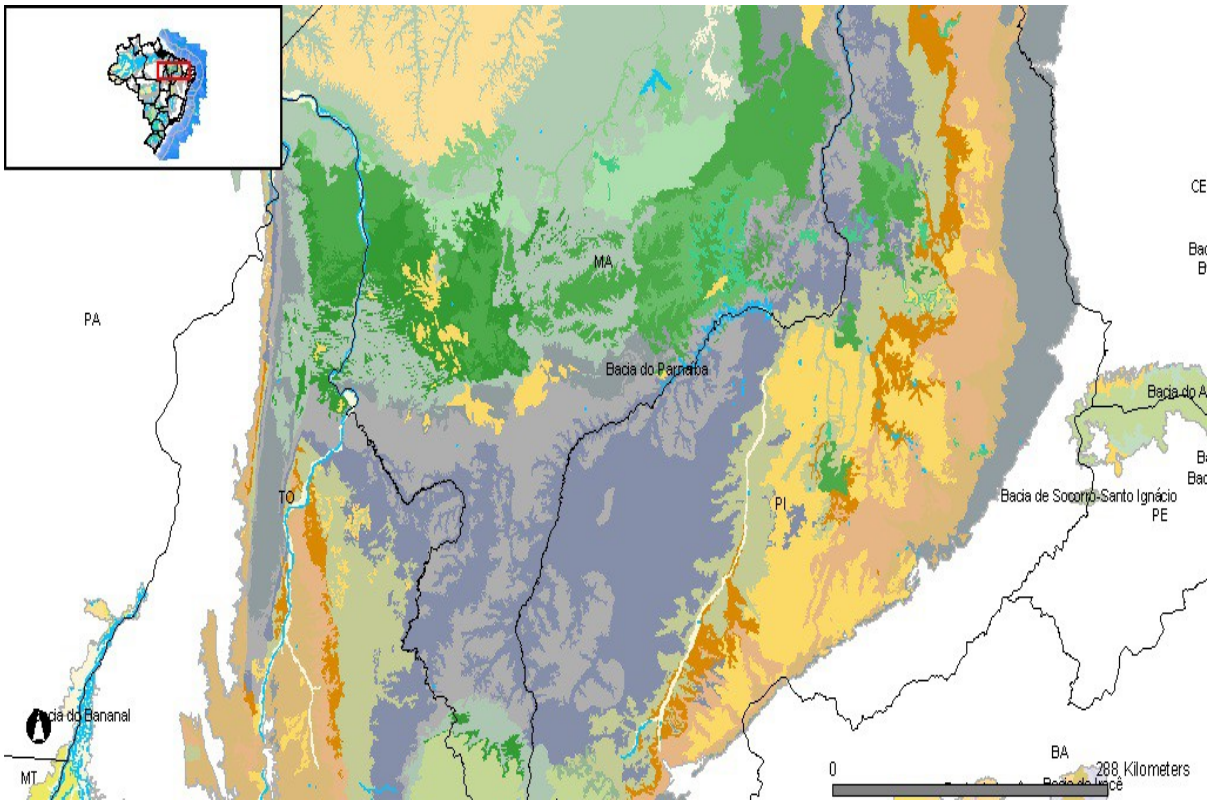
2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 GENERALIDADES

A bacia do Parnaíba localiza-se no Nordeste do Brasil, abrangendo uma área de aproximadamente 600.000 km², ocupando parte dos estados do Pará, Maranhão, Piauí, Tocantins, Ceará e Bahia (Fig. 01). Encontra-se inserida na plataforma Sul-Americana sobreposta a um embasamento cristalino cratonizado após a conclusão do evento Brasiliano (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004), ocorrido no final do Proterozóico e início do Cambriano, composto pela acoplagem dos crátons de São Luís, do Amazonas e São Francisco e pelas faixas de dobramento Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto (CUNHA, 1986).

A sinéclise do Parnaíba é uma bacia de ampla dimensão que acomoda um pacote de 3.500m de espessura máxima de sedimentos (VAZ et. al., 2007). É uma bacia paleozóica, apesar de depósitos mesozóicos ocuparem extensas áreas (MESNER; WOOLDRIDGE, 1964). A geometria da bacia é elipsoidal, com diâmetro longitudinal medindo aproximadamente 1000 km, e o diâmetro perpendicular a esse medindo cerca de 800 km.

Figura 01 – Mapa Geológico com a localização da Bacia do Parnaíba.

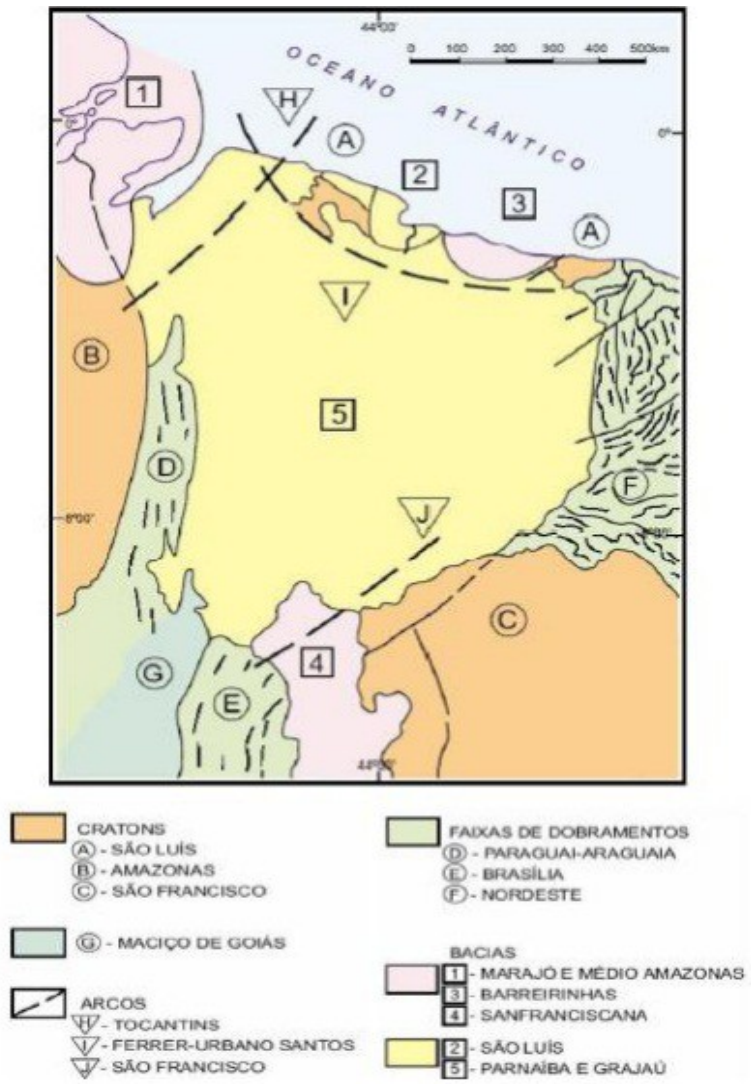


Fonte: Modificado de ANP (2013).

A bacia é estruturalmente assimétrica disposta segundo um eixo NE-SW que atravessa a capital do estado do Piauí, Teresina. O mergulho das camadas na borda sul/sudeste é mais destacado que o da borda noroeste. Na porção central da bacia, as camadas têm inclinações variando de 7m/km a 10m/km fazendo com que as feições estruturais como dobras, arcos e falhas sejam perceptíveis apenas em nivelamentos encontrados em afloramentos mais extensos (CUNHA, 1986).

A borda sul da bacia do Parnaíba é delimitada pelo Arco de São Francisco. As bordas leste e oeste são delimitados por rochas da orogenia Brasiliana. A borda noroeste da bacia é delimitada pelo arco de Tocantins, separando essa bacia da Bacia do Amazonas. Ao norte há duas bacias costeiras (Bacias de São Luiz e de Barreirinhas), que são separadas da Bacia do Parnaíba pelo Arco de Ferrer-Urbano Santos (Fig. 02).

Figura 02– Limites Geológicos das bacias do Parnaíba,Grajaú e São Luís.



Fonte: Modificado de Marchesini, Sardenberg (2004).

A origem da bacia está relacionada a uma contração térmica e adensamento litosférico ocorrido no final da Orogênese Brasiliana, provocando fragmentação de um supercontinente no Neoproterozóico. De acordo com Oliveira e Mohriak (2003); estruturas grabenformes interpretadas (com base em dados de sísmica, gravimetria e magnetometria) no substrato da Bacia do Parnaíba, ligadas a deformações e eventos térmicos fini-e pós-orogênicos do Ciclo Brasiliano, teriam controlado o depocentro inicial dessa bacia. No entanto; tais sítios deposicionais, ou riftes precursores da Bacia do Parnaíba, seriam correlacionáveis ao Gráben Jaibaras e também a outros grábens, como Jaguarapi, Cococi e São Julião, situados na Província Borborema, que foram gerados num sistema de riftes do Neoproterozóico-Eopaleozóico. Diversos estudiosos têm discutido a possível quebra deste supercontinente (ABREU, 2002).

A área escolhida para a realização deste trabalho integra um projeto da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), patrocinado pela Petrobras S.A. para o mapeamento estrutural e estudos geofísicos da região, com a finalidade de incentivar estudos e exploração na área, no que diz respeito à geologia do Petróleo.

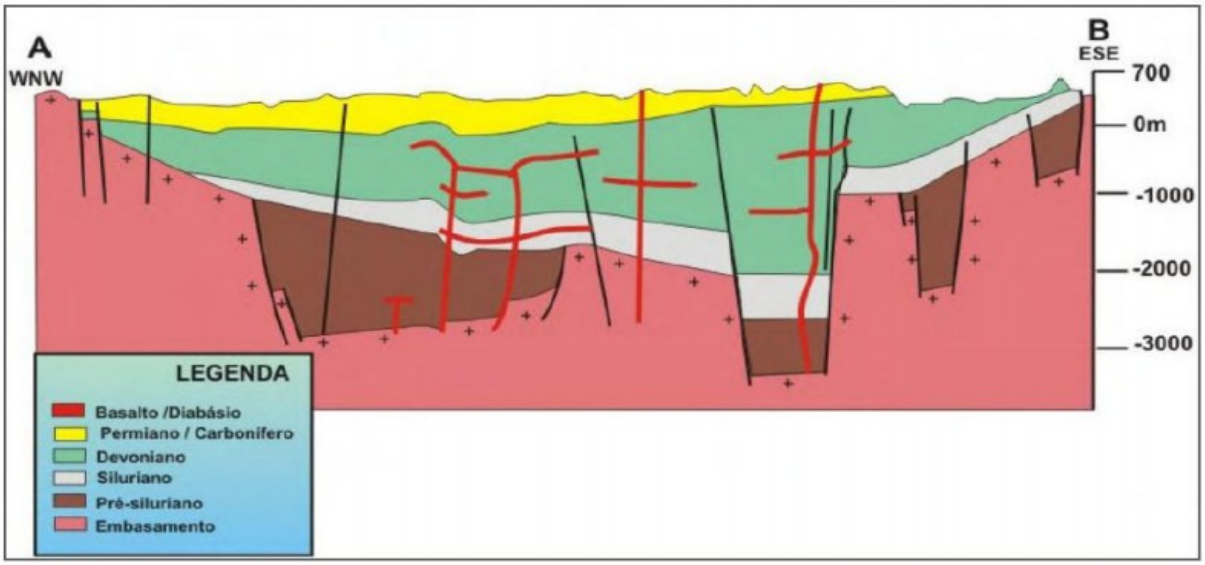
Outro fator importante para a localização da área de estudos foi com base em um projeto da Agência Nacional do Petróleo Gás e Biocombustíveis (ANP), em convênio com a Universidade de São Paulo (USP), realizados entre os anos de 2006/08, que tinha como objetivo um mapeamento geofísico, o qual teve como resultados mapas e perfis aeromagnéticos e aerogravimétricos, que posteriormente serviriam como base para um segundo projeto da Agência, agora focado no método geofísico de sísmica de reflexão da porção centro-sul do estado do Piauí. Consequentemente foi realizado o levantamento das nove linhas sísmicas. Neste trabalho será feita a interpretação sísmica 2D destas nove linhas sísmicas da Bacia do Parnaíba.

2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba está intimamente relacionada aos pulsos termais do Ciclo Brasiliano responsáveis pela formação de grábens (Fig. 03) distribuídos por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte-sul (Fig. 04). A influência desta tectônica no desenvolvimento da sedimentação pós-ordoviciana marcou as primeiras fases deposicionais da bacia. Dados geofísicos, associados com dados de subsuperfície, evidenciaram a existência de um pacote basal de arcóseos detidos em um

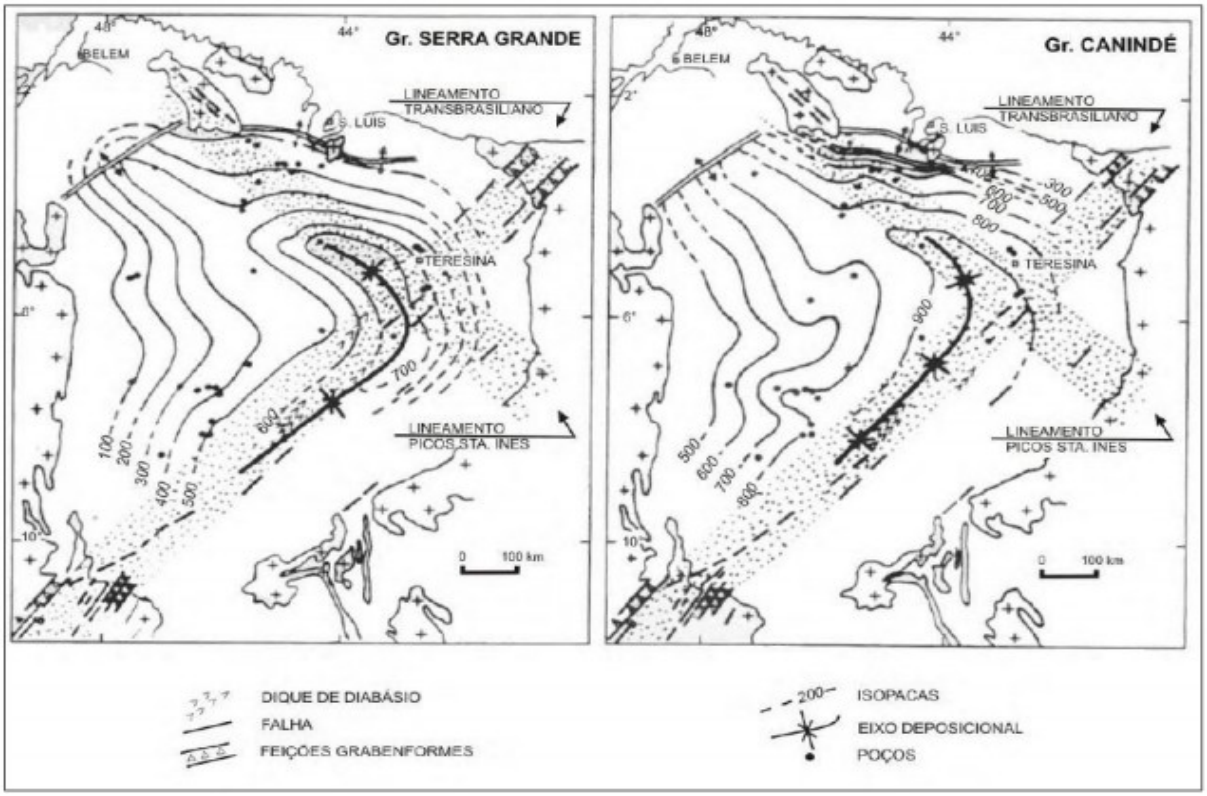
sistema de grábens com eixos predominantemente N-S e SO-NE do Neo Proterozoico/Cambriano, alojados no embasamento cristalino (ARCE et al., 2006).

Figura 03 – Seção geológica (A-B) esquemática da Bacia Parnaíba.



Fonte: Modificado de Góes et al. (1994).

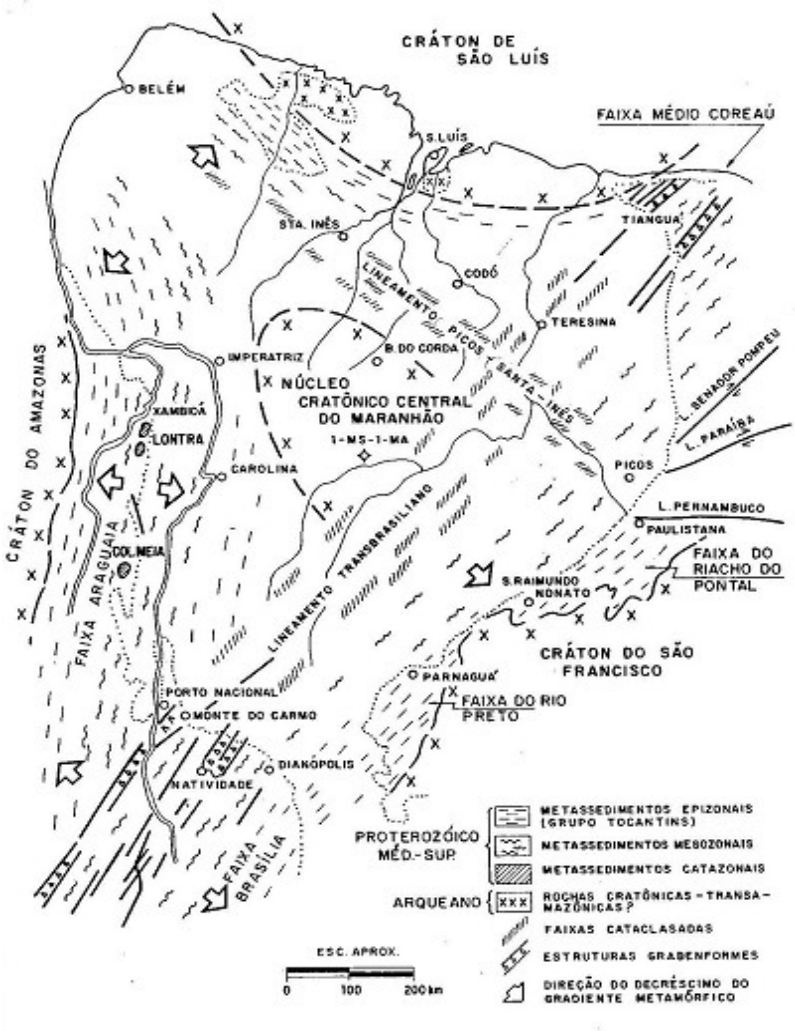
Figura 04 – Relação entre os eixos deposicionais dos grupos Serra Grande e Canindé, e os Lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês.



Fonte: Modificado de Góes et. al. (1990).

Cunha (1986) e Cordani et al. (1984) identificaram as estruturas do Ciclo Brasiliano que agiram na repartição da Bacia durante o Paleozóico (Fig. 05). São pertencentes à direção nordeste do Lineamento Transbrasiliano, noroeste do Lineamento Picos-Santa Inês e norte-sul do Lineamento Tocantins-Araguaia.

Figura 05 – Esboço do posicionamento geotectônico do inicio da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Gondwana Ocidental durante o fim do Ciclo Pan-Africano/Brasiliano.



Fonte: Modificado de Cunha (1986).

A evolução termomecânica da área influenciou na formação de uma grande depressão ordoviciana, acima da qual se depositaram sedimentos flúvio-deltaicos a marinhos rasos do Grupo Serra Grande. O termino desta sedimentação evidenciou a orogenia caledoniana que provocou uma discordância de caráter regional (GÓES et al., 1990). De acordo com Caputo e Lima (1984), após o término do Ciclo Brasiliano (Cambro-Ordoviciano), os grábens foram

preenchidos pela subsidência progressiva ao longo das faixas tectonicamente instáveis, a partir do final do Ordoviciano.

O desenvolvimento ininterrupto de ações termais, somados às influências de natureza flexural, culminou em um considerável aumento da sedimentação durante o Devoniano, registrado pela Formação Jaicós do Grupo Serra Grande. O término desta sedimentação é caracterizado por uma expressiva discordância regional; relacionada aos efeitos da Orogenia Eo-herciniana ocorridos no Eocarbonífero, retratada na porção central da bacia por falhas normais e estruturas ligadas à falhas reversas (GÓES et. al., 1990).

Durante o Paleozóico até o Carbonífero, os Lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês comportaram-se como eixos deposicionais. A partir do Carbonífero Superior; foram estabelecidos os movimentos precursores de integração do supercontinente Pangea relacionados à Orogenia Eo-herciniana (GÓES; FEIJÓ, 1994), o que provocou o deslocamento do depocentro para noroeste, iniciando a contração da área deposicional e o processo de continentalização da bacia.

No Permiano; as regiões a noroeste e a oeste conhecidas por Lineamento Tocantins elevaram-se provocando o encerramento das comunicações entre as Bacias Amazonas e Parnaíba. No triássico, a área deposicional foi deslocada para o centro da bacia finalizando o ciclo continental com as formações Motuca e Sambaíba (CAPUTO; LIMA, 1984).

No Mesozóico; os principais elementos tectônicos regionais foram a Estrutura de Xambioá, o Arco Ferrer-Urbano e o Alto do Rio Parnaíba. A Estrutura de Xambioá, de orientação leste-oeste, localiza-se no centro da bacia. O Arco Ferrer-Urbano Santos delimita as pequenas bacias marginais associadas à abertura do Atlântico Sul Equatorial (MARCHESINI; SARDENBERG, 2004)

No Jurássico e Cretáceo ocorreram derrames e diques de rochas básicas de ambientes distensionais relacionados aos efeitos da separação dos continentes. Estas rochas apresentam forte orientação E-W e NW-SE. A direção E-W correspondem à feição denominada por Aguiar (1969) de Arco de Xambioá e corresponde a um alto interno formado durante o Paleozóico. No Mesozóico, a desagregação do Pangea alterou o arcabouço tectônico da bacia e a Estrutura de Xambioá passou a compor um novo eixo deposicional.

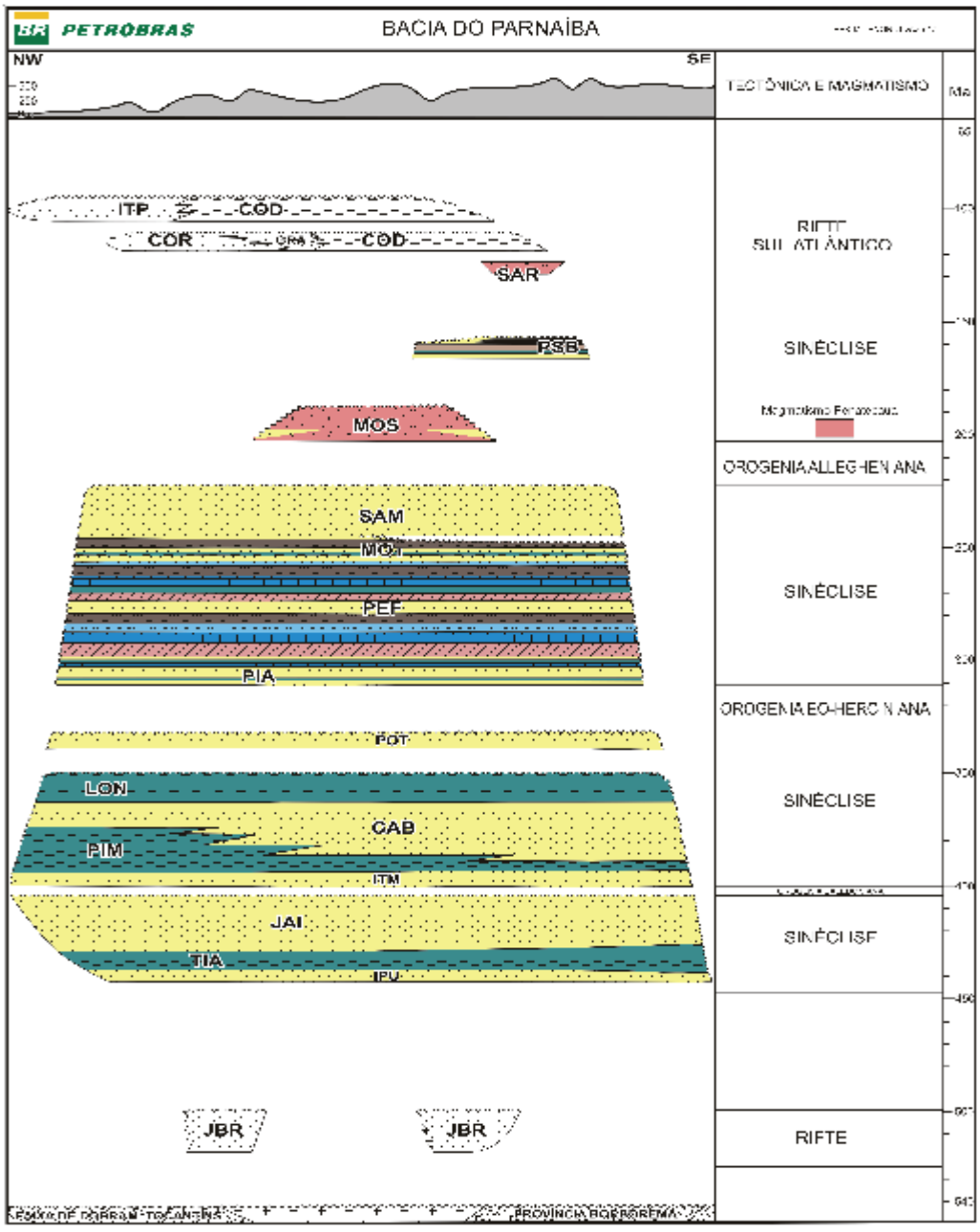
A partir do Aptiano, devido à evolução da separação dos continentes Africano e Sul-americano e a formação do Oceano Atlântico, ocorreu a formação do Sistema de Grábens Gurupi, onde a Bacia de São Luís-Grajaú está inserida. Estudos faciológicos, estratigráficos e tectônicos mostram que as Bacias do Grajaú e São Luís atuaram como depressões individualizadas até o Albiano quando ocorreu a transposição de Arco Ferrer-Urbano Santos

que atuava como barreira ao avanço da sedimentação em direção ao sul (GÓES; ROSSETTI, 2001).

2.3 ESTRATIGRAFIA

A sequência estratigráfica da Bacia do Parnaíba é dividida em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, separadas por discordâncias que abrangem extensas regiões (Fig. 06).

Figura 06 – Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Modificado de Vaz et. al. (2007).

No cenário da Plataforma Sul-Americana, as três primeiras sequências situam-se no período de estabilização e suas discordâncias são geradas pelas variações dos níveis eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozóico (VAZ et. al., 2007). As transgressões resultaram do oceano adjacente à margem ativa do sudoeste do Gondwana e de bacias do norte atual da África, submergidas pelo Oceano Tethys.

As elevações epirogênicas tiveram grande importância nas regressões e discordâncias erosivas, em consequência das orogêneses ocorridas na borda ativa do Gondwana. A subsidência provocada por estiramento litosférico, pela sobrecarga de depósitos acumulados e demais processos da dinâmica continental contribuíram na configuração do registro sedimentar da bacia. Dessa maneira, as ascensões eustáticas correspondem aos sucessivos ciclos transgressivos ocorridos no Fanerozóico (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004).

Os principais eventos orogênicos mundiais como a Orogênese Eo-herciniana, operaram no sul da Europa, leste dos Estados Unidos e norte-nordeste da África, colaborando intensamente sobre os efeitos das flutuações do nível do mar em relação às taxas de subsidência ou de movimentos ascendentes verificados no substrato desta sinéclise (CAPUTO et. al., 2006). A eustasia foi essencial no controle dos ciclos transgressivo-regressivos e das discordâncias que caracterizam as interfaces entre as sequências da Bacia do Parnaíba (FÁVERA, 1990).

2.3.1 Sequência Siluriana

A sequência Siluriana (ciclo trangressivo-regressivo completo) é sobreposta a rochas proterozóicas ou sobre depósitos cambrianos. Corresponde ao pacote sedimentar do Grupo Serra Grande. Em subsuperfície, está presente em praticamente toda a extensão da bacia. No entanto; sua área de afloramento consiste em uma estreita faixa a leste da bacia, bordejada por rochas do embasamento. Sua unidade mais antiga, Formação Ipu, denota arenitos com seixos, conglomerados com matriz areno-argilosa e matacões de quartzo ou quartzito e arenitos de finos a grossos (VAZ et. al., 2007). As rochas dessa unidade foram depositadas em diversos ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas (CAPUTO, 1984). A Formação Tianguá é composta por folhelhos cinzas escuro, arenitos cinzas claro, fino a médio. A deposição ocorreu em um ambiente de plataforma rasa (GÓES; FEIJÓ, 1994). Seus contatos com as camadas das Formações Ipu (sotoposta) e Jaicós (sobreposta) são concordantes. A Formação Jaicós é constituída de arenitos cinzas com tonalidades claras, creme ou amarronzada, grossos, contendo seixos angulares a subangulares, mal selecionados,

friáveis, maciços com estratificação cruzada ou lenticular (CAPUTO, 1984), depositados em sistemas fluviais entrelaçados (GÓES; FEIJÓ, 1994).

A Formação Tianguá corresponde à superfície de inundação máxima e a Formação Jaicós corresponde ao intervalo regressivo dessa sequência, com fácieis indicando deposição por sistemas fluviais, deltaicos e plataformais, em ambientes continental, transicional e marinho raso (GÓES; FEIJÓ, 1994).

2.3.2 Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera

Os estratos da Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera afloram nas porções leste e sudoeste da bacia. Em subsuperfície, ocorre em quase toda a bacia. Seus estratos foram depositados discordantemente sobre a Sequência Siluriana. O arcabouço litoestratigráfico é formado pelo Grupo Canindé está dividido em quatro formações, descritas da mais antiga para a mais recente. A Formação Itaim é composta por arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade. A base desta unidade contem intercalações de folhelhos bioturbados. Observa-se um perfil de granocrescência ascendente (FÁVERA, 1990). Segundo Góes e Feijó (1994), os sedimentos desta Formação depositaram-se em ambientes deltaicos e plataformais, dominados por correntes de marés e tempestades.

A Formação Pimenteiras é formada por folhelhos cinzas escuros a pretos esverdeados, localmente bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia. Encontram-se intercalações de siltitos e arenitos que foram depositados em ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. Uma mudança de tendência aponta ciclicidade deposicional que passa de transgressiva para regressiva na mudança gradacional da Formação Pimenteiras para a Formação Cabeças (FÁVERA, 1990).

Na Formação Cabeças predominam arenitos cinzas claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Diamictitos estão presentes eventualmente e, com maior frequência, na parte superior. Tilitos e seixos estriados apontam um ambiente glacial ou periglacial (CAPUTO, 1984). Um ambiente plataformal sob a influência predominante de correntes provocadas por processos de marés é considerado o mais importante nesta unidade (GÓES; FEIJÓ, 1994).

A Formação Longá é constituída de folhelhos cinzas escuro a pretos. Em sua porção média identificam-se pacotes de arenitos e siltitos cinzas claros a esbranquiçados, laminados (LIMA; LEITE, 1978). Um ambiente plataformal dominado por tempestades é indicado por tais rochas (GÓES; FEIJÓ, 1994).

A Formação Poti contem uma sucessão de estratos divididos em duas porções: a inferior formada de arenitos cinzas esbranquiçados, médios, com lâminas dispersas de siltito cinza claros e a superior de arenitos cinzas, lâminas de siltitos e folhelhos intercalada por níveis de carvão (LIMA; LEITE, 1978). A deposição ocorreu em deltas e planícies de maré, eventualmente sob a influência de tempestades (GÓES; FEIJÓ, 1994). O contato superior com a Formação Piauí representa um hiato erosivo. A regressão que precedeu a sedimentação Poti pode estar associada à glaciação do Continente Gondwana. Posterior a deposição dessa Formação, movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão global teriam acarretado a erosão na bacia (CAPUTO, 1984). Tais ocorrências podem estar relacionadas à Orogenia Eo-herciniana.

2.3.3 Sequência Neocarbonífera-Eotriássica

Em subsuperfície, esta sequência ocorre em uma extensa região da bacia e a erosão parece ser determinante na explicação de sua ausência em algumas das áreas de borda desta sinéclise. Corresponde ao pacote sedimentar do Grupo Balsas. Em uma seção norte-sul, controlada por poços, há uma coincidência entre os depocentros desta unidade e os das duas sequências mais antigas da bacia. No entanto, numa seção leste-oeste, observa-se que o depocentro da Sequência Neocarbonífera-Eotriássica situa-se a oeste em relação as duas sequências subjacentes. A Formação Piauí é classificada em duas sucessões (LIMA; LEITE, 1978). A sucessão inferior é composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelhos vermelhos. A sucessão superior é formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Verificam-se siltitos e lentes conglomeráticas (CAPUTO, 1984). Esta unidade é de idade Pensilvaniana (MELO et. al., 1998). O ambiente deposicional interpretado foi o fluvial com auxílio eólico e eventuais invasões marinhas, num clima semiárido a desértico (LIMA, LEITE, 1978).

A Formação Pedra de Fogo, de idade permiana (DINO et. al., 2002), é especificada por uma significativa variedade de rochas como: sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e dolomito; depositados num ambiente marinho entre raso e litorâneo com planícies de sabkha, sob influência de tempestades (GÓES; FEIJÓ, 1994). Ciclos deposicionais são reconhecidos na sucessão das camadas desta unidade (AGUIAR, 1971). Os

contatos são concordantes com as Formações Piauí, que está sotoposta, e a Formação Motuca, que está sobreposta.

A Formação Motuca caracteriza-se pela presença de siltito vermelho e marrom, arenito branco de fino a médio, folhelho, anidrita e raros calcários. De acordo com Góes e Feijó (1994), os sedimentos Motuca foram depositados num sistema desértico com lagos associados. Sua idade prolonga-se do final do Permiano ao início do Eotriássico (CAPUTO, 1984).

A Formação Sambaíba é uma seção com camadas arenosas posicionadas sobre a Formação Motuca (LIMA; LEITE, 1978). Os arenitos dessa formação são vermelhos a cor-de-rosa, creme claro/esbranquiçado, em geral, finos a médios, subangulosos a subarredondados. As dunas com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos caracterizam rochas de um sistema desértico, com contribuição fluvial. Identificam-se basaltos recobrindo os psamitos Sambaíba em superfície ondulada, ocorrendo em dois níveis de basaltos intercalados entre os arenitos Sambaíba (LIMA, LEITE, 1978). Este dado sugere uma contemporaneidade entre as camadas do topo da Formação Sambaíba e a porção mais inferior de basaltos Mosquito. Lima e Leite (1978) supõem uma idade triássica média-superior para essa unidade que recobre discordantemente as Formações Piauí e Pedra de Fogo.

A deposição desta sequência ajustou-se com as mudanças ambientais e tectônicas profundas na região da Bacia do Parnaíba. Mares abertos com ampla circulação e clima temperado tornaram-se restritos, contribuindo para a aridez do clima. Uma regressão de proporção mundial, ocorrida no final do Permiano (CAPUTO, 1984), foi a principal causadora da progressiva desertificação que resultou no estabelecimento do amplo deserto, onde foram depositados os arenitos Sambaíba.

2.3.4 Sequência Jurássica

A subsidência mecânica que resultou na deposição de sedimentos de idade Jurássica, representados pela Formação Pastos Bons, foi causada pelo peso das rochas básicas Mosquito adicionado ao peso da carga sedimentar então existente. O final dessa fase sedimentar foi um resultado das atividades tectônicas condicionadas pela abertura do Atlântico Equatorial. Na carta estratigráfica (VAZ et. al., 2007) observa-se que a Formação Pastos Bons sobrepõe-se parcialmente à Formação Mosquito em concordância, fato ratificado por interpretações sismoestratigráficas.

Os litotipos da Formação Pastos Bons podem ser classificados em três partes: na base prevalecem arenitos brancos de colorações esverdeadas, amareladas, com granulometria fina a média, grãos subarredondados e, comumente, apresentam estratificação paralela com escassas lentes de calcário. Na parte média da seção ocorrem siltito, folhelho/argilito cinza a verdes, geralmente intercalados com arenito. A porção superior é formada por arenitos vermelhos/cor-de-rosa, fino, gradando para siltito, com níveis de folhelho (CAPUTO, 1984).

De leste para oeste, a Formação Pastos Bons deposita-se discordantemente sobre as Formações Paleozóicas Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca (LIMA; LEITE, 1978). Com base no conteúdo fossilífero (peixes, conchostráceos, ostracodes); infere-se idade jurássica média a superior para a Formação Pastos Bons, depositada em paleodepressões continentais, lacustrinas com eventual contribuição fluvial, clima semiárido a árido.

2.3.5 Sequência Cretácea

No Cretáceo, os depocentros se deslocaram da região central para as imediações do extremo norte e noroeste da bacia, em decorrência da abertura do Atlântico. Distintamente das sequências anteriores, os depósitos marinhos decorreram do Atlântico no estágio inicial de seu desenvolvimento, através de transgressões e regressões. Os afloramentos desta sequência estão presentes principalmente na porção noroeste-norte da bacia e são discordantes em relação às sequências mais antigas. Esta sequência é formada pelas seguintes Formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (VAZ et. al., 2007).

O termo Formação Corda refere-se aos arenitos vermelhos, castanho-avermelhados, muito finos a médios, boa seleção granulométrica, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Estratificações cruzadas de grande porte, climbings transladantes e ripples, fluxos de grãos e outras estruturas típicas de dunas eólicas são comuns nessa unidade. Desse conjunto de informações, supõe-se que tal unidade foi depositada num sistema desértico (VAZ et. al., 2007).

A Formação Grajaú pode ser representada pelas rochas aflorantes, constituídas por arenitos cremes claro/esbranquiçado, creme amarelado, médio-grossos, subangulosos /angulosos e mal selecionados. Estruturas cruzadas acanaladas e marcas de carga são abundantes (VAZ et. al., 2007).

A Formação Codó é constituída de folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenitos são os principais litotipos com níveis de sílex e estromatólitos. Os jazimentos de gipsita são recobertos subitamente por folhelho bege a cinza/preto esverdeado, revelando uma

ampla inundação (transgressão) do mar/lago Codó. As Formações Grajaú e Codó, ambas do Neoaptiano-Eoalbiano, foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico (ROSSETTI et. al., 2001b).

Os estratos arenosos e pelíticos da Formação Itapecuru, de idade Mesoalbiano-Neocretáceo, correspondem a seis ciclos deposicionais atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisos (ROSSETTI et. al., 2001b). Os depósitos apresentam uma natureza transgressiva e o litotipo mais frequente é constituído de arenitos, finos, friáveis, com estruturas contendo estratificações cruzadas swaley, hummocky, acanalada, tabular, mud couplets e escorregamento de massa.

Num contexto generalizado; a gênese dos depósitos das Formações Grajaú, Codó e Itapecuru estaria relacionada à movimentação tectônica ou ao processo de quebramento do Gownduana (separação dos continentes: África e Sul-americano). Portanto, a história da formação do oceano atlântico se apresenta nesta área (ROSSETTI et. al., 2001a).

2.3.6 Rochas Magmáticas

Rochas ígneas básicas intrusivas e extrusivas, com idade entre 215 a 110 Ma (Jurássico-Cretáceo) estão associadas a três pulsos magmáticos principais que ocorrem na bacia (GÓES et. al., 1992). Foram subdivididas em duas unidades litoestratigráficas, ambas extrusivas, chamadas Formações Mosquito e Sardinha.

A Formação Mosquito (AGUIAR, 1969), de idade Jurotriássica caracteriza-se pelo basalto preto, intercalado a arenito vermelho com leitos de sílex, situado entre os Grupos Balsas e Mearim.

A Formação Sardinha (AGUIAR, 1969) de idade Eocretácia, define o basalto preto, amigdaloidal, situado sobre Grupo Mearim e abaixo das Formações Itapecuru e Urucuia.

2.4 SISTEMA PETROLÍFERO

Informações disponíveis a respeito da Bacia do Parnaíba indicam que ela contem os requisitos necessários para a ocorrência de acumulações de hidrocarbonetos como: reservatório, rocha geradora, migração primária secundária e trapas estruturais e estratigráficas (Fig. 07).

A Formação Pimenteiras trata-se da principal unidade potencialmente geradora de hidrocarbonetos, distribuindo-se amplamente e alcançando espessuras maiores que 500

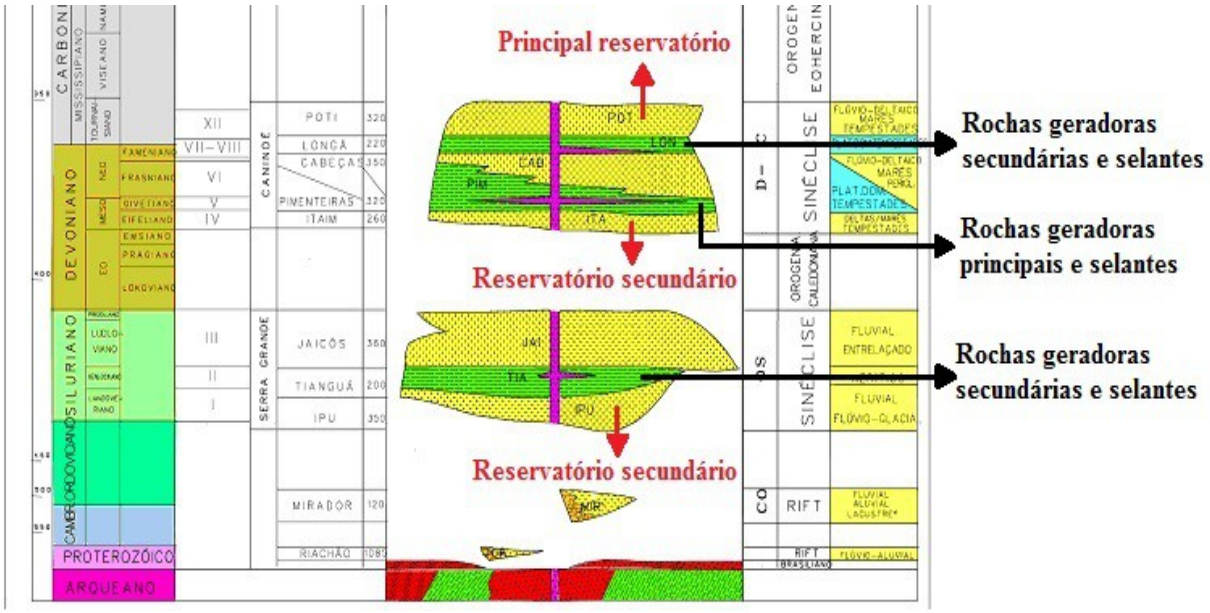
metros. Apesar da pequena quantidade de informações; interpretou-se que a maturação dos geradores Pimenteiras foi iniciada a partir de processos de soterramento e com forte influencia de efeitos térmicos das intrusivas Jurotriássica, que também podem atuar como capeadoras.

A Formação Pimenteiras pode atuar como selo para o reservatório secundário da Formação Itaim. As Formações Longá e Tianguá podem ser consideradas geradoras secundárias, pois as suas camadas geradoras, composta predominantemente por folhelhos, são delgadas.

O principal reservatório é representado pela Formação Cabeças; por conter arenitos com características permoporosas em contato direto com a principal seção geradora e por serem capeados por folhelhos devonianos. As Formações Itaim e Ipu podem exercer a função de reservatório secundário, devido a presença de arenito hialino, médio e grosso e arenito fino, respectivamente. Os folhelhos da Formação Longá podem atuar como capeadora, funcionando como uma forma de impedir a migração do óleo ou gás formado nas geradoras abaixo dela, no caso, da Formação Pimenteiras.

As Formações Pimenteiras e Tianguá podem atuar como selos para os reservatórios das Formações Itaim e Ipu, respectivamente.

Figura 07 – Carta estratigráfica mostrando o sistema petrolífero da bacia.



Fonte: Modificado de Góes e Feijó (1994).

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Neste capítulo será apresentado um apanhado sobre os fundamentos teóricos de alguns tópicos dos Métodos Sísmicos como: Método Sísmico de Reflexão, Lei de Snell, Comportamento dos Tipos de Ondas em um Sismograma, Ondas Sísmicas, Sismograma Sintético, Amplitude Sísmica, Resolução Sísmica Vertical, Resolução Sísmica Horizontal.

3.1 METODOS SÍSMICOS

Os Métodos Sísmicos baseiam-se na propagação de ondas mecânicas produzidas artificialmente por meio de fontes controladas para avaliar as propriedades da subsuperfície da Terra. O levantamento sísmico origina-se com a ativação de uma fonte que produz ondas elásticas, que se propagam pelo interior da Terra, onde são refletidas e refratadas nas interfaces que dividem rochas com formações petrofísicas distintas, e retornam à superfície, onde são captadas geofones, na aquisição terrestre, ou hidrofones, na aquisição marítima.

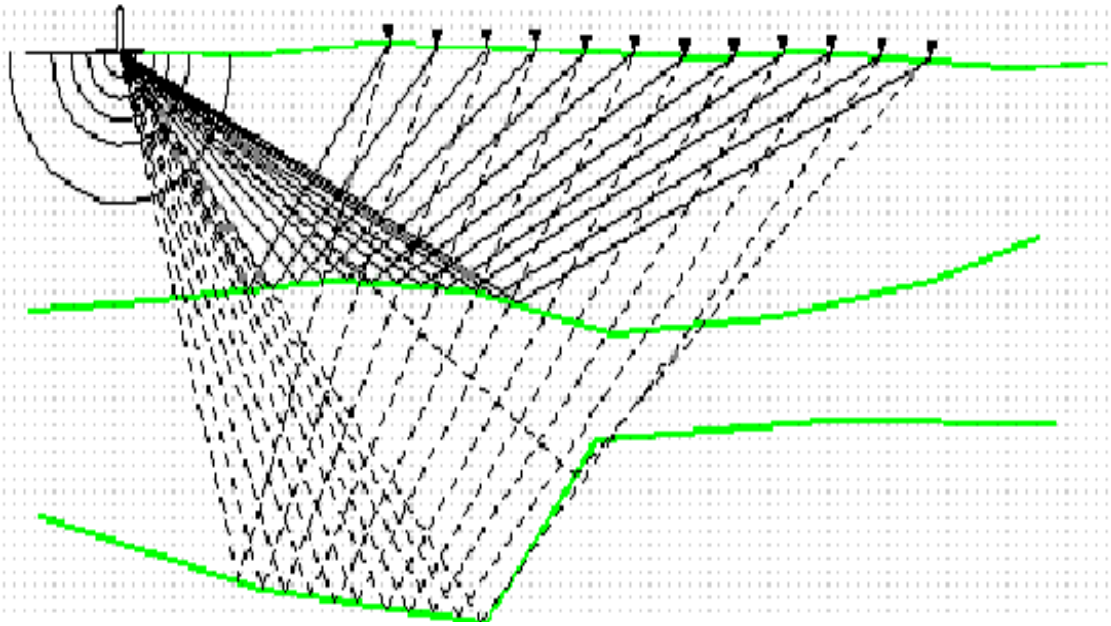
No Método Sísmico de Refração; as ondas sísmicas propagam-se em subsuperfície percorrendo extensas distâncias, logo as informações coletadas por este método frequentemente são de áreas em grande escala. No Método Sísmico de Reflexão, as propriedades da subsuperfície da Terra são estimadas através da reflexão de ondas sísmicas.

3.1.1 Método Sísmico de Reflexão

Rochas com diferentes elasticidades admitem a propagação de ondas com velocidades diferentes. Uma parcela da energia dessas ondas é refletida e outra parcela é refratada, ao encontrarem meios com propriedades físicas distintas. No levantamento sísmico é usado um conjunto de fontes, que excitam o meio em subsuperfície e receptores, os quais captam a informação do meio geológico por meio das ondas que retornam a superfície (Fig. 08).

A informação do tempo de transito das ondas em diferentes pontos possibilita estabelecer a velocidade de propagação da onda e a posição das interfaces que separam os meios com diferentes valores de impedância acústica. As interfaces acústicas dividem meios com diferentes litologias e, portanto, com diferentes velocidades de propagação (LUIZ; SILVA, 1995).

Figura 08 – Percurso das reflexões das ondas sísmicas com arranjo fonte-receptores.

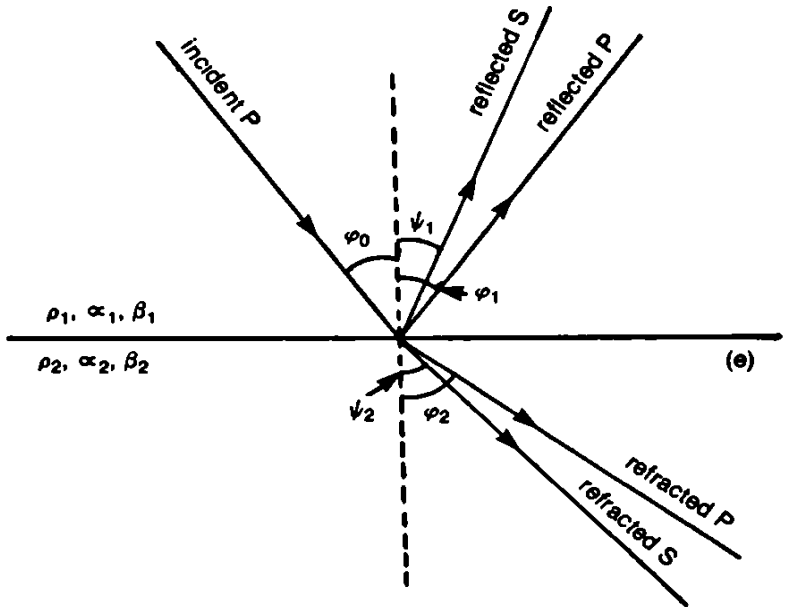


Fonte: Modificado de EEG (2012).

3.1.2 Lei de Snell

A lei de Snell define o comportamento de raios incidentes quando eles atravessam uma superfície que separa dois meios com diferentes valores de impedância acústica, relacionando os ângulos de incidência e refração. Uma parte da onda incidente é convertida em onda P, com comportamento compressional, e outra parte em onda S, com comportamento cisalhante (Fig. 09).

Figura 09 – Onda incidente P refletida e refratada em meios com diferentes valores de impedância acústica, obedecendo a Lei de Snell. Os parâmetros ρ_1, ρ_2 indicam as densidades do meio 1 e 2, respectivamente. As velocidades da onda P nos meios 1 (acima) e 2 (abaixo) são representados por α_1 e α_2, respectivamente. As velocidades da onda S nos meios 1 e 2 são representados por β_1 e β_2, respectivamente.



Fonte: Modificado de Yilmaz (1987)

Segundo Yilmaz (2001) a Lei de Snell, observada na Fig. (09), pode ser representada pela seguinte expressão:

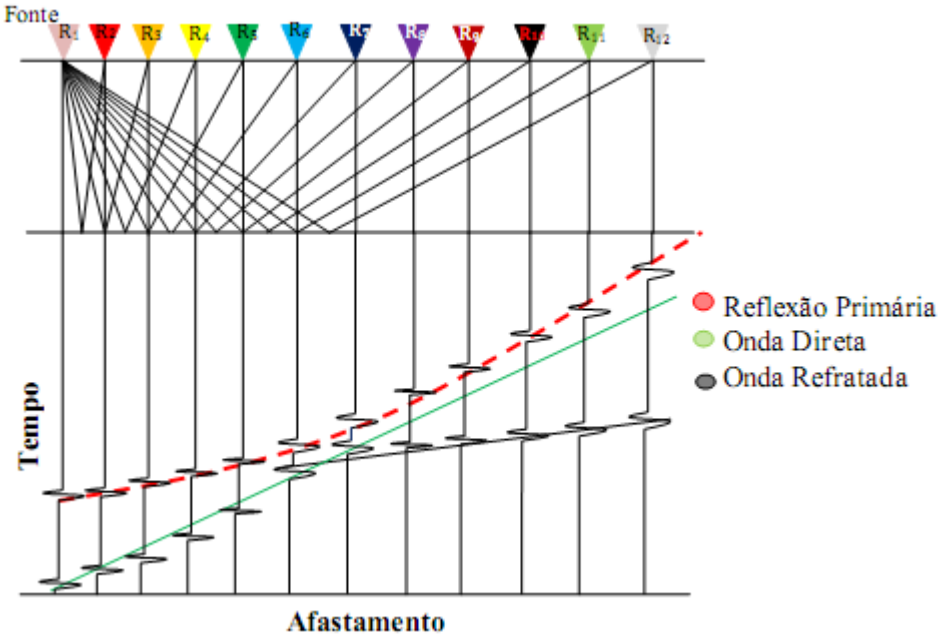
$$\frac{\sin\varphi_0}{\alpha_1}=\frac{\sin\varphi_1}{\alpha_1}=\frac{\sin\varphi_2}{\alpha_2}=\frac{\sin\psi_1}{\beta_1}=\frac{\sin\psi_2}{\beta_2} \qquad (1)$$

onde φ_0, φ_1 e φ_2 são os ângulos de incidência, reflexão e refração da onda P; respectivamente. Os ângulos de reflexão e refração da onda S são representados por ψ_1 e ψ_2, respectivamente. As velocidades da onda P para os meios 1 e 2 são representadas por α_1 e α_2, respectivamente. As velocidades da onda S para os meios 1 e 2 são representadas por β_1 e β_2, respectivamente.

3.1.3 Comportamento dos Tipos de Ondas em um Sismograma

Analisando as ondas refletidas, diretas e refratadas em um gráfico Tempo X Distância, observamos que as ondas refletidas apresentam-se em forma de curvas e as ondas diretas e refratadas apresentam-se em forma de retas (Fig. 10).

Figura 10 – Representação das ondas refletidas, diretas e refratadas no gráfico Tempo x Posição e suas formas.



Fonte: Modificado de Cunha (2012)

Reconhecer o comportamento de cada uma destas ondas é de fundamental importância para o interprete, pois é dessa maneira que é realizada a distinção entre um sinal (reflexões primárias) e ruídos (ondas diretas e refratadas, no caso do Método Sísmico de Reflexão) em um sismograma.

3.1.4 Ondas Sísmicas

As ondas sísmicas podem ser classificadas em ondas compressionais (P) e ondas cisalhantes (S). Nas ondas compressionais, a direção de deslocamento coincide com a direção de propagação da onda e a velocidade de propagação é uma função das constantes elásticas do meio. De acordo com Yilmaz (2001), esta função, calculada pela teoria da elasticidade, é representada pela seguinte expressão:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{2}$$

onde α é a velocidade da onda compressional, λ é a constante de Lamé, μ é o módulo de rigidez e ρ é a densidade das rochas.

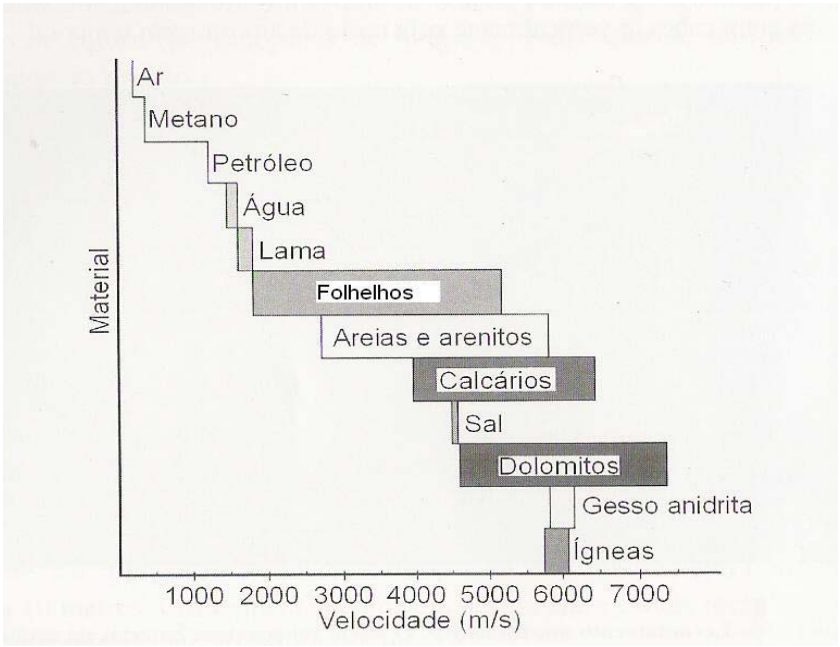
Nas ondas cisalhantes (S), a direção de deslocamento é perpendicular à direção de propagação da onda. Segundo Yilmaz (2011) a velocidade de propagação da onda cisalhante é representada pela seguinte expressão:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{3}$$

onde β é a velocidade da onda cisalhante, μ é o módulo de rigidez e ρ é a densidade das rochas.

Percebe-se, com base nas equações acima, que as velocidades com que estas ondas se propagam estão em função da densidade e das constantes elásticas do meio em que elas se propagam. Desta maneira, propriedades como compactação, porosidade, saturação e constituição mineralógica da rocha; estão intrinsecamente relacionadas. Logo, a velocidade permite estimar parâmetros das rochas (Fig. 11).

Figura 11 – Distribuição de velocidades comumente encontradas na prospecção de petróleo.



Fonte: Modificado de Lima (2005).

3.1.5 Sismograma Sintético

O sismograma sintético trata-se de um registro sísmico teórico, gerado a partir de um modelo geológico ou dados de poços, simulando a resposta sísmica de um pacote litológico. Esta resposta é simulada a partir do conhecimento das velocidades e densidades das rochas que formam a assinatura da fonte, que é uma propriedade definida para uma camada em sub-superfície. De acordo com Yilmaz (2001) essa propriedade pode ser representada como:

$$I = \rho \alpha \tag{4}$$

onde I é a impedância acústica, ρ é a densidade estimada de um estipulado meio e α é a velocidade da onda compressional pra uma determinada camada.

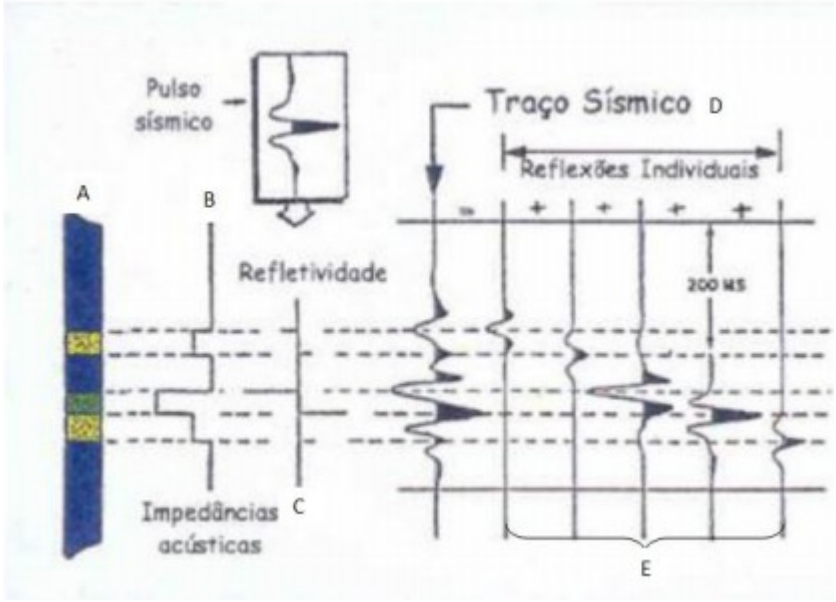
A quantidade de energia refletida em cada interface é atribuída ao coeficiente de reflexão, que é um parâmetro relacionado com o contraste de impedância acústica entre duas camadas sobrepostas, com propriedades acústicas diferentes. Sua definição, segundo Yilmaz (2001), para o caso de ondas compressionais com incidência normal à interface, é:

$$c = \frac{\rho_2 \alpha_2 - \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1} \tag{5}$$

onde c é o coeficiente de reflexão, ρ_2 é a densidade estimada da camada na qual a onda incidiu e ρ_1 é a densidade estimada da camada a partir da qual a onda incide. A velocidade da onda compressional para a camada na qual a onda incidiu é α_2 enquanto a velocidade da onda compressional para a camada a partir da qual a onda incidiu é α_1.

A partir da litologia obtida do poço, gera-se a impedância acústica da qual se calcula a função refletividade, aplicando a equação anterior em todas as interfaces. Nesta função, cada coeficiente reflete para a superfície a mesma assinatura da fonte gerada no ponto de tiro, conservando as mesmas relações de amplitude e polaridade (THOMAS, 2001). A resposta sísmica final para a sequência sedimentar corresponde ao somatório das reflexões individuais de cada interface. O processo de geração do traço sísmico é retratado na Fig. (12).

Figura 12 – Exemplo de um sismograma sintético. (A) litologia. (B) impedância acústica. (C) função refletividade. (D) traço sísmico sintético final. (E) reflexões individuais de cada interface.



Fonte: Modificado de Lima (2005).

3.1.6 Amplitude Sísmica

A amplitude sísmica trata-se da magnitude do sinal sísmico registrado (DUARTE, 2007). Este parâmetro está associado com a energia transportada pelas ondas sísmicas. Quando estas alcançam uma interface, determinada por contraste de impedância acústica, ocorre uma partição da energia produzindo ondas refletidas e transmitidas, a partir da onda incidente. Esta partição de energia está associada com as impedâncias acústicas das camadas envolvidas e, dessa maneira, com o coeficiente de reflexão.

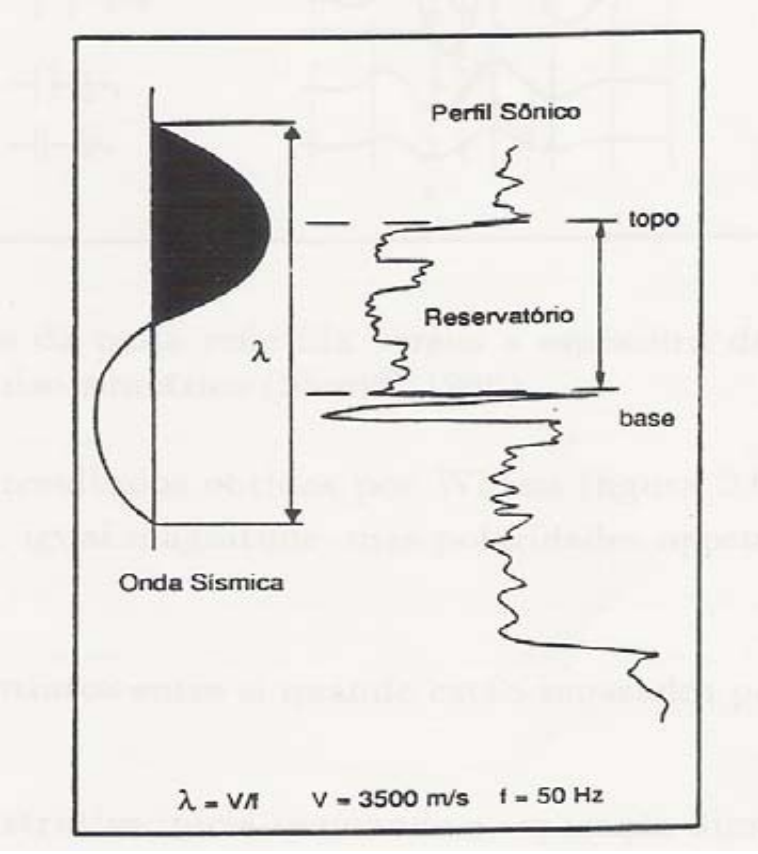
3.1.7 Resolução Sísmica Vertical

A resolução sísmica vertical trata-se da habilidade para reconhecer ou individualizar o topo e base de um intervalo (Fig. 13). Essa resolução está em função da faixa de frequências, da freqüência dominante do sinal sísmico registrado e do nível de ruído na profundidade do alvo (BUYL et al., 1988). Quanto maior a base de frequências e mais alta a freqüência dominante, melhor a resolução vertical. À medida que quanto mais profundo o alvo, maior é a absorção das altas frequências e, consequentemente, pior a resolução. Isso ocorre devido limite

físico para a resolução sísmica vertical em consequência da atenuação que as mais altas frequências sofrem no decorrer da propagação da onda até o receptor.

Sheriff (1986) e Lima (2005) declaram que a resolução sísmica pode ser compreendida como o grau de detalhe estratigráfico que pode ser extraído a partir do dado sísmico, ou seja, é a capacidade de identificar que mais do que uma única feição está contribuindo para o efeito observado.

Figura 13 – Relação entre a onda sísmica, o perfil sônico e a determinação dos limites da camada de interesse (para a freqüência de 50Hz a velocidade da onda sísmica é igual a 3500ms e o comprimento de onda λ = 70m). Logo, camadas com espessura inferior a esse comprimento não serão identificadas pelo perfil sônico.



Fonte: Modificado de Buyl (1988).

3.1.8 Resolução Sísmica Horizontal

A resolução sísmica horizontal conhecida como Zona de Fresnel é uma área circular que determina a resolução horizontal dos dados de reflexão sísmica, para um padrão de

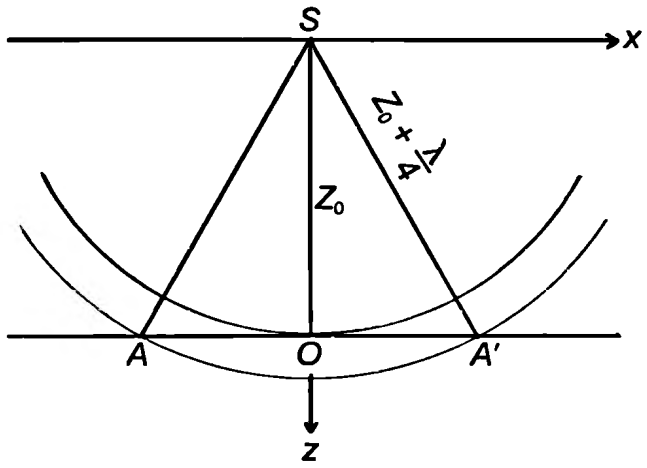
camadas horizontais antes da migração (DUARTE, 2007). Esta resolução está relacionada ao limite de distância que se refere à separação mínima para que seja possível distinguir dois pontos refletores horizontalmente próximos. Internamente a este limite, dois ou mais pontos refletores distintos serão visualizados como único.

Supondo uma frente de onda esférica incidente em um refletor plano horizontal (Fig. 14). Para cada profundidade, a Zona de Fresnel corresponde ao diâmetro da calota da frente de onda, com espessura máxima equivalente a 1/4 de um comprimento de onda. De acordo com Yilmaz (2001) o raio *r* da frente de onda é aproximadamente:

$$r = \sqrt{\frac{z_0 \lambda}{2}} \tag{6}$$

em que z_0 é a profundidade do refletor e λ é o comprimento de onda.

Figura 14 – Representação da Zona de Fresnel AA'.



Fonte: Modificado de Yilmaz (2001).

4 TRATAMENTO DE DADOS

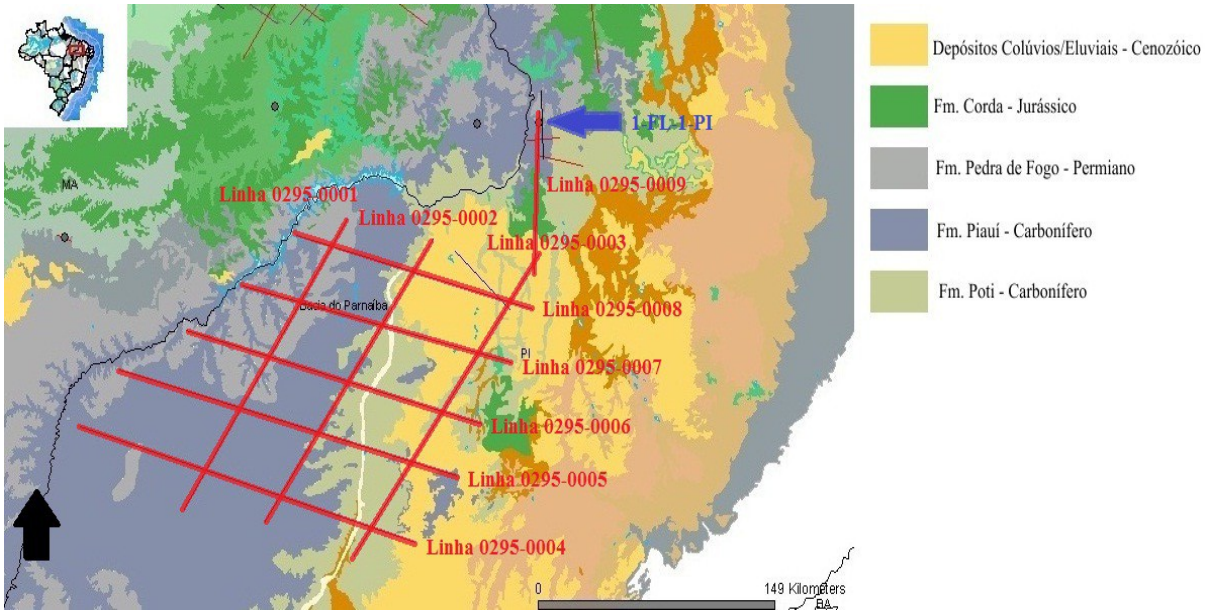
Neste capítulo serão descritas as etapas executadas que possibilitaram a realização da interpretação sísmica das nove linhas sísmicas da Bacia do Parnaíba. Primeiramente será feita a descrição dos dados utilizados. Em seguida será apresentada a interpretação do perfil composto de poço. Depois será mostrado como foi feita a calibração sísmica-poço.

4.1 DESCRIÇÃO DOS DADOS

As linhas sísmicas utilizadas neste trabalho localizam-se na porção sudeste da Bacia do Parnaíba, mais especificamente na região centro-sul do estado do Piauí (Fig. 15). Essas linhas integram um projeto da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) que recebeu o nome de 0295_ANP_2D_PARNAIBA, o qual consistiu de um total de nove linhas sísmicas 2D com 1600Km de extensão linear e abrangendo mais de 55.000Km². Essa malha foi traçada por geólogos e geofísicos da ANP, a partir de mapas gravimétricos pertencentes à área, acompanhando a trajetória dip e strike do lineamento estrutural Transbrasiliano, com a finalidade de avaliar o potencial petrolífero da Bacia do Parnaíba.

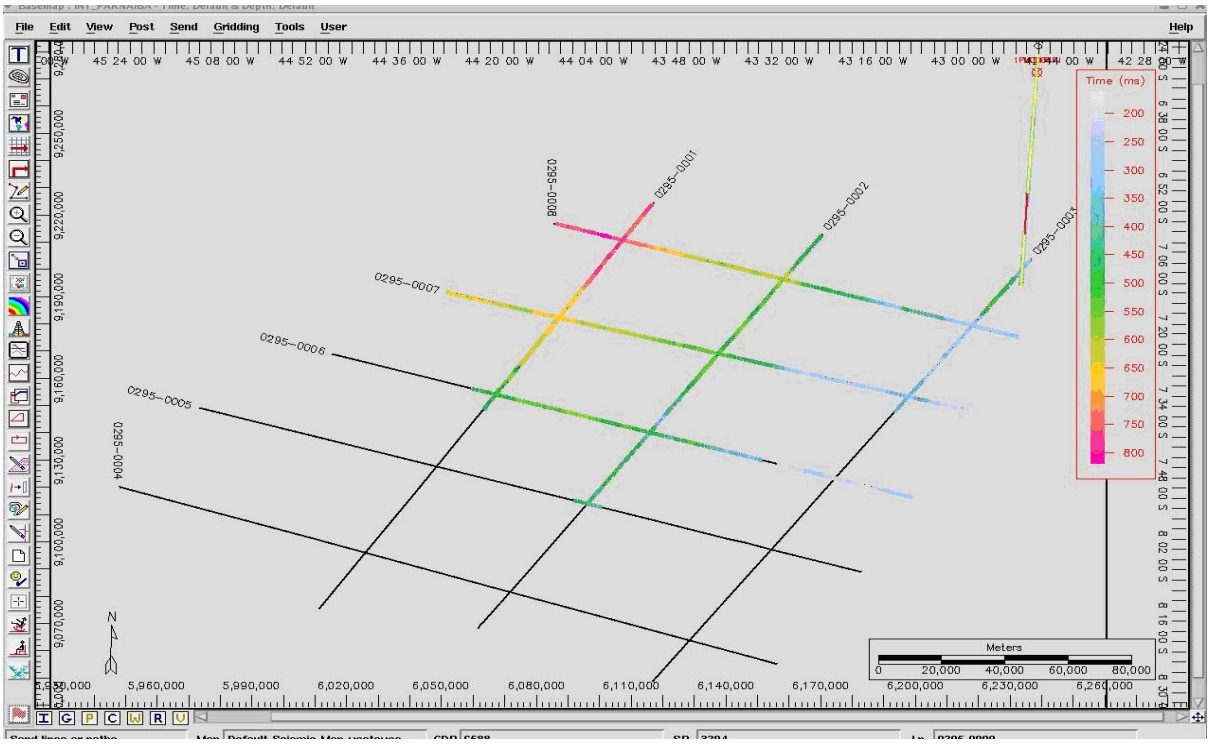
Neste trabalho foram utilizadas as nove linhas denominadas Linhas 0295-0001, 0295-0002, 0295-0004, 0295-0005, 0295-0006, 0295-00030295-0007, 0295-0008 e 0295-0009 (Fig. 16), com os seguintes comprimentos: 183Km, 181Km, 196Km, 218Km, 290Km, 192Km, 174Km, 153Km e 84 Km; respectivamente. A Linha 0295-0009 foi planejada para passar sobre o poço 1-FL-1-PI para possibilitar uma integração dos dados para possibilitar uma interpretação sismoestratigráfica dos horizontes sísmicos correspondentes a geologia da área.

Figura 15 – Mapa Geológico mostrando o esforço exploratório da Bacia do Parnaíba com as nove linhas sísmicas do projeto 0295_ANP_2D_PARNAIBA (em vermelho) e as formações aflorantes na área. A seta (em azul) indica a localização do poço 1-FL-1-PI.



Fonte: Modificado de ANP (2013).

Figura 16 – Snapshot tirado do software GeoFrame mostrando a área-alvo deste trabalho. A escala de cores representa profundidade das linhas em tempo (milissegundos).



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

O poço 1-FL-1-PI, conhecido como Poço Floriano (coordenadas geográfica: Latitude 6° 27’ 29.20’’ S e Longitude 42° 48’ 13.72’’ W), teve sua perfuração concluída em 1963 e tinha como principal objetivo investigar estruturalmente e estratigraficamente a seção de sedimentos até o embasamento da bacia. Atingindo a profundidade máxima de 2.405 metros, alcançou as formações paleozóicas típicas da bacia, a partir da Formação Piauí, de idade Carbonífera Superior até o que foi considerado por embasamento, de idade Pré-Siluriana. Além disso, o poço atingiu quatro soleiras de diabásio com um total de 298 metros, sendo aproximadamente 250 metros apenas de diabásio da Formação Pimenteiras (TEIXEIRA, 2010). Foram realizados diversos perfis, sendo que neste trabalho foram utilizados os Perfis de Raios Gama (GR) e Sônico (DT).

A aquisição das linhas sísmicas foi realizada utilizando um equipamento de registro sismográfico de 24 bits, com pelo menos 1000 canais de registro. O grau de cobertura mínimo exigido foi de 210, ou seja, um ponto de subsuperfície foi amostrado 210 vezes, o que exigiu 420 estações ativas no terreno. A distância entre estações de geofones e intervalos entre pontos de tiro foi de 25 metros. As perfurações foram realizadas com trado manual e com perfuratrizes mecânicas portáteis. Os furos foram dispostos em linha, em número de quatro a oito, com profundidade variando entre 3 a 4 metros. As estações de geofones foram distribuídas a intervalos regulares, em princípio iguais ao intervalo entre pontos de tiro. A quantidade de geofones por rede foi de seis elementos, sendo que o afastamento entre elementos foi estabelecido após testes de campo (TEIXEIRA, 2010).

Os dados utilizados neste trabalho foram disponibilizados pela ANP para o Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA) objetivando o desenvolvimento acadêmico. As linhas adquiridas e utilizadas neste trabalho estavam migradas em tempo pós-stack.

4.2 INTERPRETAÇÃO DO PERFIL COMPOSTO

A interpretação sísmica só foi possível com o apoio do perfil composto do Poço Floriano situado sobre a Linha 0295-0009, pois os perfis de raio gama, sônicos e de potencial espontâneo indicam as variações nas propriedades físicas das rochas permitindo a calibração e a correlação com os horizontes da sísmica.

Os principais perfis usados para realizar a correlação com o empilhamento estratigráfico do poço são: Raios Gama (GR), em cor azul; Potencial Espontâneo (SP), em vermelho; Sônico (DLT), em preto e perfil de Neutrônico (NEUT), em verde. Neste trabalho

serão utilizados para interpretação apenas os perfis de Raios Gama e Sônico. O perfil de Raio Gama indica a radioatividade natural das formações; principalmente em pacotes mais argilosos, onde se concentram os elementos radioativos. O perfil Sônico consiste num sistema de perfilagem acústica que emite pulsos sonoros que são convertidos em sinais elétricos e servem para medir a porosidade dos pacotes. As linhas vermelhas horizontais mostram o topo de cada formação. As representações litológicas estão presentes na Fig. (17):

Figura 17– Representação da litologia das rochas.

Fonte: Modificado de Milani et. al. (2007).

4.2.1 Play Cabeças/Pimenteiras

Os plays exploratórios são as características mais relevantes, no caráter de geologia de petróleo, que definem quais seriam as possíveis rochas reservatórias, capeadoras e geradoras principais e secundárias numa determinada área.

O Play Cabeças/Pimenteiras é o principal play exploratório da Bacia do Parnaíba, composto por duas formações do Grupo Canindé, de idade mesodevoniana, e ambiente de sedimentação plataformal (Fig. 18).

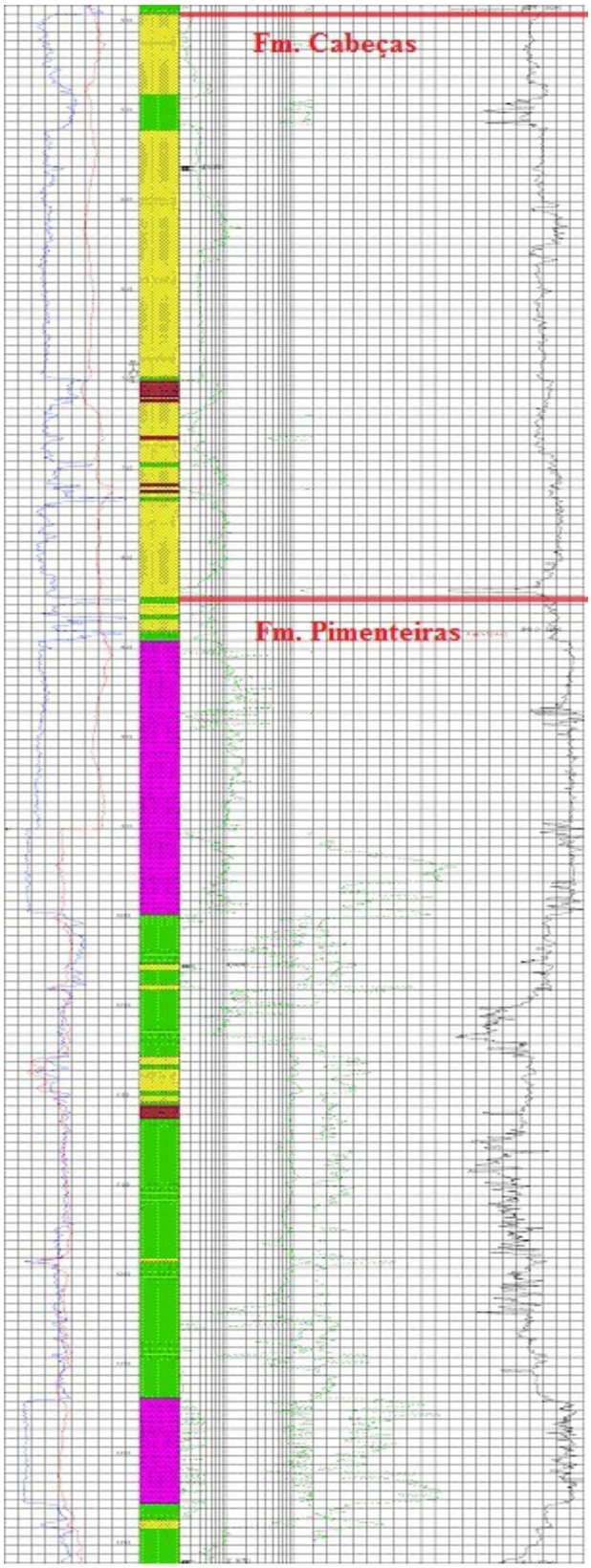
O reservatório é constituído pela Formação Cabeças que apresenta um pacote sedimentar de aproximadamente 350 metros, composto predominantemente de arenito, com

finas camadas de folhelho e siltito, e eventuais intercalações das mesmas com arenito. Seu ambiente é plataformal, com influencia de marés e tempestades. Um dos fatores que levou a Formação Cabeças à categoria de reservatório principal da bacia foi o seu alto potencial permoporoso (TEIXEIRA, 2010).

A Formação Pimenteiras acomoda a principal rocha geradora da bacia; apresentando uma espessura total de aproximadamente 540 metros, sendo cerca de 100 metros formado predominantemente por folhelhos negros, radioativos, ricos em matéria orgânica com delgadas intercalações de arenito com siltito. Seu ambiente é de plataforma rasa, com influencia de tempestade. Está limitada no topo e na base por rochas básicas intrusivas, possivelmente influenciando no aumento do gradiente térmico, propiciando a formação de hidrocarbonetos (TEIXEIRA, 2010).

Os folhelhos da Formação Longá podem exercer a função de selo para o reservatório da Formação Cabeças, impedindo a migração do óleo ou gás formado nas geradoras da Formação Pimenteiras.

Figura 18 – Demarcação do topo das Formações Cabeças e Pimenteiras, a partir do Perfil Composto.



Fonte: Modificado de ANP (2010).

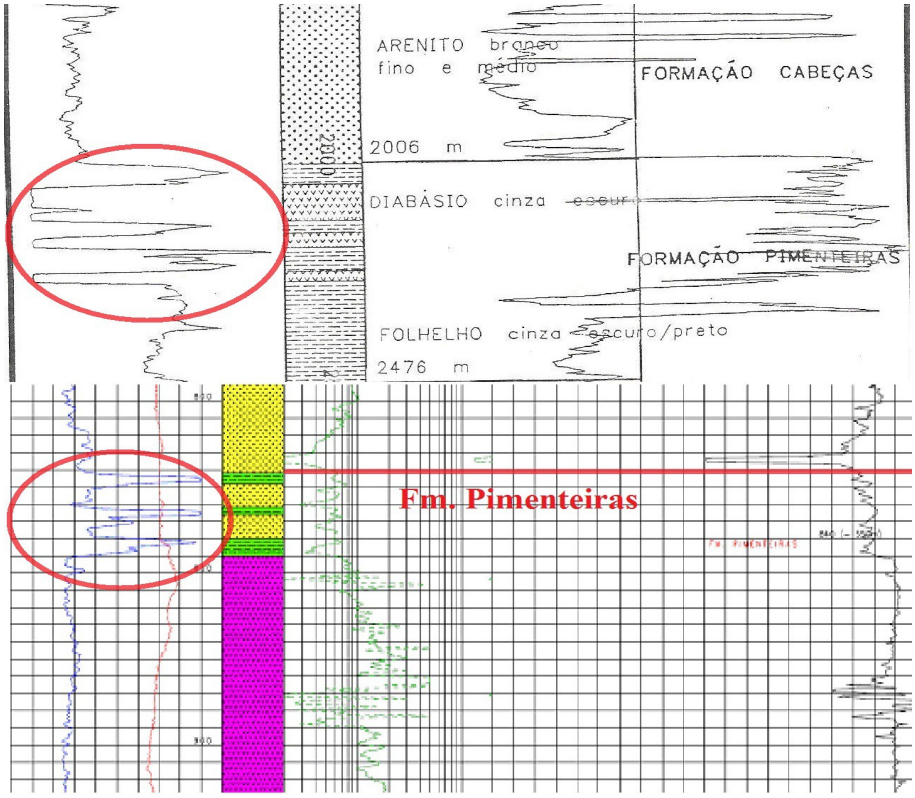
Observa-se que o perfil de raios gama marca claramente o topo e a base destas intrusões, as quais são mostradas na forma de picos para a esquerda. Também nota-se a influência dessas intrusões no perfil sônico, onde ocorre uma quebra para a direita do perfil.

4.2.2 Comparação Entre os Perfis Compostos dos Poços 1-FL-1-PI e 2-CP-1-MA

Observando os dados do Perfil Composto do poço Floriano e comparando ao de outros poços como, por exemplo, o poço 2-CP-1-MA, nota-se um comportamento sintomático (GÓES; FEIJÓ, 1994).

Comparando o poço 1-FL-1-PI com o poço 2-CP-1-MA, observa-se que o perfil de raios gama possui as mesmas características em ambos os perfis (Fig. 19). Por exemplo; o inicio da Formação Pimenteiras é caracterizado por três picos para a esquerda no raio gama, representando as camadas de folhelho.

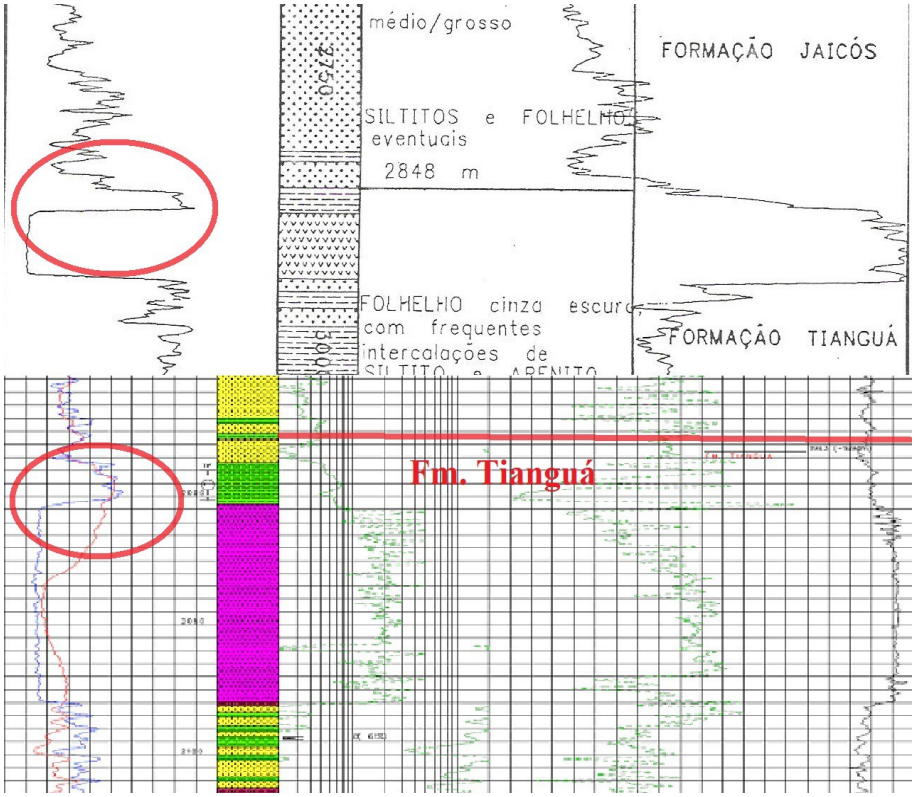
Figura 19 – Comparação entre o poço 2-CP-1-MA descrito por Góes e Feijó (1994) com o Poço Floriano mostrando as semelhanças entre os perfis de raios gama no topo da Formação Pimenteiras.



Fonte: Modificado de Góes, Feijó (1994).

Observa-se no topo da Formação Tianguá uma intrusão de rocha básica de aproximadamente 75 metros, marcada por um pico para a direita no perfil de raios gama. Como mencionado no play anterior, há semelhanças no início da formação Tianguá entre os perfis de raios gama dos poços 2-CP-1-MA e Floriano (Fig. 20).

Figura 20– Comparação entre o poço 2-CP-1-MA descrito por Góes e Feijó (1994) com o Poço Floriano, mostrando as semelhanças entre os perfis de raios gama no topo da Formação Tianguá.

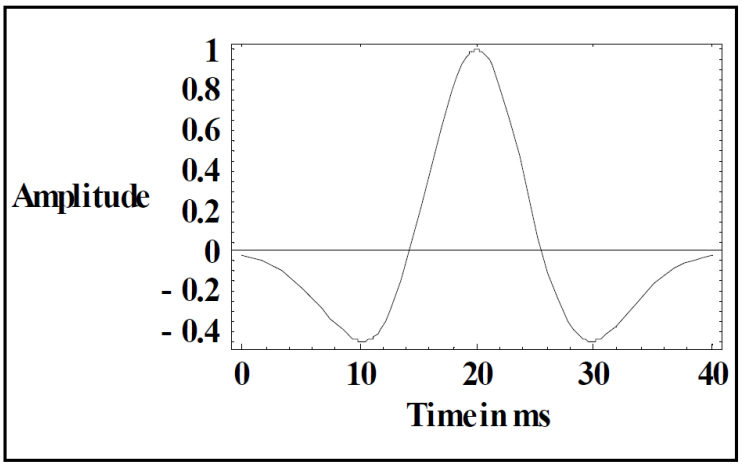


Fonte: Modificado de Góes, Feijó (1994).

4.3 CALIBRAÇÃO SÍSMICA-POÇO

A calibração sísmica-poço é realizada através de um sismograma sintético gerado pela convolução do coeficiente de reflexão com um determinado pulso (Ricker). O pulso Ricker (Fig. 21) é simétrico, composto por um pico central positivo e dois picos laterais negativos.

Figura 21 – Forma do pulso Ricker.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

Este pulso será acrescentado a cada ponto de reflexão com a amplitude proporcional ao tamanho da reflexão. A finalidade do sismograma sintético é correlacionar os coeficientes de reflexão das principais interfaces litológicas atravessadas pelo poço, através de um traço sísmico sintético com o traço sísmico real.

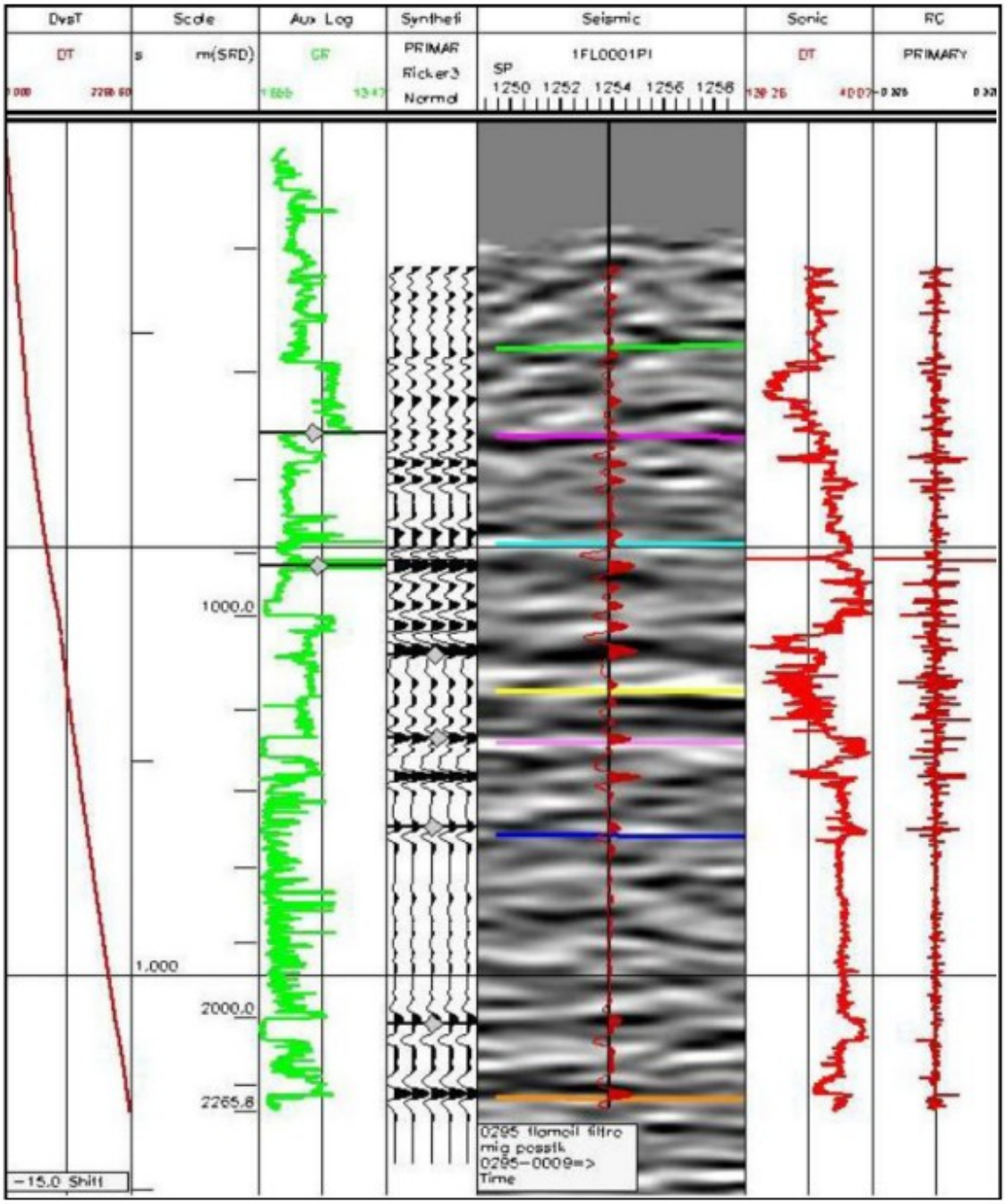
O ajuste das curvas dos perfis nos eventos de reflexões sísmicas primárias, que representam os principais horizontes litológicos, gera uma curva tempo x profundidade para realizar a calibração poço x sísmica. A calibração entre a Linha 0295-0009 e o poço 1-FL-1-P1 (Poço Floriano) foi feita por Teixeira (2010) utilizando a metodologia descrita na Tabela (01). Este procedimento de calibração foi realizado através do software GeoFrame, da Schulumberger, onde a sísmica foi correlacionada com o perfil sônico e o perfil de raios gama. Construiu-se um perfil sintético do poço, onde a partir dele foi possível fazer a calibração dos dados (Fig. 22).

Tabela 01 – Metodologia utilizada na realização de uma calibração sísmica x poço.

1º	Correção do perfil sônico usando *checkshot*, que são pontos do poço com profundidade e tempos conhecidos
2º	A ponte entre os dados dos poços (em profundidade) e a sísmica (em tempo) é a conversão tempo/profundidade usando: o perfil sônico corrigido, os *checkshots,* profundidade dos poços e tempo duplo de trânsito (TWT). A ordem pode ser alterada.
3º	A impedância acústica sintética é calculada usando o perfil sônico e/ou o perfil de densidade, podendo também usar a velocidade modelo. Ela é calculada multiplicando-se a densidade pela velocidade.
4º	Através do perfil de impedância acústica sintética são calculados os coeficientes de reflexão reais. O coeficiente de reflexão é uma diferencial da impedância acústica que define a porcentagem de reflexão dos vários limites geológicos.
5º	É a criação do sismograma sintético o que é feito a partir da função de refletividade com a *wavelet* definida. O perfil sônico é utilizado em conjunto com o perfil densidade.
6º	A calibração entre os registros do levantamento sísmico e os registros dos perfis de poços. Nesta etapa, é realizado um ajuste dos marcadores geológicos entre o sismograma sintético e a seção sísmica.

Fonte: Teixeira (2010).

Figura 22 – Calibração Sísmica-Poço a partir dos perfis sônico e raio gama.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

Durante o processo de calibração, ocorreram os seguintes imprevistos: não havia o perfil de densidade para auxiliar na calibração; não havia *checkshot* (levantamento sísmico de poço); a resolução da sísmica 2D era baixa, pois alguns horizontes do poço não eram visíveis na sísmica. Por esses motivos a interpretação é subjetiva; tendo como referência apenas o perfil composto do poço e o mapa geológico da região (TEIXEIRA, 2010).

A partir desta amarração e com auxílio do mapa geológico e do perfil composto do poço, foi possível realizar uma correlação entre os dados dos perfis do poço com os refletores que aparecem na linha sísmica e assim efetuar uma interpretação dos horizontes relacionados a um refletor em subsuperfície mais coerente.

5 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA 2D

A calibração do poço 1-FL-1-P1 com a Linha 0295-0009 realizada por Teixeira (2010) permitiu que a interpretação sísmica 2D fosse executada de maneira satisfatória, conforme será mostrado a seguir. Neste capítulo serão apresentados primeiramente os conceitos básicos da interpretação sísmica, em seguida a metodologia utilizada para realizar este trabalho e, por último, os resultados obtidos e a correlação desses resultados com o mapa gravimétrico de anomalia Bouguer.

5.1 CONCEITOS BÁSICOS

Sismoestratigrafia é o método estratigráfico de interpretação de dados sísmicos que possibilita um melhor entendimento da evolução tectono-sedimentar de uma bacia (RIBEIRO, 2001).

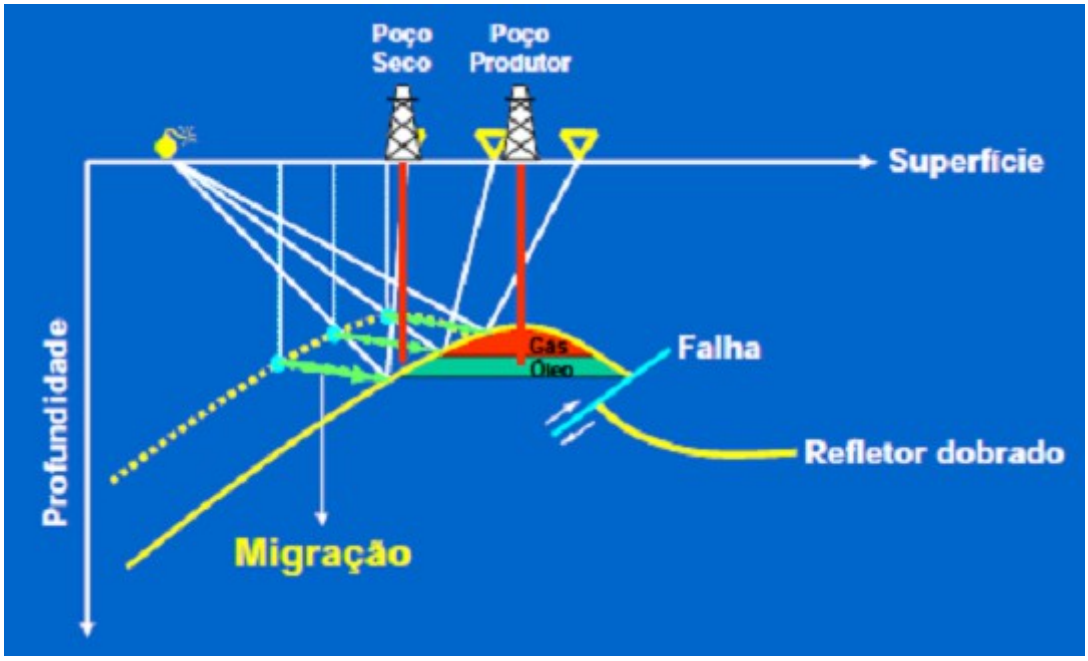
Um dos elementos básicos da sismoestratigrafia baseia-se na interpretação das terminações e configurações das reflexões sísmicas na identificação e correlação de seqüências, na predição de ambientes deposicionais e de litofácies (MITCHUM JR. et al. 1977).

As reflexões sísmicas possuem significado cronoestratigráfico, seguindo linhas de tempo síncronas com metade do comprimento de onda (±½λ). As interfaces que ocasionam as reflexões entre dois estratos com contraste de velocidade-densidade representam, principalmente, as superfícies estratais e as discordâncias (VAIL et al., 1977). Além destas, outras superfícies associadas com as variações de propriedades acústicas do meio, tais como contato óleo-água, intrusões, falhas e zonas de alteração diagenética podem provocar reflexões sísmicas (RIBEIRO, 2001).

Na sismoestratigrafia; resolução é o termo usado para designar a capacidade de separar dois eventos próximos, sendo definida pela menor distância que eles podem alcançar sem perder a individualidade. A resolução sísmica é analisada em duas dimensões: resolução sísmica vertical e resolução sísmica horizontal. A resolução sísmica vertical refere-se à identificação de feições estratigráficas (camadas) delgadas na seção sísmica, na dimensão vertical. Logo, duas reflexões são consideradas: topo e base de uma camada delgada. Por outro lado, a resolução sísmica horizontal refere-se à capacidade de identificar com certo grau de clareza as descontinuidades presentes ao longo dos refletores (RIBEIRO, 2001). A migração é a principal técnica adotada para aumentar a resolução sísmica horizontal. Logo,

quanto maior é a resolução de uma seção sísmica melhor ela representa uma imagem em subsuperfície ao longo da linha sísmica (Fig. 23).

Figura 23 – Registro sísmico de um refletor curvo, e o reposicionamento (Migração) do refletor deslocado, aumentando a resolução sísmica horizontal.



Fonte: Modificado de Luz (2003).

O procedimento de interpretação sismo-estratigráfica, determinado pela Escola Exxon, é formado por sete passos com finalidades específicas (Tabela 02).

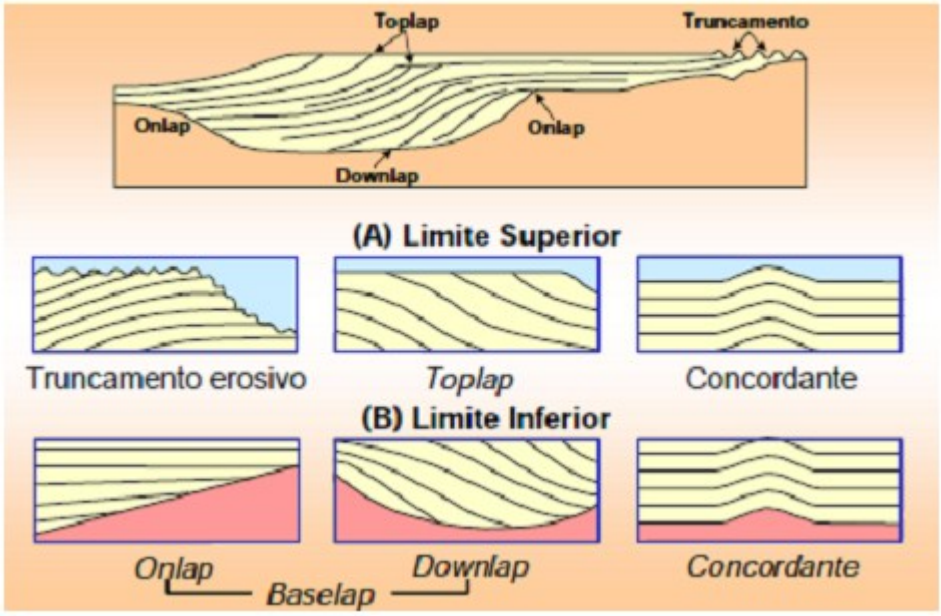
Uma sequência sísmica baseia-se na subdivisão de uma seção sísmica em pacotes de reflexões concordantes, separados por superfícies de descontinuidades, interpretados de acordo com o conceito de sequência deposicional. A sequência deposicional é caracterizada como uma unidade estratigráfica formada por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados no topo e na base por discordâncias ou por seus equivalentes concordantes. Segundo Mitchum et. al (1977) a individualização dessas sequências deposicionais é realizada de acordo com padrões de terminações das reflexões, cujos principais tipos são: onlap, downlap, toplap, truncamento erosional e a concordância ou conformidade (Fig. 24).

Tabela 02 – Procedimentos de Interpretação Sismoestratigráfica estabelecido pela Escola Exxon.

Estágios	Objetivos
Passo 1: Análise da seq. sísmica	• determinar os padrões de terminação • identificar as descontinuidades • definir as sequências e os tratos sísmicos
Passo 2: Análise da sequência em perfis	• determinar a forma dos perfis • definir a sequência e os tratos
Passo 3: Amarração c/ sismogramas sintéticos	• ajustar profundidade x tempo • determinar a causa da reflexão sísmica
Passo 4: Análise das fácies sísmicas	• identificar a variação dos parâmetros • determinar as variações laterais
Passo 5: Interpret. dos ambientes e litofácies	• associar as fácies sísmicas com a geologia
Passo 6: Modelagem sísmica	• gerar seções sísmicas a partir de geológicas • simular os padrões de reflexão
Passo 7: Interpretação final	• atentar para os objetivos • considerar os dados disponíveis

Fonte: Michtum Jr. et al. (1977).

Figura 24 – Os padrões de terminações de refletores sísmicos nos limites superior (A) e inferior (B) de uma sequência sísmica.



Fonte: Modificado de Michtum Jr. et al. (1977).

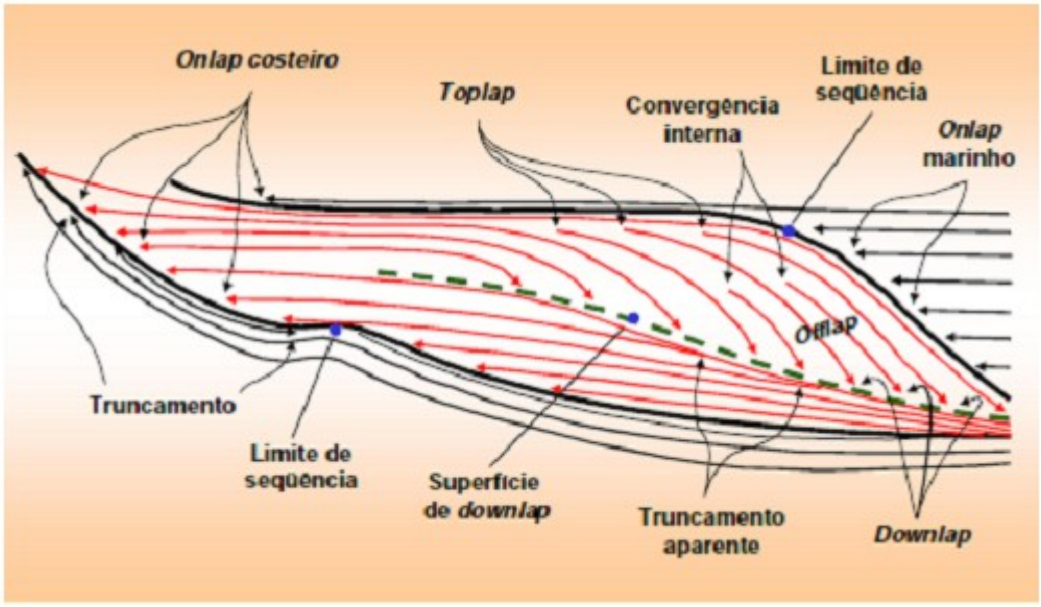
O onlap advém quando uma reflexão/estrato, inicialmente horizontal, termina deposicionalmente de encontro com uma superfície inicialmente inclinada ou quando uma

reflexão/estrato com certa inclinação termina deposicionalmente contra uma superfície de maior inclinação. O downlap ocorre quando uma reflexão/estrato, inicialmente inclinada, termina mergulho abaixo contra uma superfície originalmente horizontal ou inclinada.

O onlap e downlap são os padrões de terminação de reflexões mais usuais na sismoestratigrafia. O onlap é do tipo costeiro, quando a terminação mergulho acima ocorre em ambientes costeiros. Quando as terminações mergulho acima ocorrem em ambientes de talude/sopé de talude, o onlap é do tipo fluvial (Fig. 25).

O toplap ocorre quando as reflexões/estratos terminam lateralmente em seu limite deposicional original superior. No truncamento; as reflexões terminam lateralmente por terem sido seccionadas de seu limite deposicional original, por atuação erosiva ou estrutural. A concordância ou conformidade ocorre quando as reflexões de duas unidades sísmicas ou seqüências próximas se apresentam paralelas com a superfície que as delimitam.

Figura 25 – Identificação de descontinuidades com base nos padrões de terminações de refletores.



Fonte: Modificado de Michtum Jr. et al. (1977).

Além da delimitação de sequências deposicionais, a interpretação dos padrões internos de reflexão que constituem as fácies sísmicas podem assinalar o tipo de litologia, os processos sedimentares e as feições deposicionais que compõem determinada unidade deposicional (BROWN JR.; FISHER, 1980). Fácies sísmicas são os registros nas reflexões sísmicas das ações geológicos que as geraram, como: litologia, estratificação e feições deposicionais (RIBEIRO, 2001).

Os parâmetros dos padrões de reflexão observados em uma unidade sísmica ou em uma sequência, descritos na interpretação das fácies sísmicas, são: configuração, continuidade, amplitude, frequência, velocidade intervalar e geometria (Tabela 03).

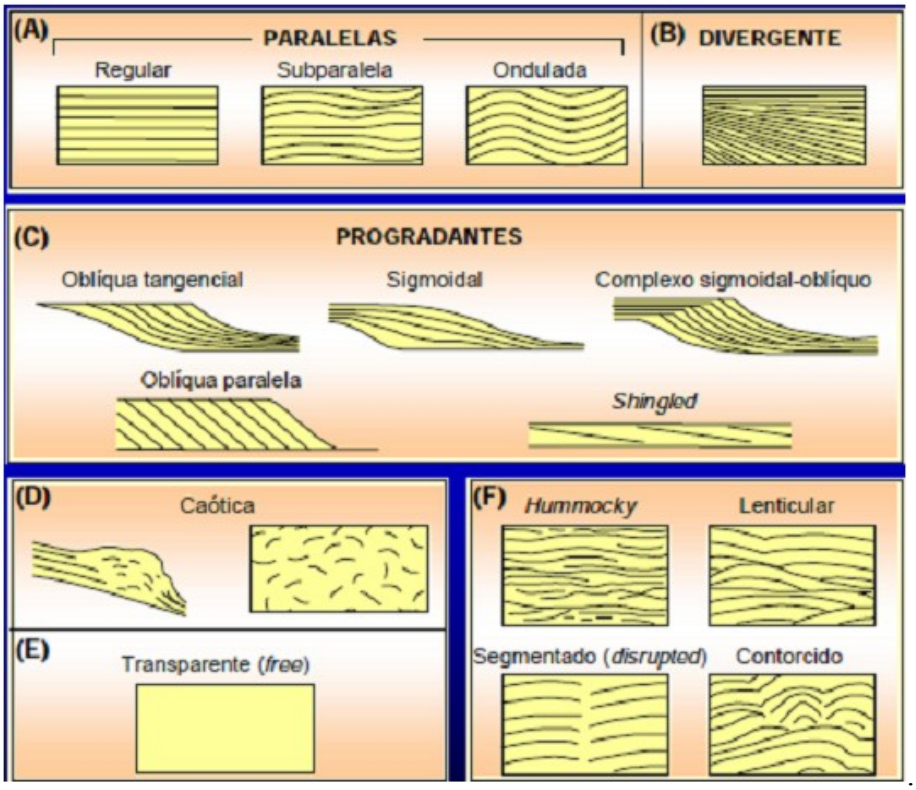
Tabela 03 – Parâmetros de reflexão sísmica usados em Sismoestratigrafia e seus significados geológicos.

Parâmetros de Fácies Sísmicas	**Interpretação Geológica**
Configuração das reflexões	• padrão de estratificação • processo deposicional • erosão e paleotopografia • contato entre fluidos
Continuidade das reflexões	• continuidade dos estratos • processo deposicional
Amplitude das reflexões	• contraste velocidade/densidade • espaçamento dos estratos • conteúdo fluido
Freqüência das reflexões	• espessura dos estratos • conteúdo fluido
Velocidade intervalar	• estimativa de litologia • estimativa de porosidade • conteúdo fluido
Forma externa e associação espacial das fácies sísmicas	• ambiente deposicional • fonte sedimentar • sitio geológico

Fonte: Ribeiro (2001).

As configurações internas das reflexões (Fig. 26) são os parâmetros mais comumente utilizados para caracterizar as fácies sísmicas. As configurações paralelas / subparalelas representam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente.

Figura 26 – Padrão de configurações de fácies sísmicas.



Fonte: Modificado de Michtum Jr. et al. (1977).

A configuração divergente pode representar uma variação em áreas na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato ou em ambos simultaneamente. As configurações progradantes ocorrem em áreas onde os estratos sobrepõem-se lateralmente, formando superfícies inclinadas denominadas clinoformas, podendo ocorrer em diversos tipos de ambientes. Os padrões das clinoformas mudam em função das variações na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. Os tipos de clinoformas são: oblíquas (paralelas e tangenciais), sigmoidais, complexo sigmoidal-oblíquo e shingled.

As configurações caóticas baseiam-se em reflexões discordantes e descontínuas, sugerindo um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, indicando um ambiente de energia alta e variável, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição. O padrão de configuração transparente são intervalos com ausência de reflexão, indicando pacotes sedimentares altamente redobrados ou com mergulhos muito súbitos, assim como litologias homogêneas para o método sísmico, como alguns tipos de folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou corpos ígneos.

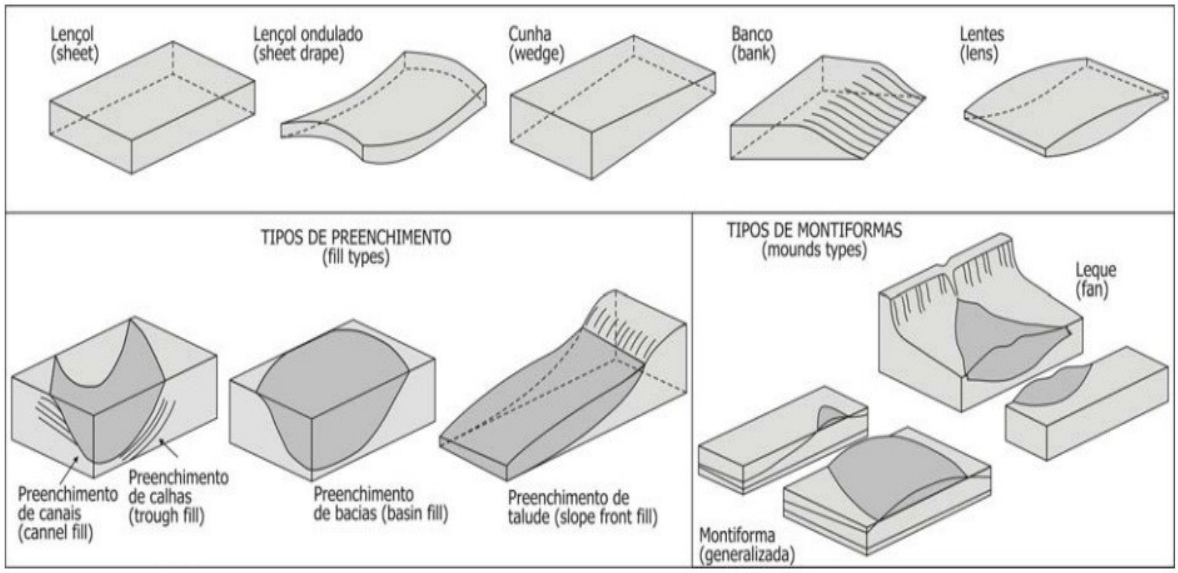
A configuração hummocky baseia-se em refletores descontínuos, irregulares, subparalelos, gerando um padrão ondulado segmentado com terminações não-sistemáticas.

Esse padrão geralmente é interpretado como lobos de estratos interdigitados no prodelta, área interdeltáica de águas rasas ou leques turbidíticos de sopé de talude.

A continuidade das reflexões está intimamente associada com a continuidade e espessura dos estratos, indicando depósitos amplamente distribuídos e uniformemente estratificados. A freqüência está relacionada com vários fatores geológicos, tais como o espaçamento das interfaces refletoras, variação lateral na velocidade intervalar e a ocorrências de gás.

Com relação à forma externa, as sequências deposicionais podem apresentar geometrias diretamente ligadas com o ambiente e os sistemas deposicionais sob os quais foram depositadas. De acordo com Mitchum et. al. (1977) os principais tipos de geometria externa são: em lençol, lençol ondulado, cunha, banco, lente, de preenchimento (de canal, de bacia ou de talude) ou montiformas (Fig. 27).

Figura 27 – Geometrias externas típicas de algumas fácies sísmicas.



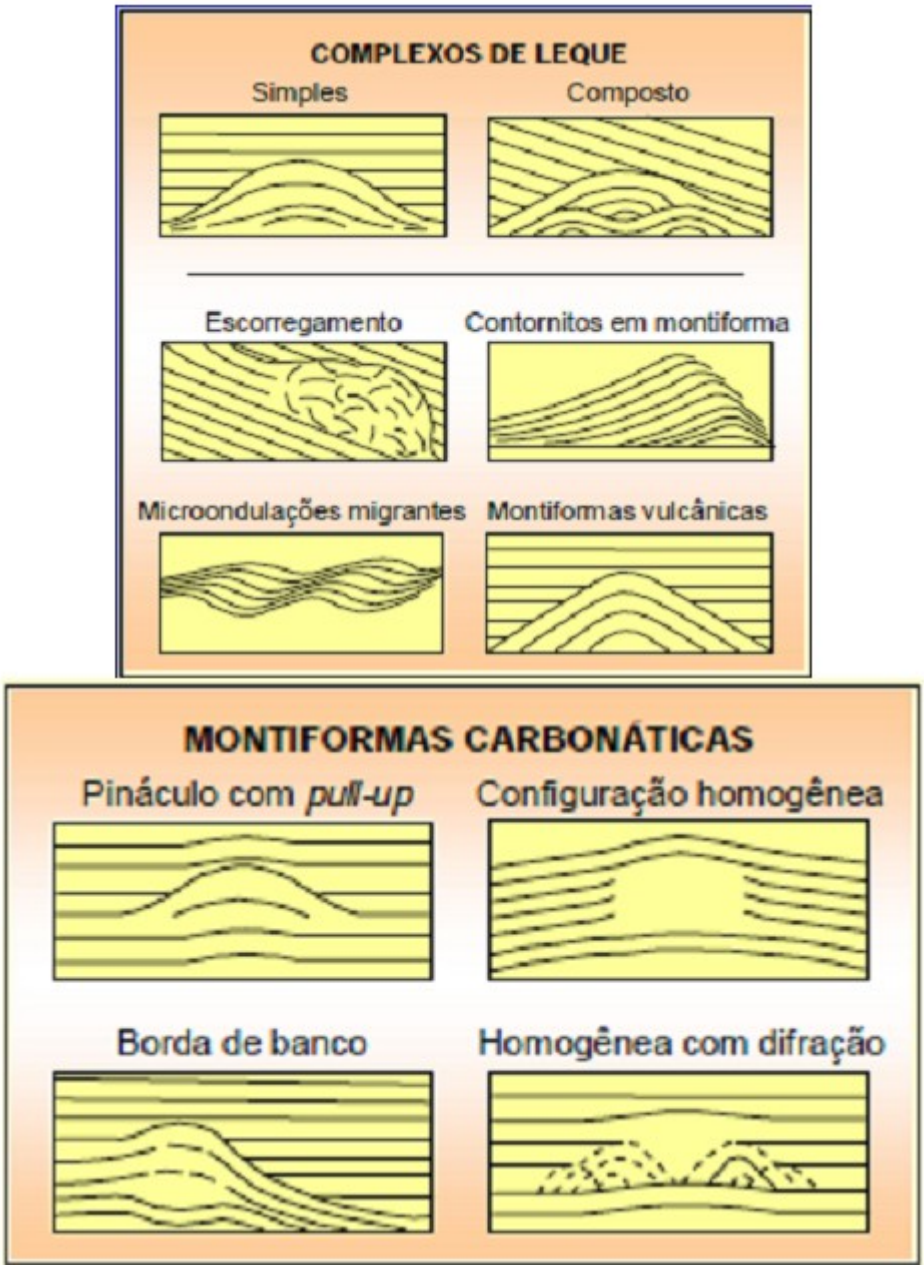
Fonte: Modificado de Michtum Jr. et al. (1977).

A geometria em lençol, com sismofácies paralelas, assinala deposição em planícies aluviais, plataforma ou planície abissal. A geometria em lençol ondulado indica a deposição em situações de baixa energia, em bacias evaporíticas ou planícies abissais (RIBEIRO, 2001).

Segundo Mitchum et. al. (1977) a geometria em lente é usual nas clinoformas progradantes. As montiformas são caracterizadas como feições deposicionais topograficamente mais elevadas, geradas por processos sedimentares, vulcânicos ou

biogênicos como: leques submarinos, lobos de escorregamentos, turbiditos, contornitos, recifes e outros tipos de estruturas carbonáticas e vulcânicas (Fig. 28).

Figura 28– Geometria externa e padrão de configuração interna de algumas fácies sísmicas em montiforma.

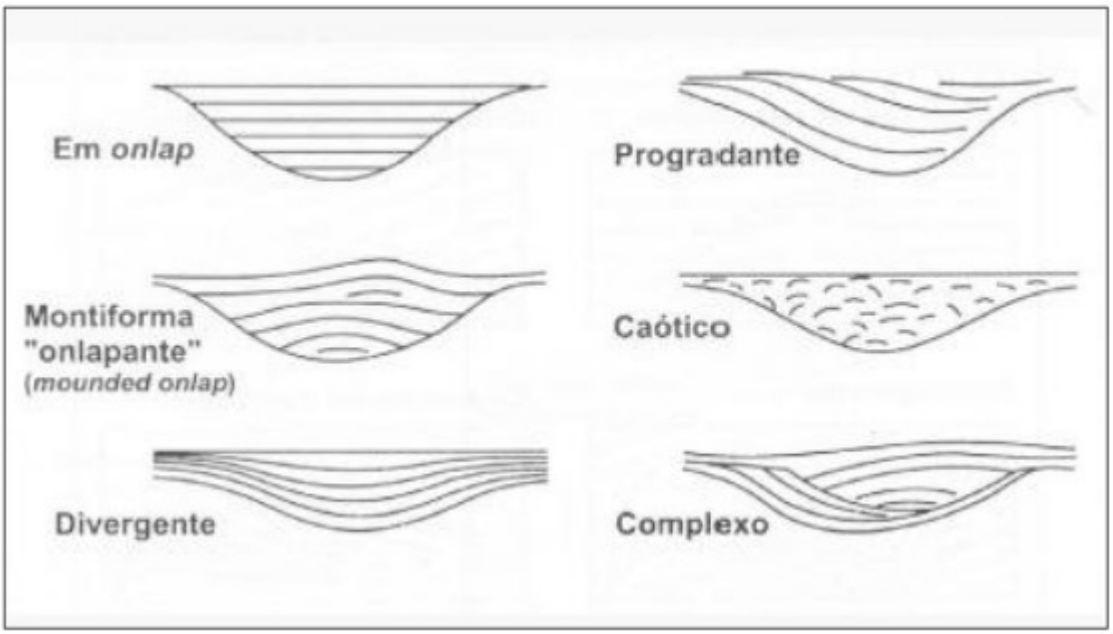


Fonte: Modificado de Michtum Jr. et al. (1977).

As geometrias de preenchimento são caracterizadas como feições negativas no relevo deposicional, erosivas ou não, tais como: canais, canyons, calhas estruturais, sopé de talude, etc (RIBEIRO, 2001). Os padrões de configuração interna das reflexões das fácies sísmicas de

preenchimento são: onlap, progradante, montiforma "onlapante", caótico, divergente e complexo (Fig. 29).

Figura 29– Padrões de configuração interna das reflexões de algumas fácies sísmicas de preenchimento.



Fonte: Modificado de Michtum Jr. et al. (1977).

A geometria de preenchimento divergente tornou-se de fundamental importância para a interpretação de linhas sísmicas na Bacia do Parnaíba realizada neste trabalho. Pelo fato de que essa estrutura pode ser identificada na região onde ocorreu o mapeamento. Nessa região verifica-se uma sedimentação em feições negativas no relevo da superfície de deposição, o que indica ser uma estrutura característica de uma região de depocentro (PINHEIRO, 2011).

5.2 METODOLOGIA

Neste item será explicada resumidamente a metodologia utilizada e as etapas que proporcionaram a interpretação sísmica 2D.

Neste trabalho foi utilizado o software GOCAD (Geological Object Computer Aided Desing) que é um consórcio internacional de pesquisas com a participação das principais empresas da indústria do petróleo e Universidades (incluído a UFPA), disponibilizando aos seus membros um aplicativo para modelagem geológica tridimensional através da empresa PARADIGM. A finalidade desse software é direcionar e facilitar a interpretação relacionada com as estruturas geológicas complexas como: falhas, dobras, soleiras, diques, etc. As

aplicações deste software na geologia e geofísica são variadas, entre elas: interpretação de dados sísmicos, modelagem de estruturas complexas, modelagem de bacias sedimentares, entre outras.

Neste trabalho será realizada uma interpretação sísmicas das linhas 2D de uma área de interesse situada na Bacia do Parnaíba. Os dados utilizados foram reais fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

A interpretação sísmica 2D foi feita a partir de seções sísmicas previamente processadas (migradas em tempo pós-stack), onde foram mapeadas feições geológicas de subsuperfície ao longo da linha sísmica. Dados de poço foram usados para ratificar os horizontes mapeados na sísmica.

A primeira etapa desse processo foi importar as imagens de cada seção sísmica como objetos Voxet. Um objeto Voxet é definido como uma malha regular constituída por células (GOCAD, 2008).

Em seguida; as seções sísmicas foram movidas através do 3D Viewer até corresponderem aos seus respectivos cruzamentos e inclinações. Após mover as seções sísmicas para os seus respectivos posicionamentos, foram identificados os refletores de cada seção gerados pelo contraste de impedância acústica entre os pacotes de rocha. Cada refletor identificado foi digitalizado a partir de pontos em todas as seções sísmicas. Em seguida, foram criadas curvas (horizontes) a partir do conjunto de pontos digitalizados para cada refletor. Os refletores que apresentaram continuidade foram extrapolados para as demais seções sísmicas.

5.3 RESULTADOS

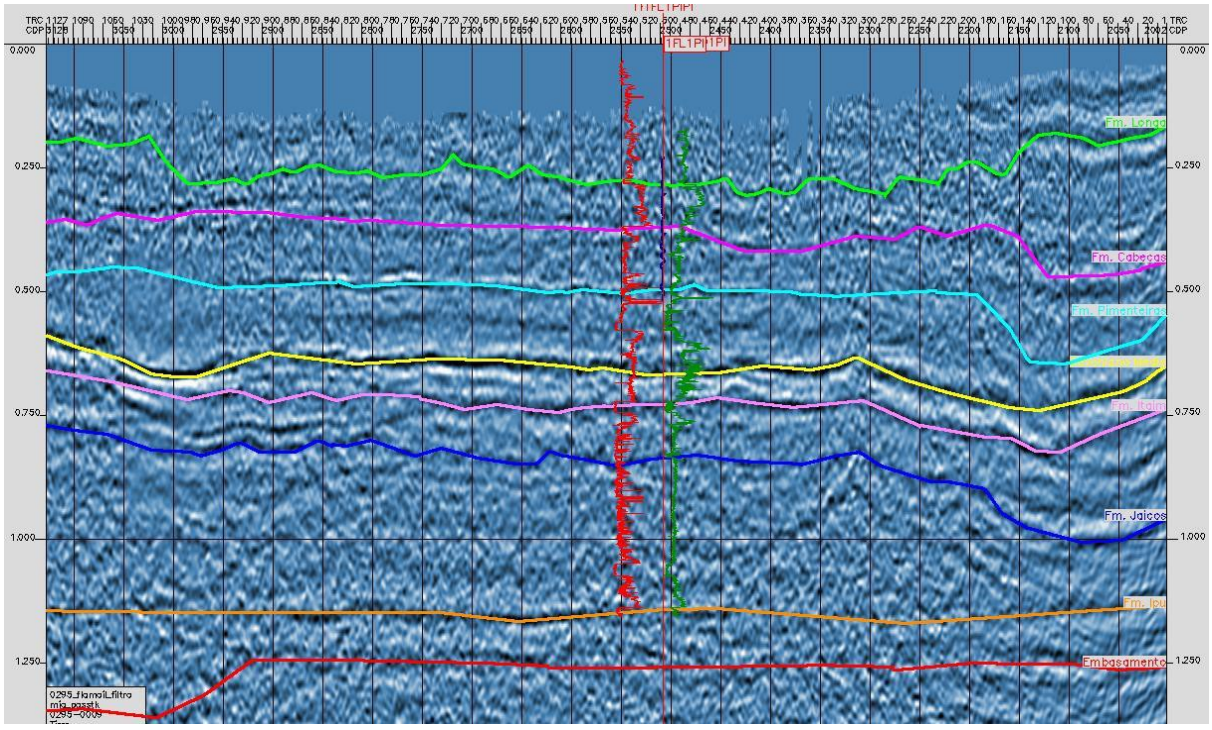
Os resultados da interpretação sísmica, apresentados neste tópico, foram possíveis após a calibração do poço 1-FL-1-P1 com a Linha 0295-0009. Teixeira (2010) define que os horizontes mais marcantes na sísmica representam as formações observadas no perfil composto do Poço Floriano, identificadas a partir dos “picos” nos Perfis de Raios Gama e Sônico. Com base na interpretação realizada do trecho da Linha 0295-0009 que passa pelo poço 1-FL-1-P1; realizou-se a interpretação sísmica da Linha 0295-0009 completa e a extrapolação desses a horizontes para as outras linhas, conforme será apresentado a seguir.

Analisando atenciosamente a carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, contabiliza-se um total de 20 Formações em seu arcabouço estratigráfico (VAZ et. al., 2007). Porém as seções sísmicas (migradas em tempo pós-stack) apresentam no máximo dez horizontes bem

marcados. A resposta para essa lacuna é a existência de um hiato erosivo na região onde foi realizada a aquisição sísmica, fenômeno responsável pela remoção das formações acima da Formação Poti. Possivelmente essa ação erosiva está relacionada aos movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (CAPUTO, 1984) que ocorreram após a deposição da Formação Poti, em consequência à Orogênese Eo-herciniana. O Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba expõe as formações aflorantes na área onde foi realizado o levantamento sísmico.

Os horizontes sísmicos mais marcantes que coincidem com as Formações geológicas foram contornados por linhas de cores distintas. Na Linha 0295-0009 foram marcados oito horizontes, a partir dos picos no perfil de Raios Gama (em vermelho) e no perfil Sônico (em verde) do Poço Floriano (Fig. 30). Os oito horizontes representam o topo das seguintes formações, na ordem da base para o topo: Embasamento (vermelho), Formação Ipu (laranja), Formação Jaicós (azul-marinho), Formação Itaim (rosa claro), um refletor muito marcante de idade Devoniano Médio (amarelo), Formação Pimenteiras (azul-claro), Formação Cabeças (rosa-pink) e Formação Longá (verde).

Figura 30– Snapshot tirado do programa GeoFrame mostrando a interpretação do perfil de Raios Gama (vermelho) e Perfil Sônico (Verde) nos horizontes mais marcantes observados no trecho da Linha 0295-0009 (migrada pós-stack no tempo) que passa pelo poço 1-FL-1-P1.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

Na sísmica, o último horizonte a ser mapeado foi o Embasamento (vermelho) que seriam formações do Pré-Siluriano. Sua localização é por inferência, pois não há dados de perfilagem suficientes e por ser o último refletor mais marcante da sísmica (TEIXEIRA, 2010).

O topo da Formação Ipu (laranja) apresenta a mudança dos folhelhos basais da Formação Tianguá para um pacote de arenito da Formação Ipu. Trata-se de um refletor bem delineado, por representar o final da perfilagem do poço. A Formação Tianguá que estratigraficamente se situa sob a Formação Ipu não pode ser interpretada na sísmica, pela ausência de continuidade do refletor para que pudesse ser mapeado (TEIXEIRA, 2010).

O horizonte azul-marinho marca o topo da Formação Jaicós. Trata-se de um refletor de difícil identificação por representar uma discordância erosiva entre dois pacotes de arenito, um assinalando o final da Formação Itaim e o outro assinalando o início da Formação Jaicós. Para identificá-lo, foi observado um pico no perfil sônico o qual representaria tal discordância (TEIXEIRA, 2010).

O topo da Formação Itaim (rosa claro) caracteriza-se pela transição litológica de folhelho para arenito, o qual se confirma no perfil composto do poço. Outra importante feição que auxiliou a demarcar tal horizonte foi a presença de uma soleira de diabásio situada no final da Formação Pimenteiras, que se encontra bem marcada no perfil de raios gama, facilitando a interpretação (TEIXEIRA, 2010).

O único horizonte que não representa um topo de formação está retratado pelo refletor de cor amarela, de idade Devoniano Médio, localizado no interior da Formação Pimenteiras. Observando os perfis de raios gama e sônico, a intensa impedância representada na sísmica deve estar relacionada a intercalações de arenitos e siltito entre duas grandes camadas de folhelhos da formação (TEIXEIRA, 2010).

O topo da Formação Pimenteiras (azul-claro) apresentou várias complicações durante a fase de interpretação das linhas por dois motivos: o primeiro relacionado ao fato de a sísmica estar em tempo, deslocando suavemente os perfis na hora da calibração; e o segundo devido o topo da Formação Pimenteiras apresentar uma soleira de diabásio de aproximadamente 155 metros, o que poderia intervir no contraste do refletor. O que determinou a identificação do refletor desta formação foram os três picos fortes observados no perfil de raio gama e um grande pico, correspondente a eles no perfil sônico, que estão associados a três intercalações de folhelho no arenito que constitui a base da Formação Cabeças (TEIXEIRA, 2010).

O horizonte que representa o topo da Formação Cabeças (rosa pink) apresenta uma forte anomalia positiva de amplitude, auxiliando na calibração. Isto se deve a uma queda brusca dos valores do perfil de raios gama, evidenciando a transição entre os folhelhos da Formação Longá para um pacote de arenitos da Formação Cabeças (TEIXEIRA, 2010).

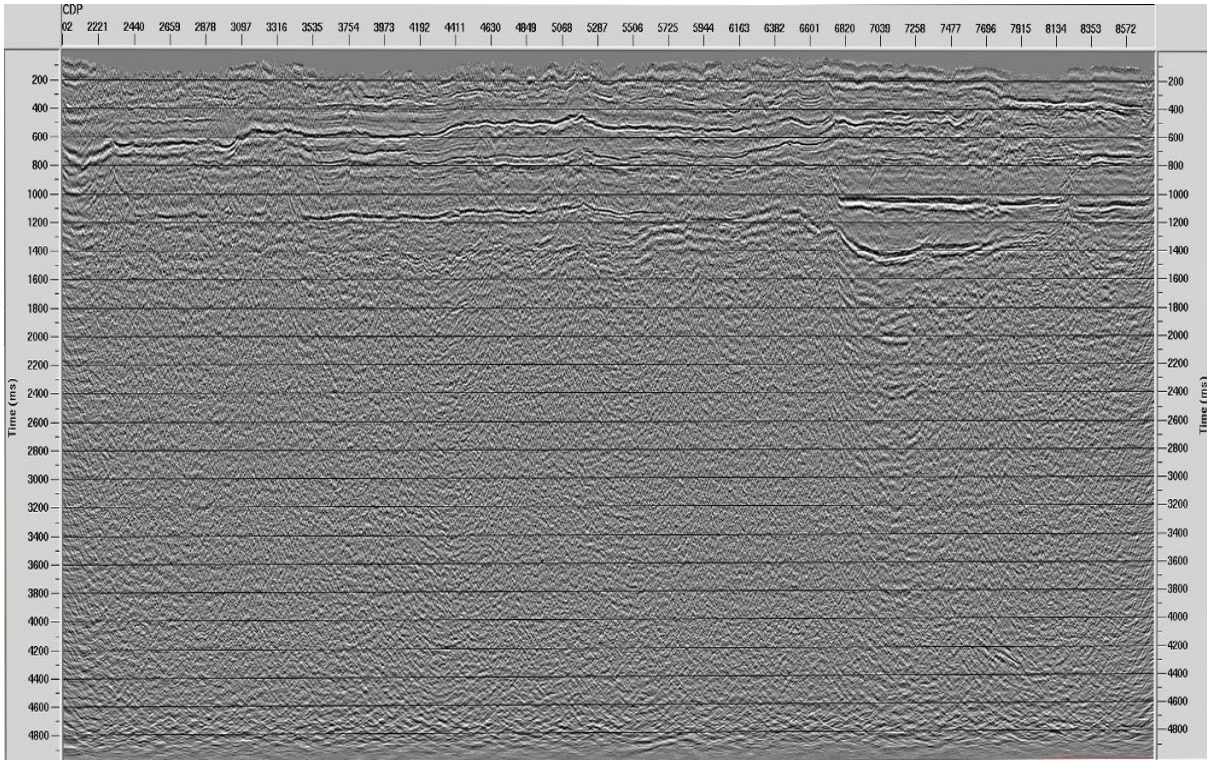
O topo da Formação Longá (horizonte verde) foi o primeiro horizonte a ser identificado, auxiliando na calibração do poço com a sísmica, devido seu contraste de impedância marcante. Sua principal característica é uma transição brusca no perfil de raios gama que indica a passagem do arenito basal da Formação Poti para o folhelho da Formação Longá, o que provocou tal contraste marcante (TEIXEIRA, 2010).

Como base nessa interpretação realizada por Teixeira (2010) no trecho da Linha 0295-0009 que intercepta o poço Floriano, foi feita uma interpretação da Linha 0295-0009 completa (Fig. 31).

Realizada a interpretação sísmica da Linha 0295-0009 (Fig. 32) foi possível extrapolar os mesmos horizontes para a Linha 0295-0003. E assim para as Linhas 0295-0008, 0295-0007, 0295-0006, 0295-0005 e 0295-0004 que interceptam a Linha 0295-0003. E finalmente a interpretação das Linhas 0295-0001 e 0295-0002 que interceptam as Linhas 0295-0008, 0295-0007, 0295-0006, 0295-0005 e 0295-0004.

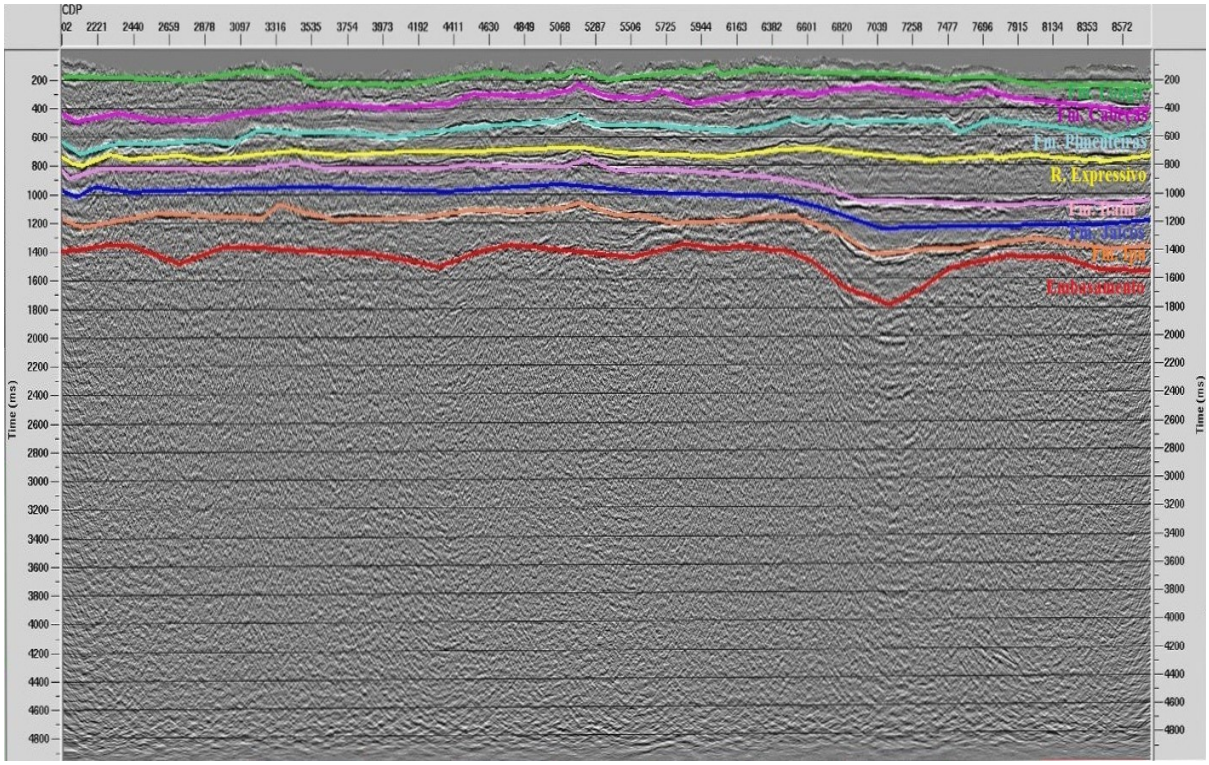
Para realizar a interpretação sísmica foi utilizado o software GOCAD, onde foi feito o cruzamento e o posicionamento correto das linhas com suas respectivas direções (Fig. 33). Isso possibilitou a visualização 3D das nove linhas sísmicas com seus respectivos tamanhos e posicionamentos (Fig. 34). Dessa maneira, foi possível realizar uma extrapolação dos horizontes sísmicos a partir da Linha 0295-0009 para as demais linhas e assim efetuar uma interpretação sísmica mais precisa da área-alvo (Fig. 35).

Figura 31 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0009 completa (migrada em tempo pós-stack).



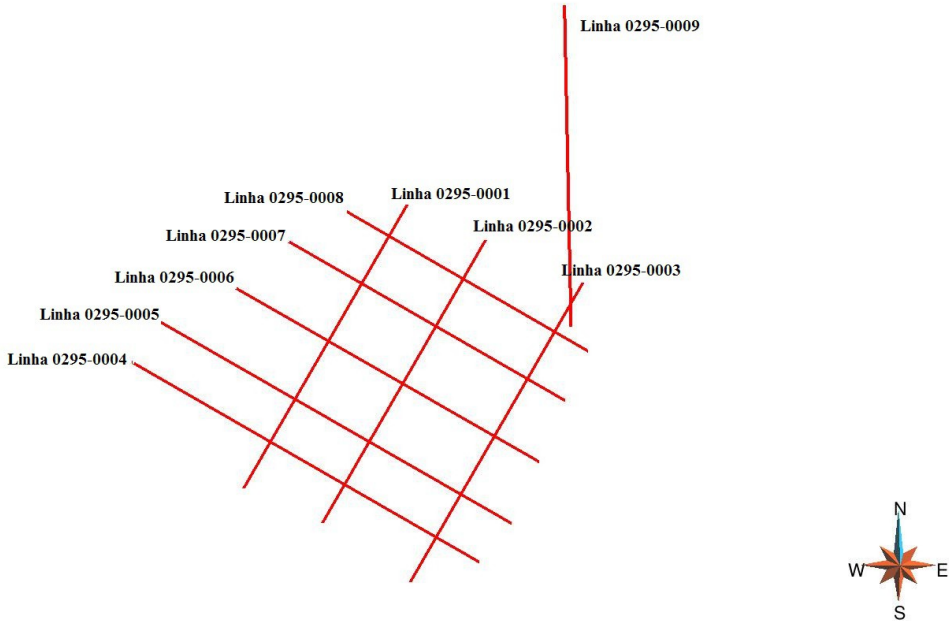
Fonte: autor.

Figura 32 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0009 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



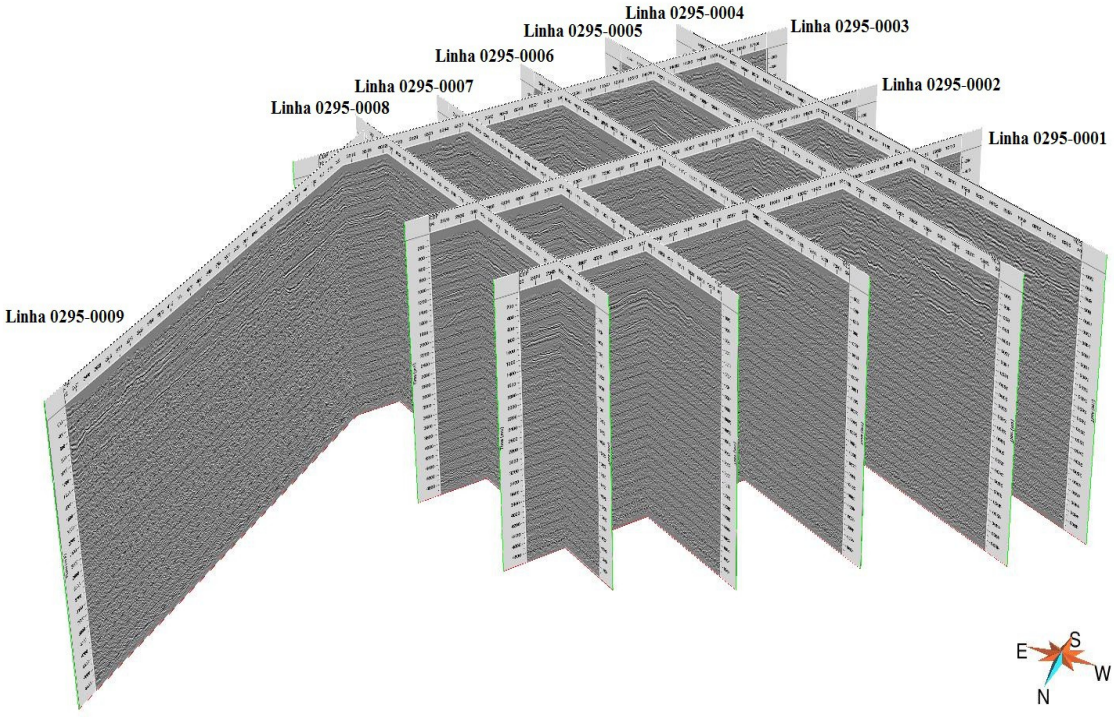
Fonte: autor.

Figura 33 – Imagem gerada do software GOCAD mostrando o cruzamento e as respectivas inclinações das linhas utilizadas neste trabalho.



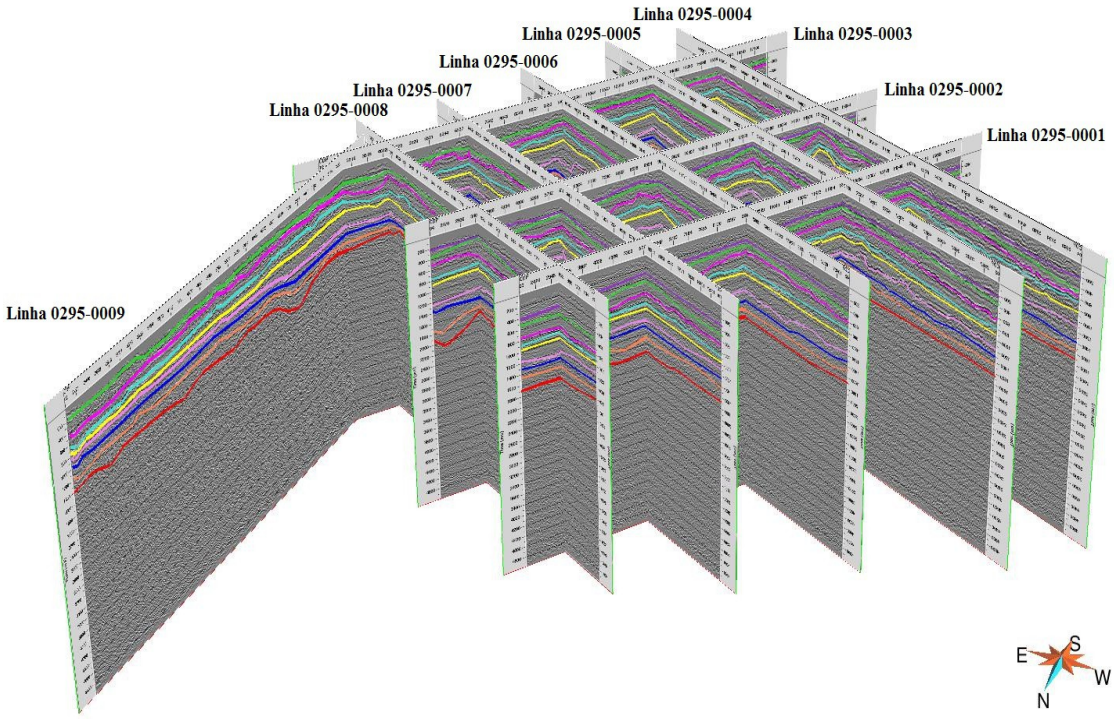
Fonte: autor.

Figura 34– Visualização 3D no GOCAD das nove linhas sísmicas com seus respectivos tamanhos e posicionamentos.



Fonte: autor.

Figura 35 – Visualização 3D da interpretação e extrapolação dos horizontes sísmicos a partir da Linha 0295-0009 para as demais linhas.



Fonte: autor.

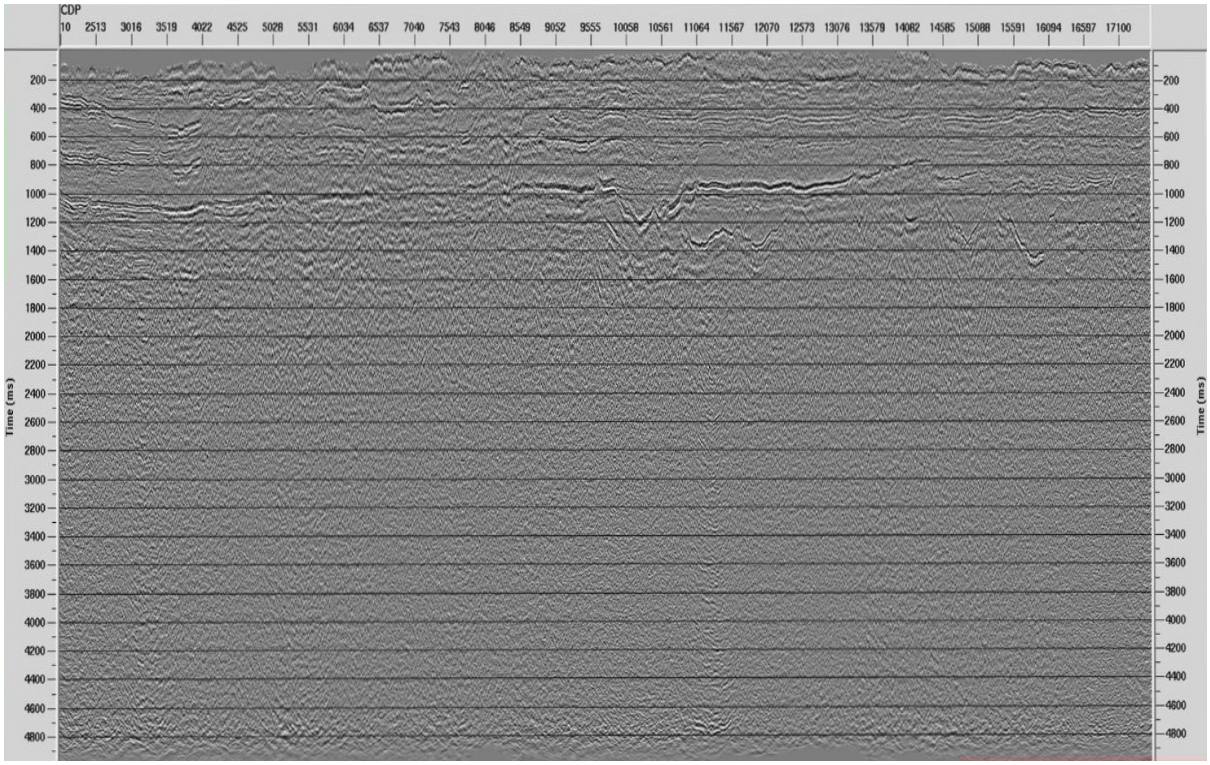
A Linha 0295-0003 (Fig. 36) é paralela as Linhas 0295-0001 e 0295-0002 e intercepta a Linha 0295-0009 (Fig. 38). Isso possibilitou a interpretação e extrapolação dos horizontes marcados na Linha 0295-0009 para a Linha 0295-0003 (Fig. 37 e Fig. 39). Dessa forma a Linha 0295-0003 terá todos os oito horizontes marcados na Linha 0295-0009.

Analisando estruturalmente as feições, identifica-se um subparalelismo entre as camadas empilhadas, que pode estar associada a uma taxa de deposição uniforme dos estratos.

A subsidência observada nos horizontes abaixo da Formação Pimenteiras (azul-claro) está relacionada à proximidade da feição de baixo estrutural que será observada claramente nas Linhas 0295-0006, 0295-0007 e 0295-0008. Como os horizontes acima da Formação Itaim encontram-se aproximadamente paralelos, conclui-se que tal estrutura é anterior à deposição dos sedimentos que deram origem à Formação Pimenteiras.

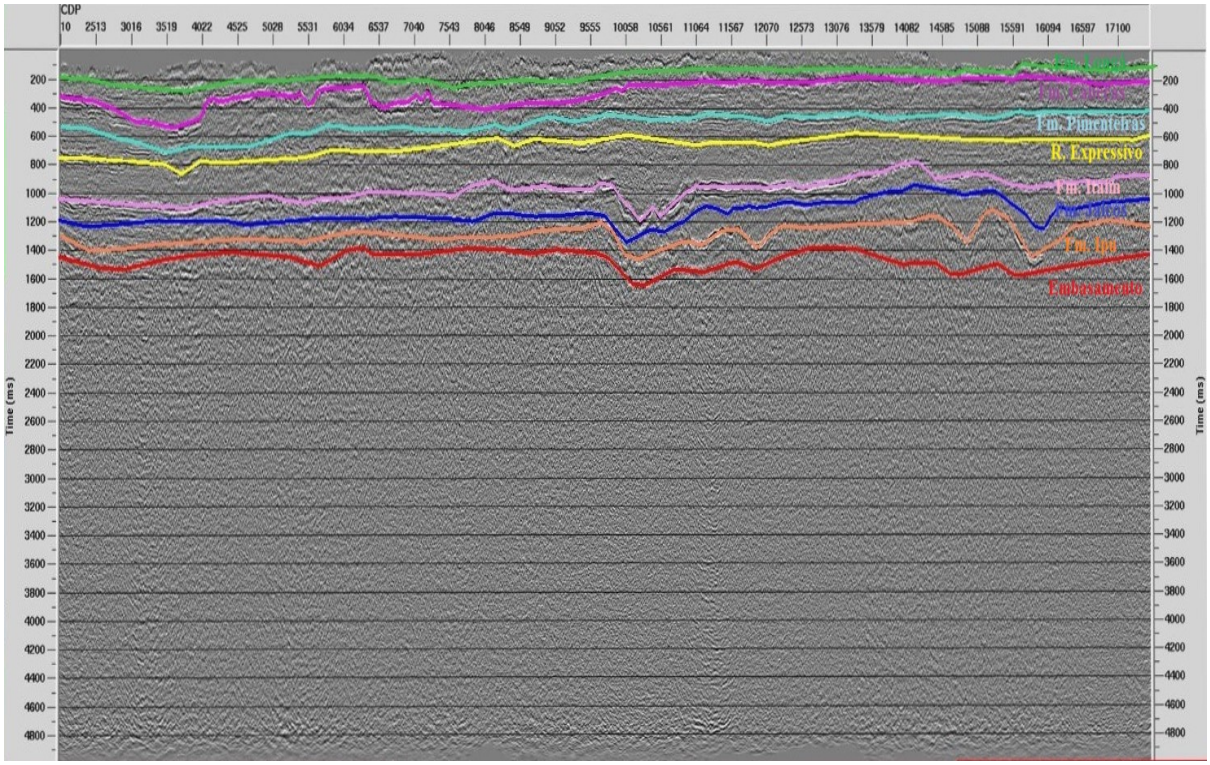
A presença de feições dômicas nos refletores podem indicar que essa porção da bacia, onde está localizada a Linha 0295-0003, sofreu influencia do magmatismo associado ao Lineamento Transbrasiliano.

Figura 36 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0003 completa (migrada em tempo pós-stack).



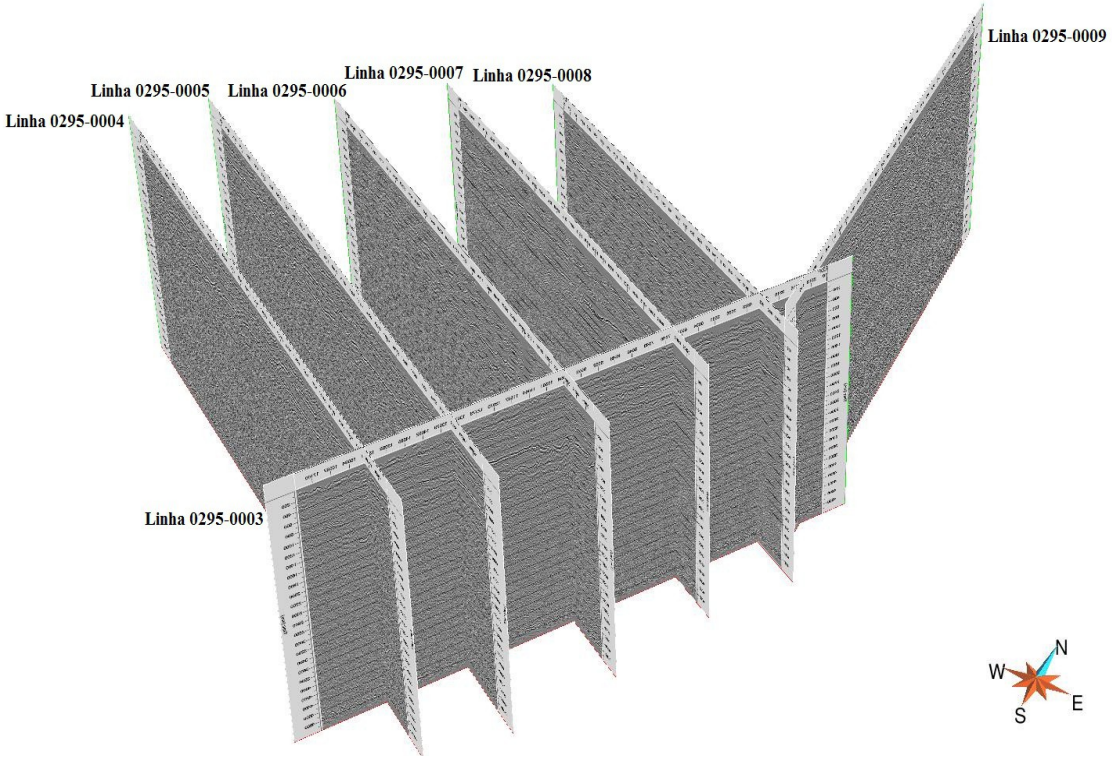
Fonte: autor.

Figura 37– Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0003 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



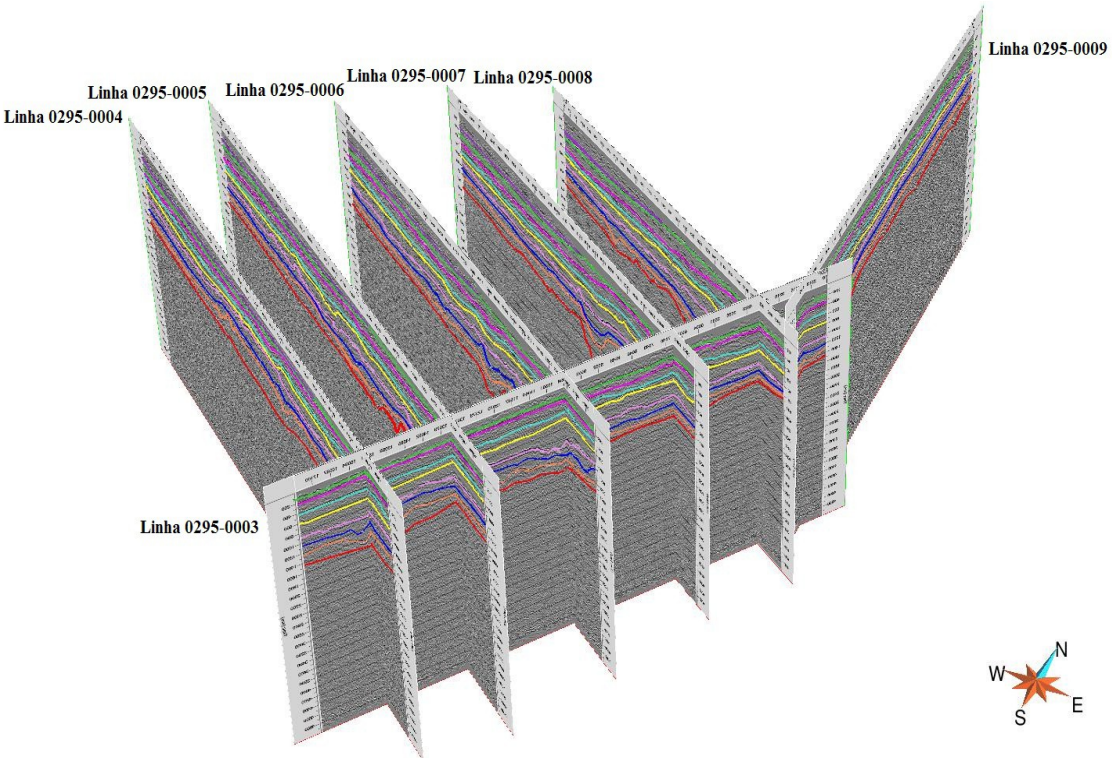
Fonte: autor.

Figura 38– Visualização 3D da Linha 0295-0003 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 39 – Visualização 3D da Linha 0295-0003 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



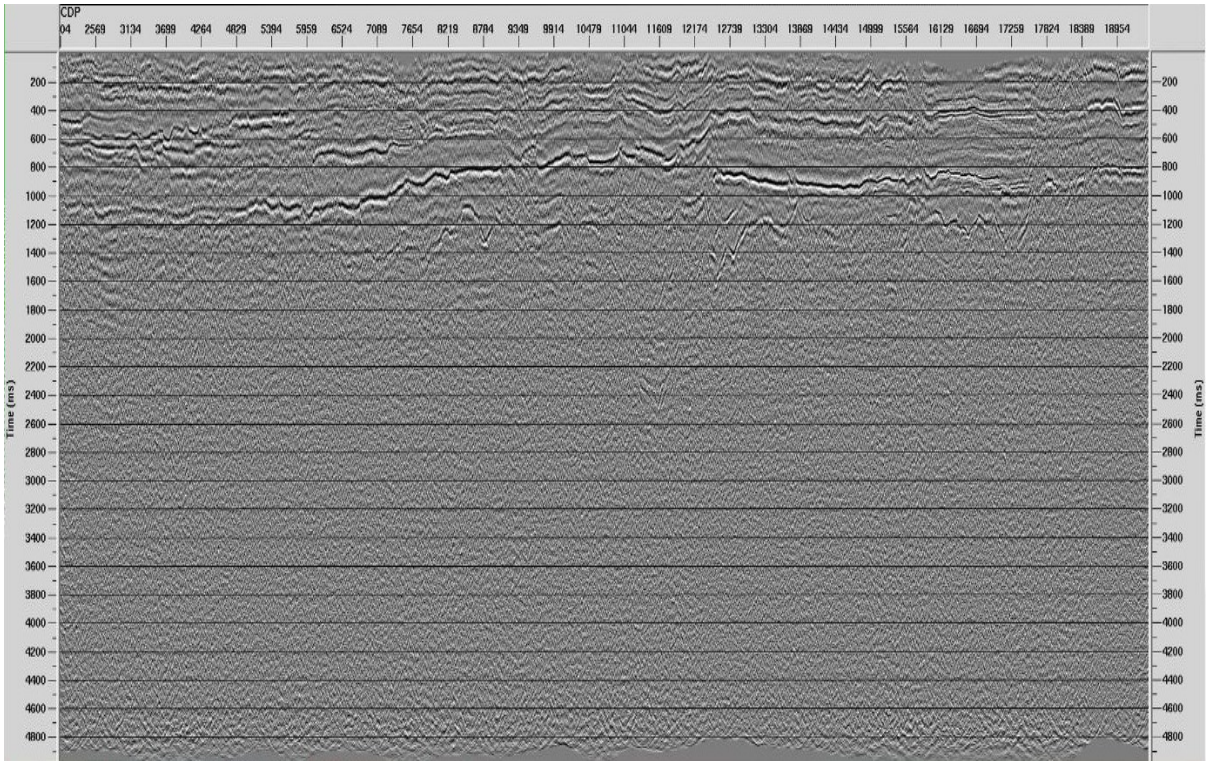
Fonte: autor.

A Linha 0295-0004 (Fig. 40) intercepta quase que perpendicularmente o Lineamento Transbrasiliano e as Linhas 0295-0003, 0295-0002 e 0295-0001 (Fig. 42). Isso permitiu a interpretação e extrapolação dos horizontes marcados na Linha 0295-0003 para a Linha 0295-0004 (Fig. 41 e Fig. 43). Os refletores apresentam-se relativamente horizontalizados, o que pode indicar uma taxa de deposição uniforme dos estratos.

Observam-se alguns picos nos horizontes dessa linha sísmica que podem representar corpos de rochas intrusivas magmáticas; indicando a ocorrência de magmatismo na área, devido ao contexto de proximidade do Lineamento Transbrasiliano. Nota-se um baixo estrutural pouco acentuado no embasamento da Linha 0295-0004, devido os eixos deposicionais da bacia serem mais expressivos e apresentarem maior subsidência na parte norte e nordeste da bacia, em função do Lineamento Transbrasiliano.

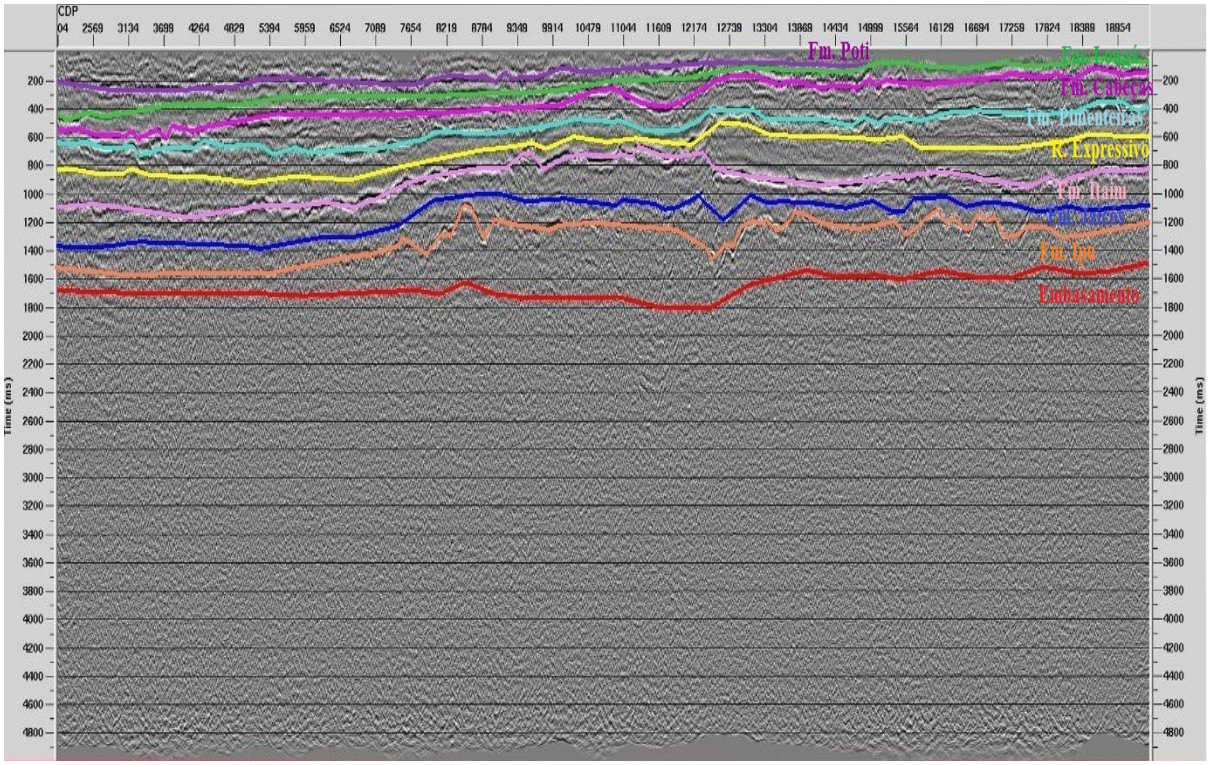
Observa-se um truncamento erosivo na Formação Poti. Essa erosão está provavelmente relacionada aos movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (CAPUTO, 1984) que ocorreram após a deposição da Formação Poti, no Mesocarbonífero, provocando um hiato erosivo. Esses fenômenos ocorreram possivelmente em resposta à Orogênese Eo-herciniana. O Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba evidencia que a Formação Poti aflora em uma determinada porção de onde foi realizada a aquisição sísmica da Linha 0295-0004, o que justifica a presença de tal truncamento.

Figura 40 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0004 completa (migrada em tempo pós-stack).



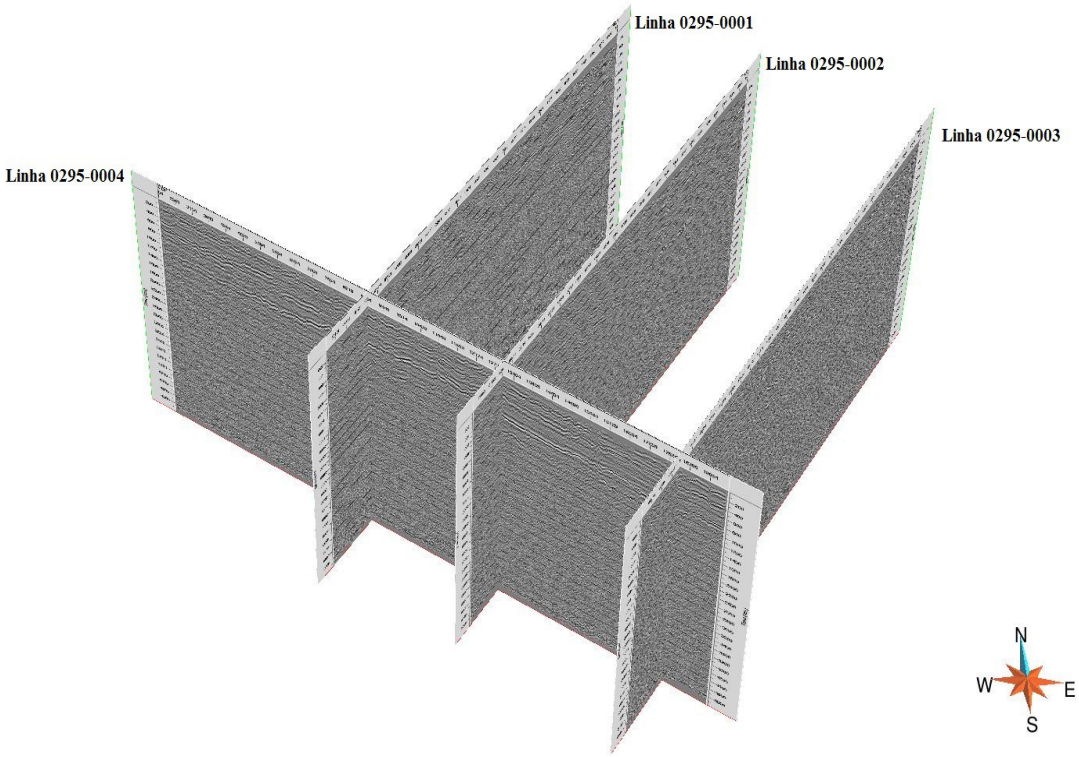
Fonte: autor.

Figura 41 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0004 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



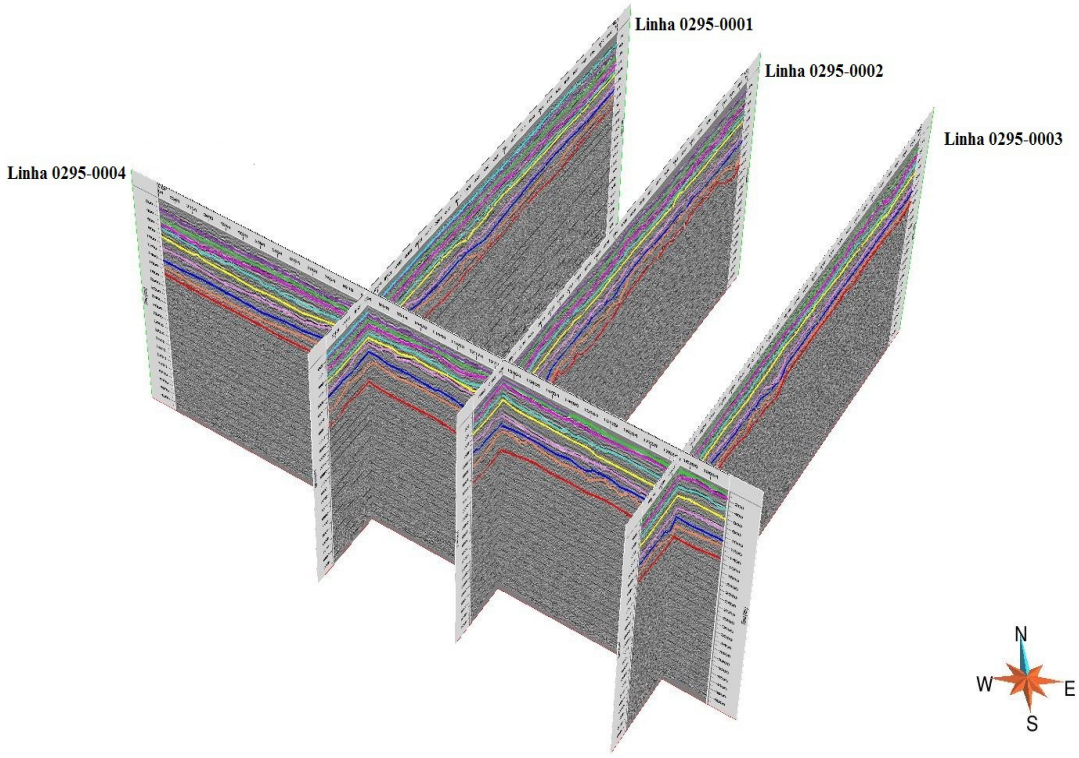
Fonte: autor.

Figura 42– Visualização 3D da Linha 0295-0004 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 43 – Visualização 3D da Linha 0295-0004 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



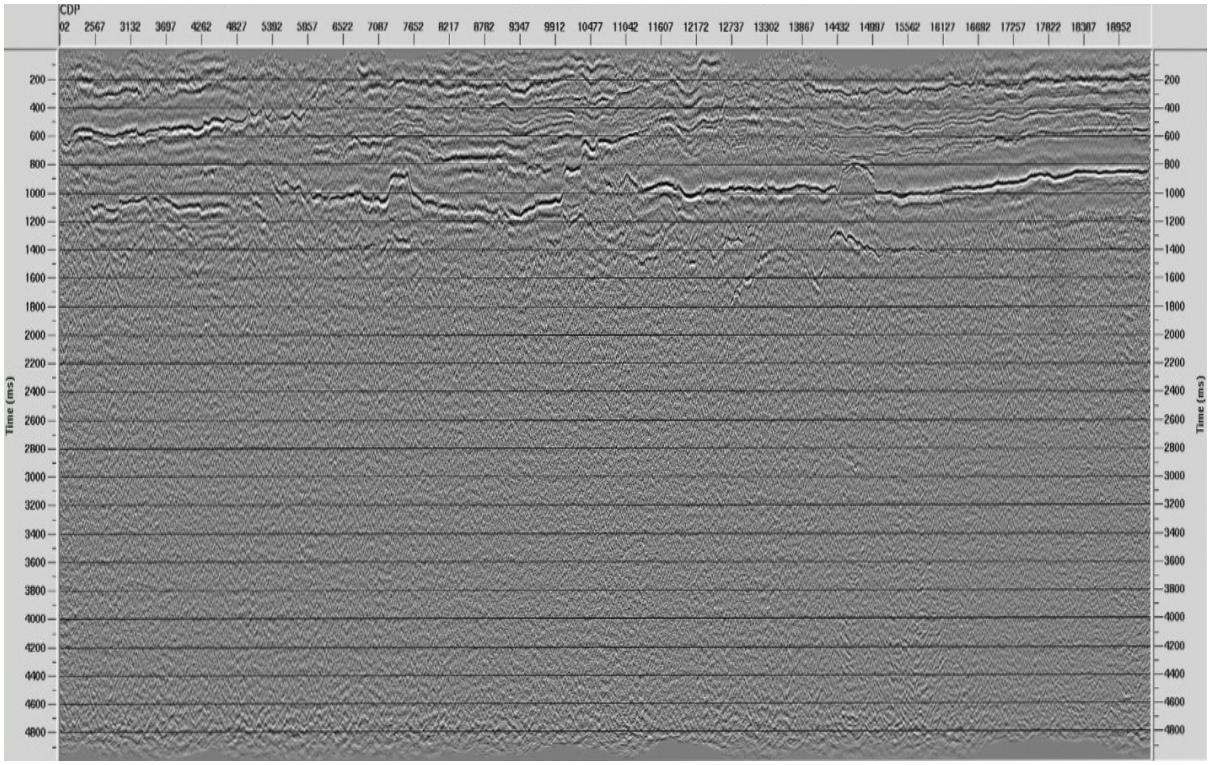
Fonte: autor.

A Linha 0295-0005 (Fig. 46) intercepta quase que perpendicularmente o Lineamento Transbrasiliano e as Linhas 0295-0003, 0295-0002 e 0295-0001 (Fig. 47). Isso possibilitou a extrapolação dos horizontes marcados nas Linha 0295-0003 para a Linha 0295-0005 (Fig. 46 e Fig. 48). Os refletores apresentam subparalelismo, que pode estar associado a uma taxa de deposição uniforme dos estratos.

Observam-se picos nos horizontes dessa linha sísmica, principalmente na Formação Itaim (rosa). Infere-se que essas feições representam corpos de rochas intrusivas magmáticas, indicando a ocorrência de intenso magmatismo na área, devido ao contexto de proximidade do Lineamento Transbrasiliano.

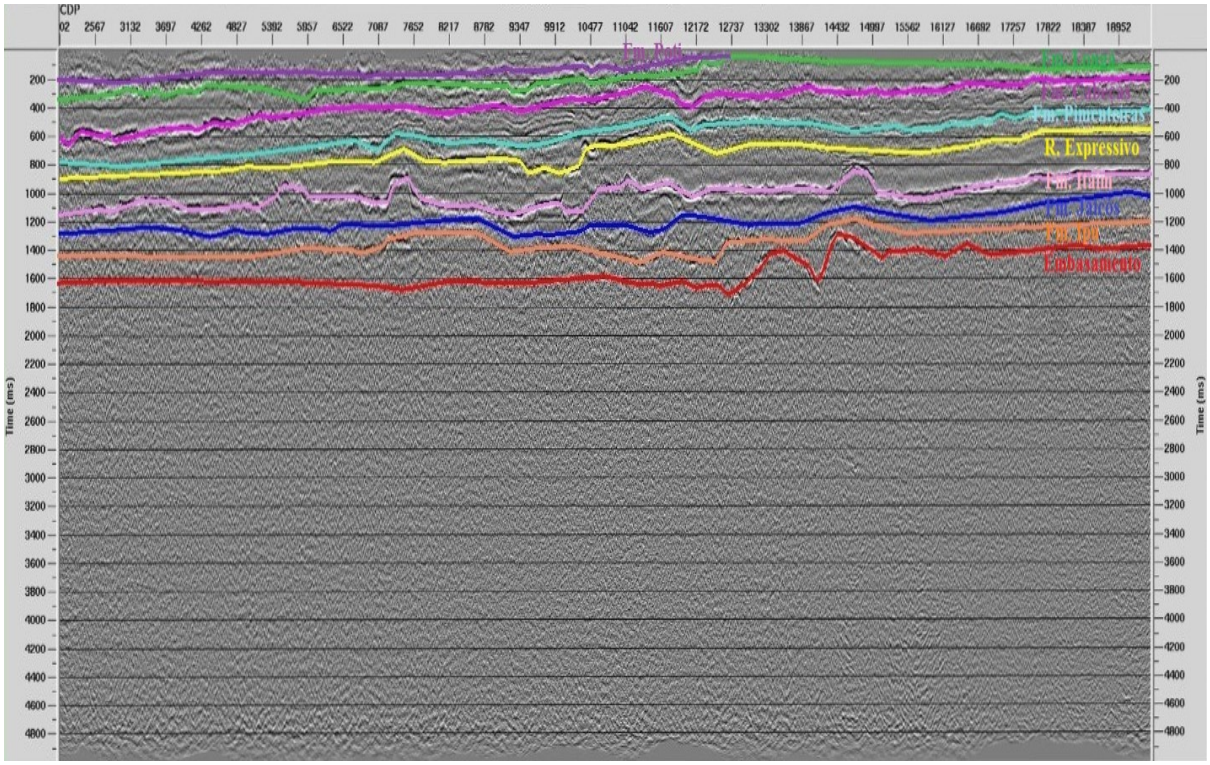
Identifica-se um truncamento erosivo na Formação Poti. Essa erosão está associada aos movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (CAPUTO, 1984) que aconteceram após a deposição da Formação Poti, no Mesocarbonífero. Esses fenômenos ocorreram provavelmente em consequência à Orogênese Eo-herciniana. O Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba mostra que a Formação Poti aflora em uma determinada porção de onde foi realizada a aquisição sísmica da Linha 0295-0005, o que justifica a presença de tal truncamento.

Figura 44 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0005 completa (migrada em tempo pós-stack).



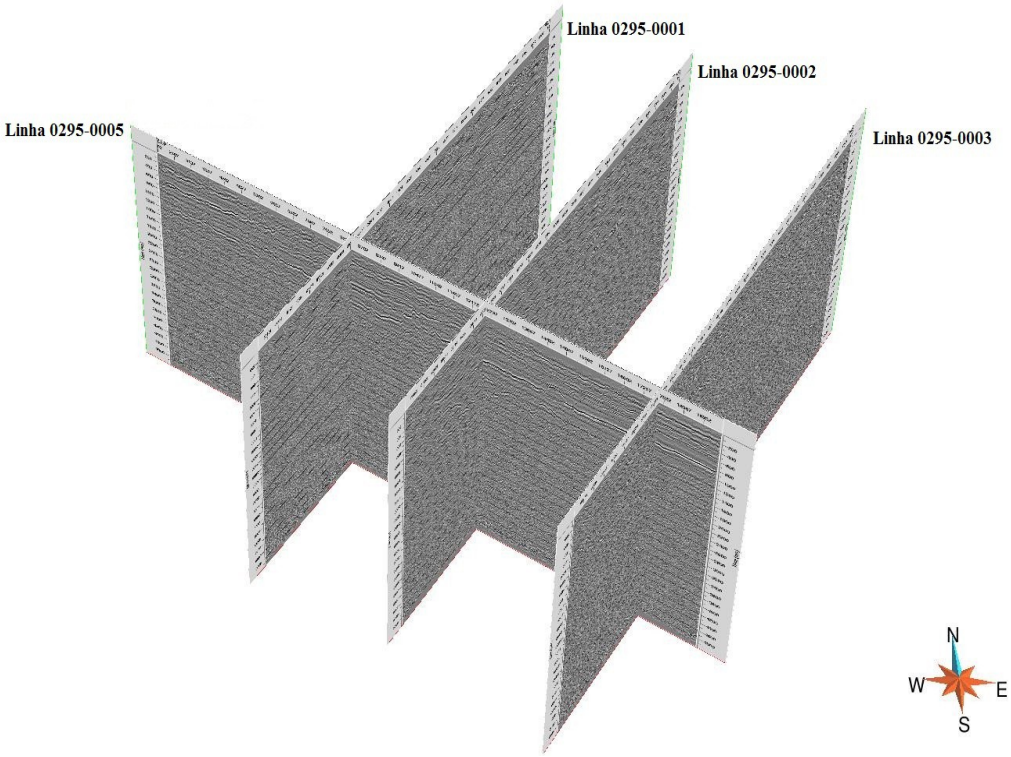
Fonte: autor.

Figura 45– Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0005 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



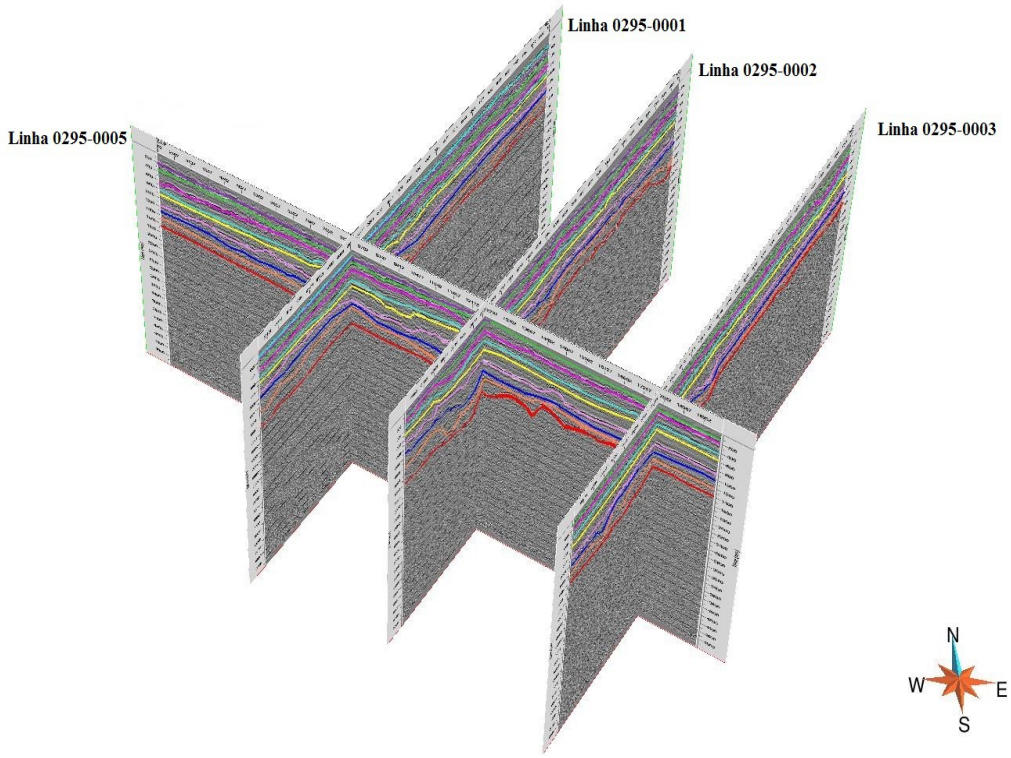
Fonte: autor.

Figura 46 – Visualização 3D da Linha 0295-0005 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 47 – Visualização 3D da Linha 0295-0005 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



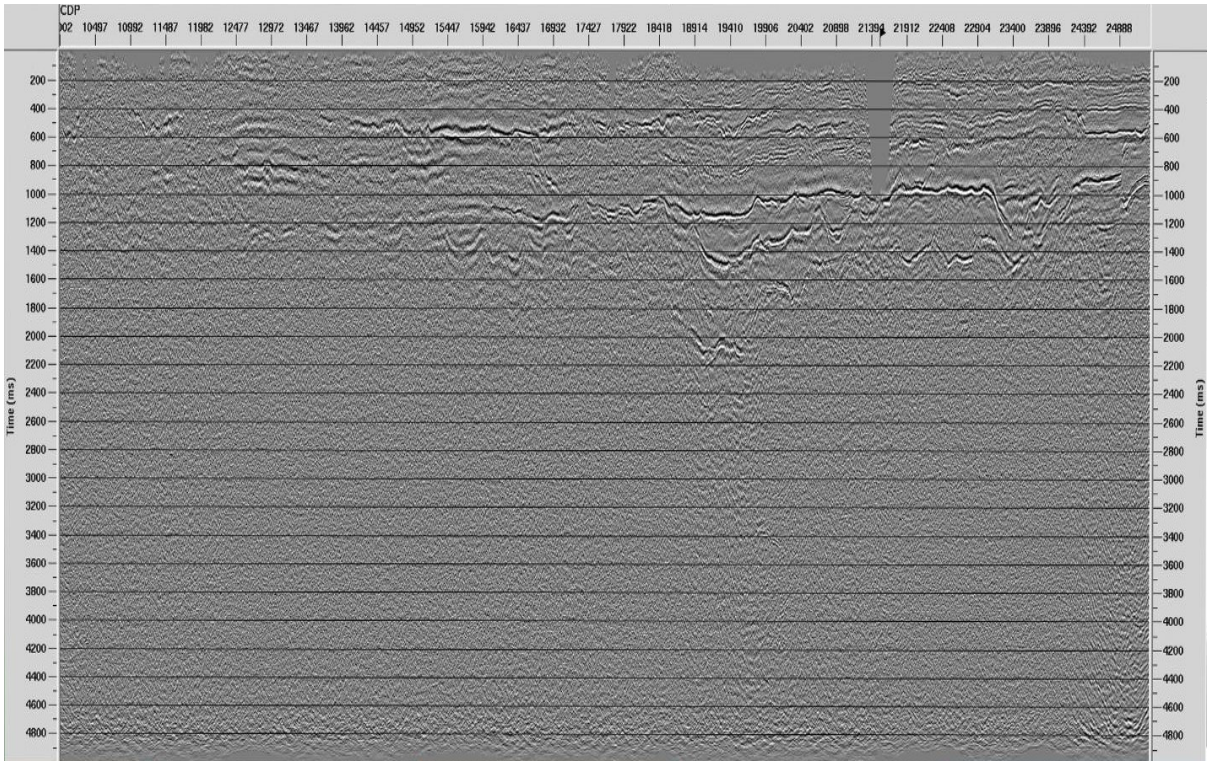
Fonte: autor.

A Linha 0295-0006 (Fig. 48) intercepta quase que perpendicularmente o Lineamento Transbrasiliano e as Linhas 0295-0003, 0295-0002 e 0295-001 (Fig. 50). Isso permitiu a interpretação e extrapolação dos horizontes marcados nas Linha 0295-0003 para a Linha 0295-0006 (Fig. 49 e Fig. 51). Os refletores encontram-se relativamente horizontalizados e um espessamento mais representativo do pacote de sedimentos abaixo da Formação Pimenteiras (azul-claro), visto que os refletores acima desta formação se encontram praticamente paralelos e horizontais não sofrendo tanto os efeitos da subsidência observada nos horizontes do Grupo Serra Grande; o que indica que tal estrutura é anterior à deposição dos sedimentos que deram origem à Formação Pimenteiras.

Presenças de feições dômicas, como observado principalmente na Formação Itaim, podem estar relacionadas a rochas intrusivas magmáticas.

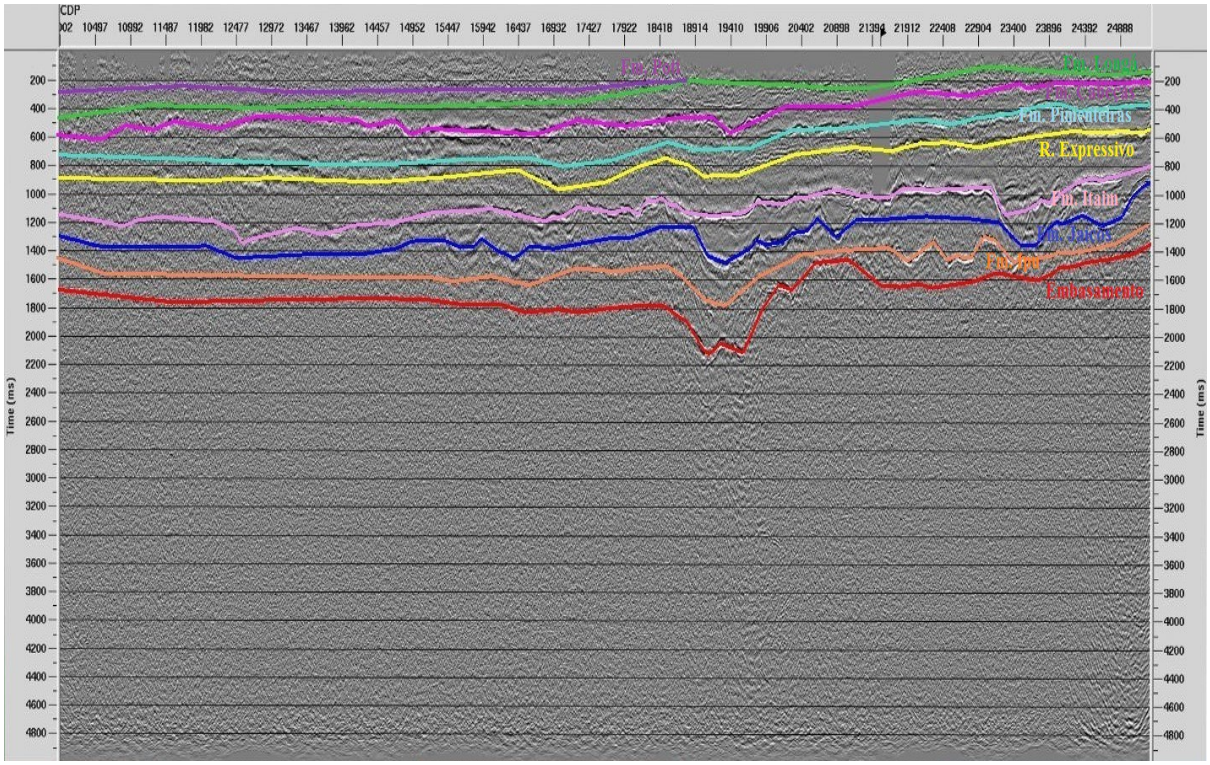
Observa-se um truncamento erosivo na Formação Poti. Essa erosão está associada aos movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (CAPUTO, 1984), posteriores a deposição da Formação Poti, no Mesocarbonífero. Esses fenômenos ocorreram provavelmente em consequência à Orogênese Eo-herciniana. O Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba evidencia que a Formação Poti aflora em uma determinada porção de onde foi realizada a aquisição sísmica da Linha 0295-0006, o que justifica a presença de tal truncamento.

Figura 48 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0006 completa (migrada em tempo pós-stack).



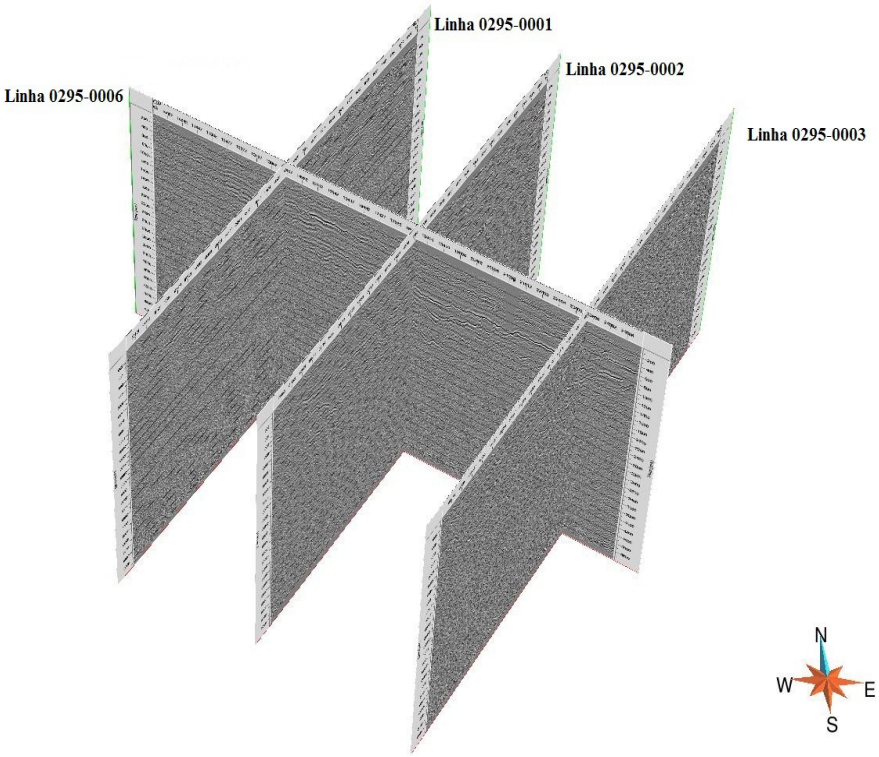
Fonte: autor.

Figura 49 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0006 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



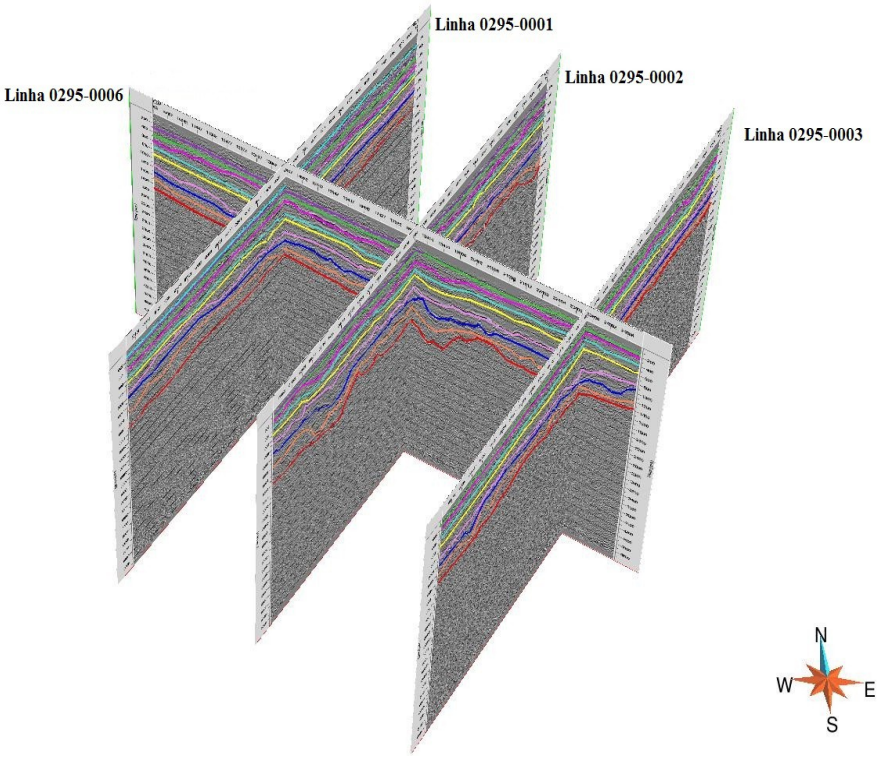
Fonte: autor.

Figura 50 – Visualização 3D da Linha 0295-0006 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 51 – Visualização 3D da Linha 0295-0006 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



Fonte: autor.

A Linha 0295-0007 (Fig. 52) é a que apresenta melhor qualidade do dado, dentre as linhas mapeadas neste trabalho. Ela intercepta de forma aproximadamente perpendicular o Lineamento Transbrasiliano e as Linhas 0295-0003, 0295-0002 e 0295-0001 (Fig. 54). Isso possibilitou a interpretação e extrapolação dos horizontes marcados na Linha 0295-0003 para a Linha 0295-0007 (Fig. 53 e Fig. 55). Observa-se na Linha 0295-0007 refletores bem marcantes desde a Formação Poti (cor roxa) até o embasamento (cor vermelha), o qual atinge a sua porção mais profunda em aproximadamente 2.500 milissegundos, evidenciando claramente uma feição de baixo estrutural.

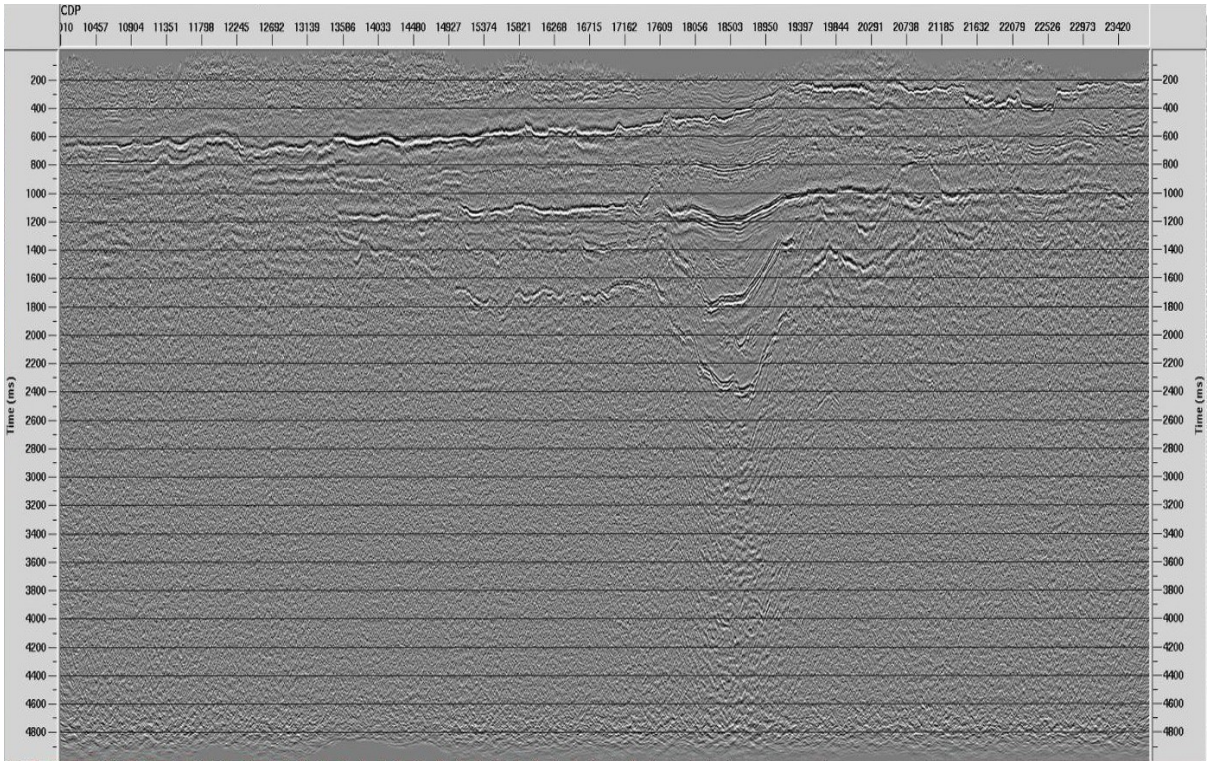
Os refletores apresentam-se aproximadamente horizontalizados. Observa-se o *pinch-out* dos horizontes (acunhamento, terminação de uma camada geológica onde a espessura se reduz gradativamente) nas laterais do depocentro, principalmente as camadas das Formações Jaicós e Ipu, apresentando-se mais espessas na direção do baixo estrutural e menos espessas nas laterais do depocentro.

Observa-se que aparentemente apenas as camadas abaixo da Formação Pimenteiras (azul-claro) sofreram subsidência, visto que os refletores acima desta formação se encontram praticamente paralelos e horizontais, o que indica que tal estrutura é anterior a deposição dos sedimentos que deram origem a Formação Pimenteiras.

Presenças de feições dômicas, como observado no refletor da Formação Itaim (cor rosa) podem estar relacionadas a rochas intrusivas magmáticas, os quais apresentam-se na sísmica como corpos tabulares. Porém algumas feições abauladas representam apenas ruídos de sísmica, resultando em formas hiperbólicas.

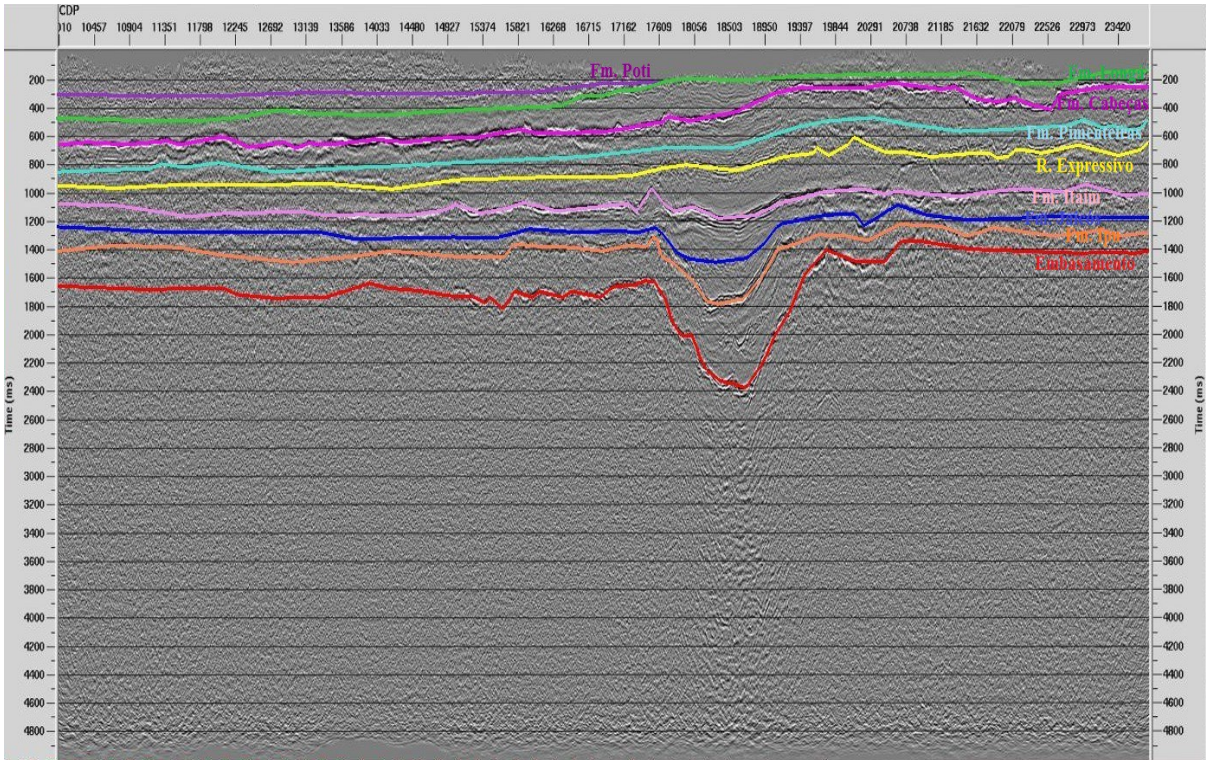
Identifica-se um truncamento erosivo na Formação Poti. Essa erosão está relacionada aos movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (CAPUTO, 1984) que aconteceram após a deposição da Formação Poti, no Mesocarbonífero. Esses fenômenos ocorreram possivelmente em resposta à Orogênese Eo-herciniana. O Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba evidencia que a Formação Poti aflora em uma determinada porção de onde foi realizada a aquisição sísmica da Linha 0295-0007, o que justifica a presença de tal truncamento.

Figura 52 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0007 completa (migrada em tempo pós-stack).



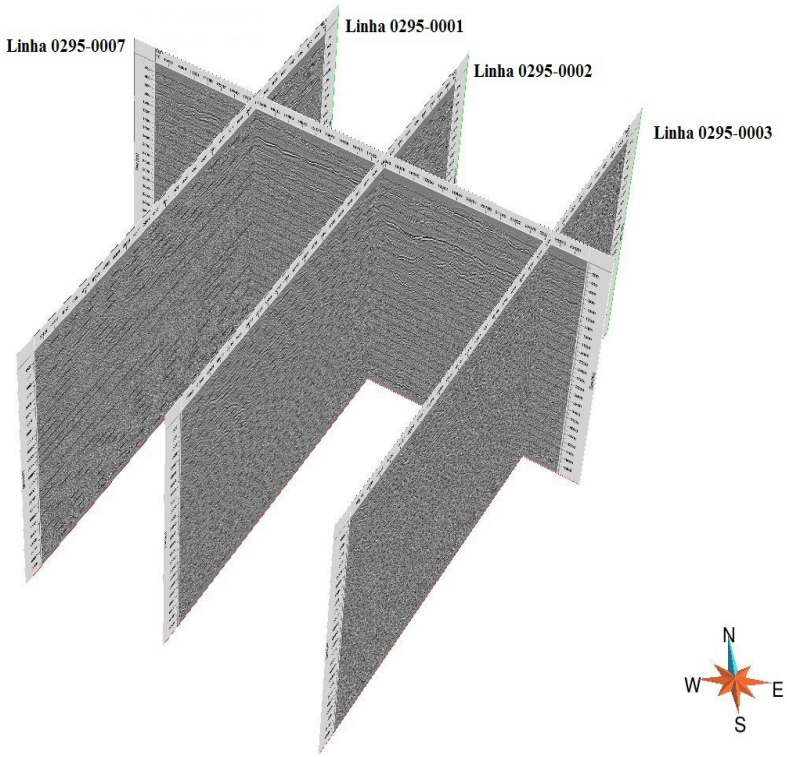
Fonte: autor.

Figura 53 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0007 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



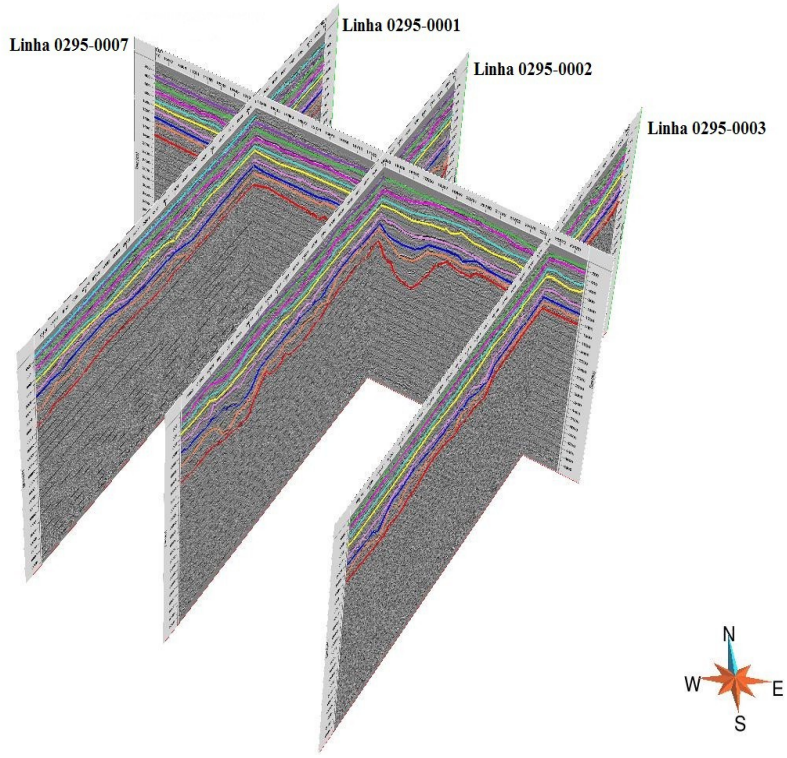
Fonte: autor.

Figura 54 – Visualização 3D da Linha 0295-0007 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 55 – Visualização 3D da Linha 0295-0007 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



Fonte: autor.

A Linha 0295-0008 (Fig. 56) apresenta uma parte mais profunda, assim como as Linhas 0295-0006 e 0295-0007, indicando um depocentro que atinge aproximadamente 2.200 milissegundos. Ela intercepta de forma aproximadamente perpendicular o Lineamento Transbrasiliano e as Linhas 0295-0003, 0295-0002 e 0295-0001 (Fig. 58). Isso permitiu a interpretação e extrapolação dos horizontes marcados na Linha 0295-0003 para a Linha 0295-0008 (Fig. 57 e Fig. 59).

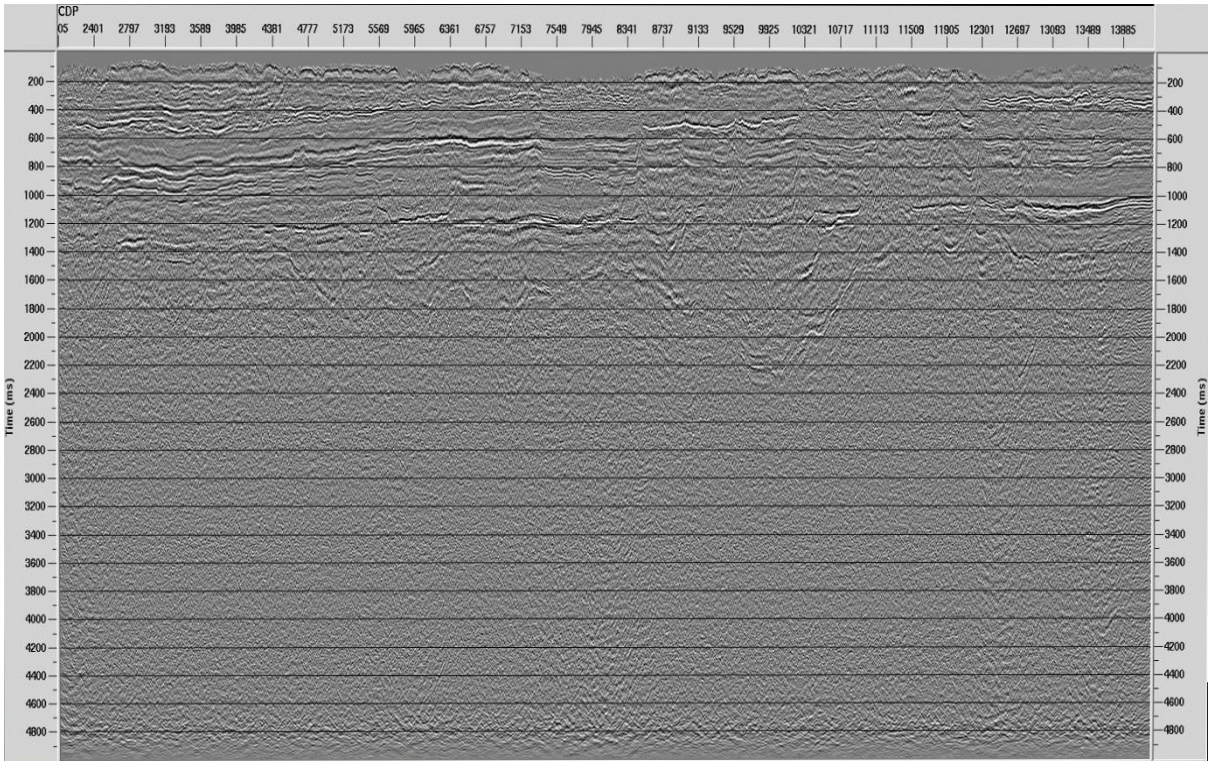
Observa-se um espessamento mais representativo do pacote de sedimentos, em direção ao baixo estrutural, abaixo da Formação Itaim (rosa), principalmente nas Formações Jaicós (azul-escuro) e Ipu (laranja).

Outra observação importante é que aparentemente as Formações Pimenteiras (azul-claro), Cabeças (rosa) e Longa (verde) encontram-se aproximadamente paralelas e horizontais, indicando que a deposição dos sedimentos que deram origem a essas formações ocorreu após a subsidência que ocasionou o depocentro.

Notam-se feições dômicas, principalmente na Formação Pimenteiras, provavelmente relacionados a rochas intrusivas magmáticas de geometria tabular.

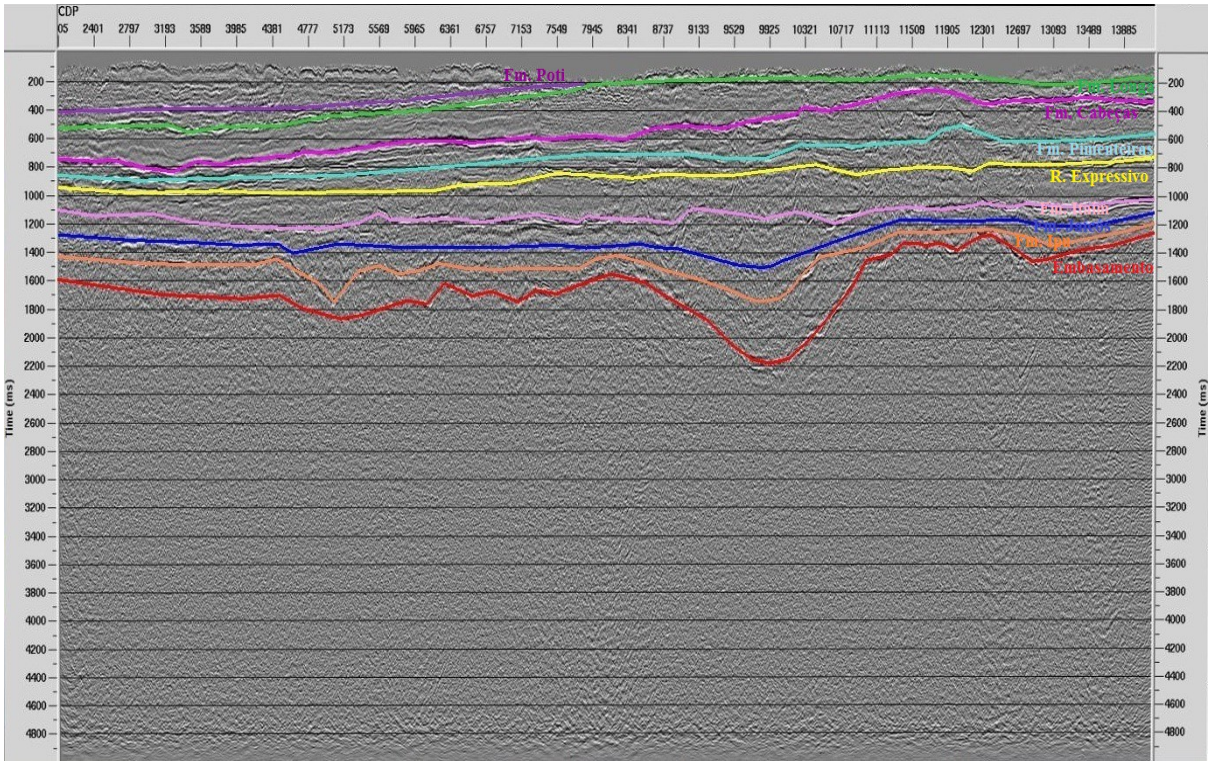
Observa-se um truncamento erosivo na Formação Poti. Essa ação erosiva está relacionada aos movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (CAPUTO, 1984), posteriores a deposição da Formação Poti, no Mesocarbonífero. Esses fenômenos aconteceram possivelmente como resultado da Orogênese Eo-herciniana. O Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba evidencia que a Formação Poti aflora em uma determinada porção de onde foi realizada a aquisição sísmica da Linha 0295-0008, o que justifica a presença de tal truncamento.

Figura 56 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0008 completa (migrada em tempo pós-stack).



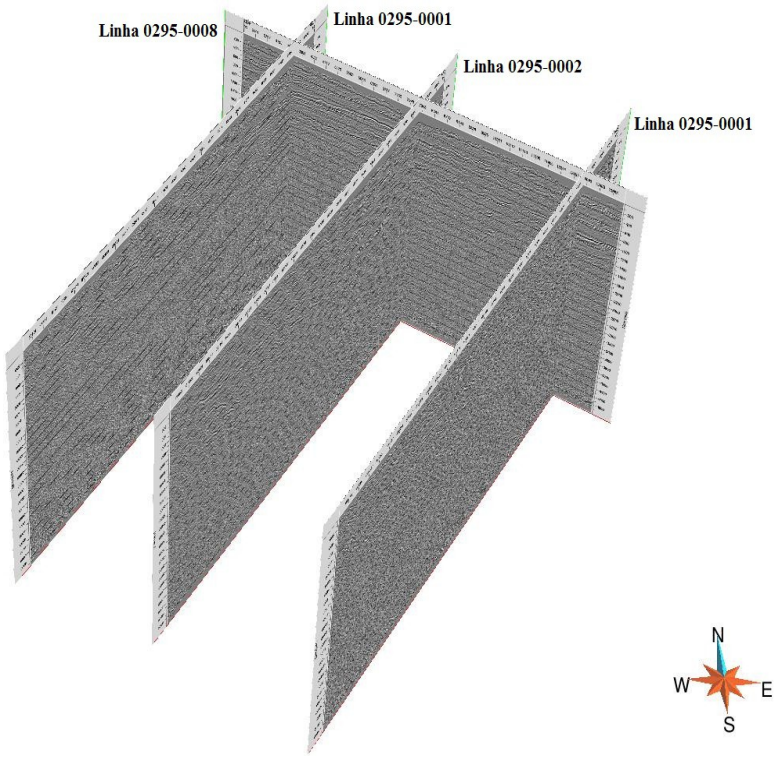
Fonte: autor.

Figura 57 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0008 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



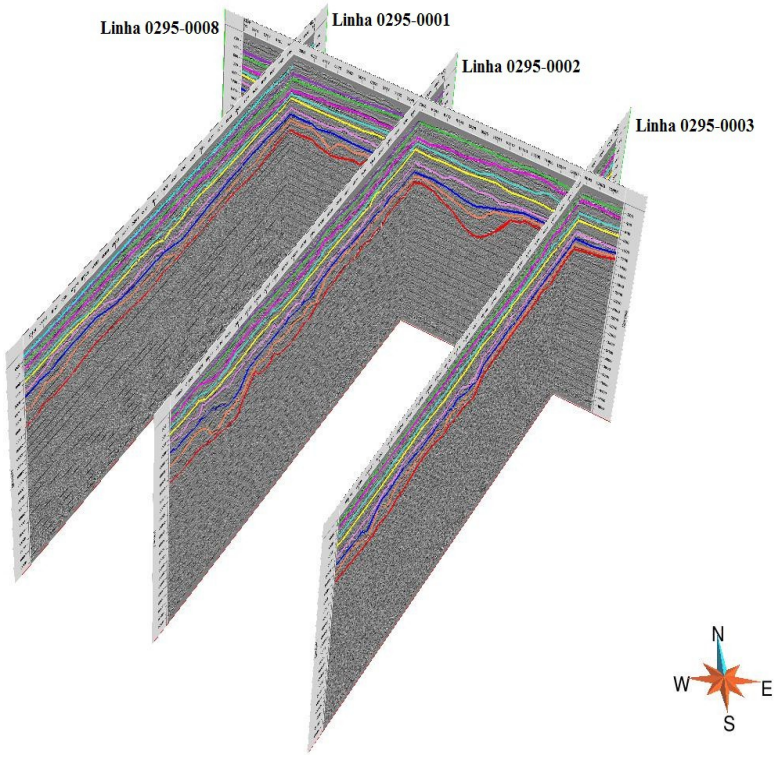
Fonte: autor.

Figura 58 – Visualização 3D da Linha 0295-0008 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 59 – Visualização 3D da Linha 0295-0008 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



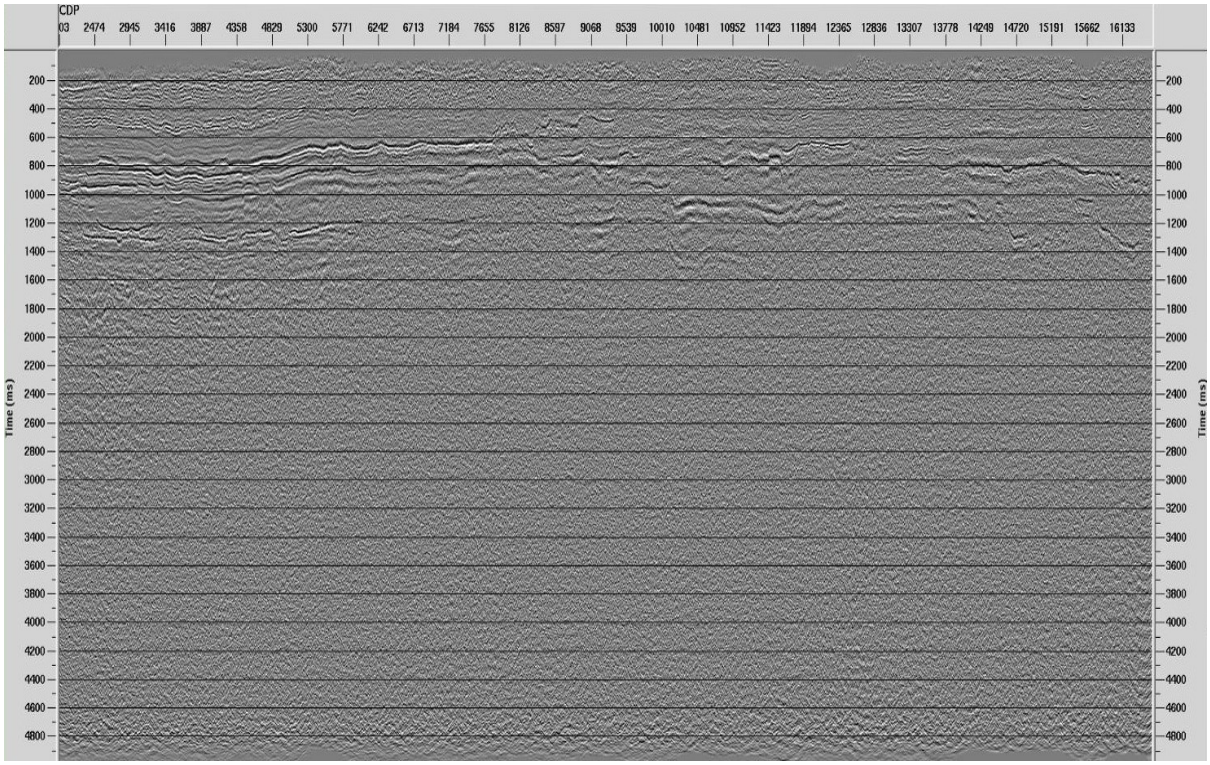
Fonte: autor.

A Linha 0295-0001 (Fig. 60) é aproximadamente paralela as Linhas 0295-0002 e 0295-0003. Ela intercepta de forma aproximadamente perpendicular as Linhas 0295-0004, 0295-0005, 0295-0006, 0295-0007 e 0295-0008 (Fig. 62). Isso possibilitou a interpretação e extrapolação dos horizontes marcados nas linhas interceptadas para a Linha 0295-0001 (Fig. 61 e Fig. 63).

A principal informação dessa linha é o aparecimento de um refletor acima da Formação Poti (roxa): a Formação Piauí (azul). Essa formação é observada apenas na Linha 0295-0001. Conclui-se, dessa forma, que a Linha 0295-0001 possui um pacote de sedimentos maior do que as outras linhas mapeadas. Para se chegar a esta conclusão, foi necessário identificar as rochas aflorantes, observando o Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba. Observa-se, pelo mapa geológico, que ao longo da maior parte da linha, a Formação Pedra de Fogo (idade Permiana) aflora; enquanto as Formações Poti e Longa se encontram em subsuperfície.

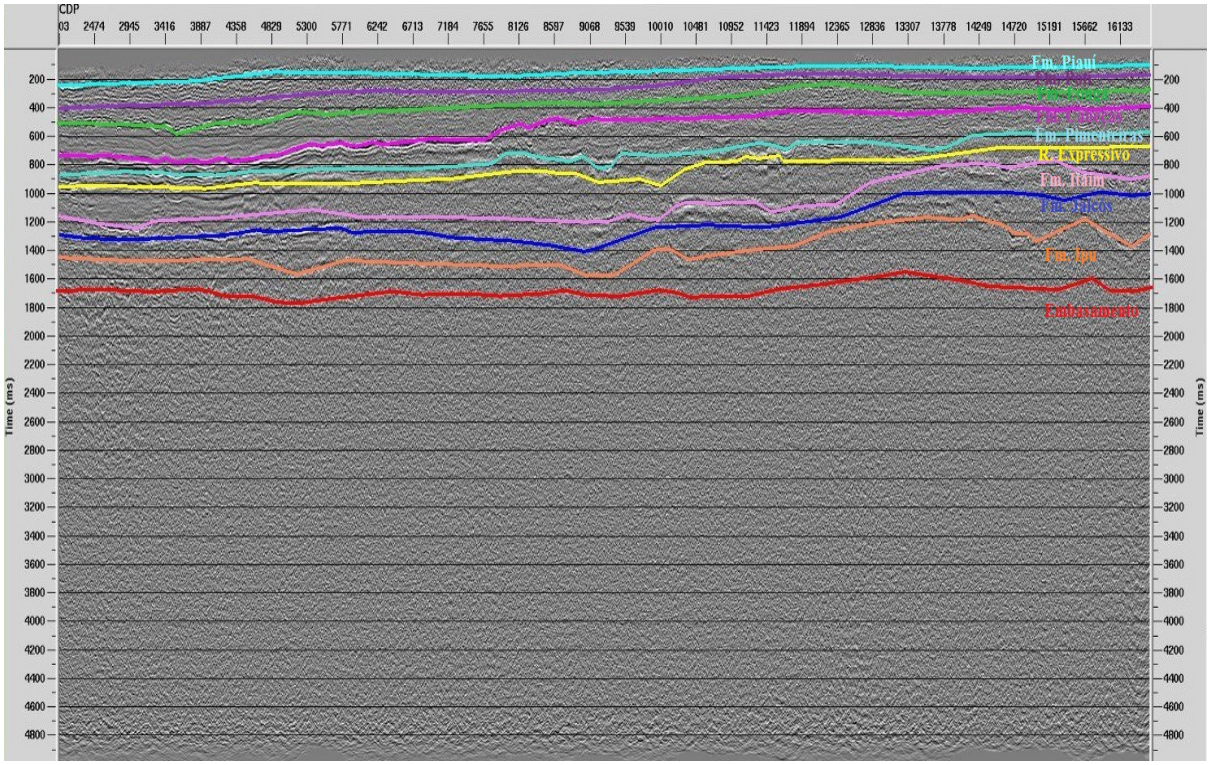
A presença de feições dômicas nos refletores podem indicar que essa porção da bacia, onde está situada a Linha 0295-0001, sofreu influencia do magmatismo associado ao Lineamento Transbrasiliano. Observa-se um subparalelismo entre as camadas empilhadas.

Figura 60 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0001 (migrada em tempo pós-stack).



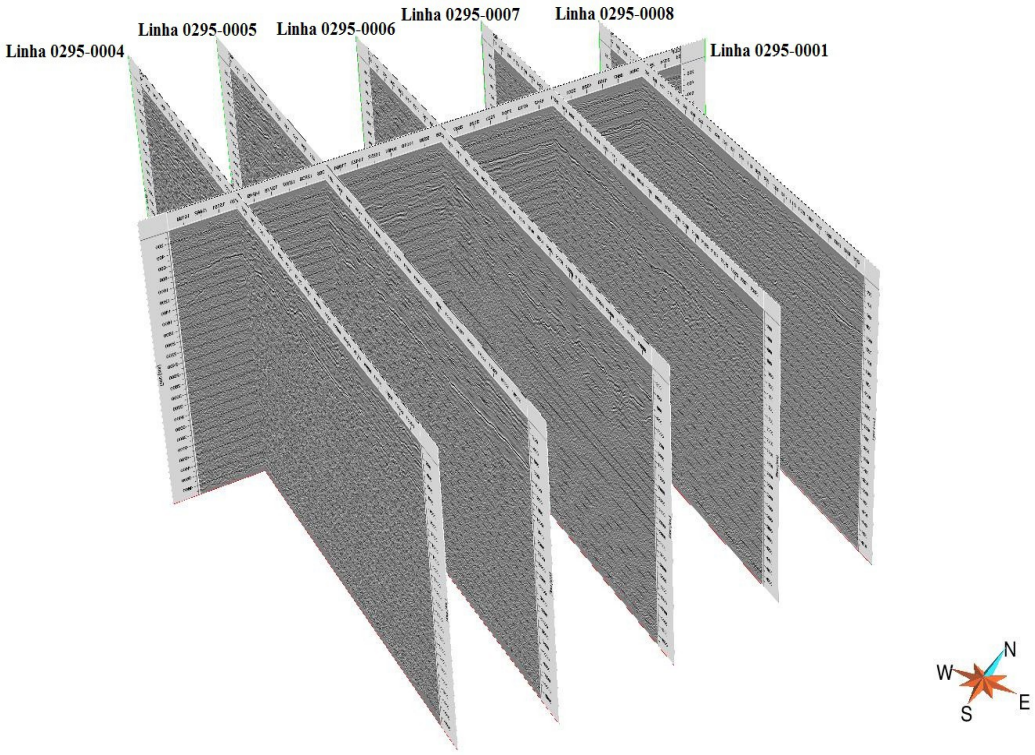
Fonte: autor.

Figura 61 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0001 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



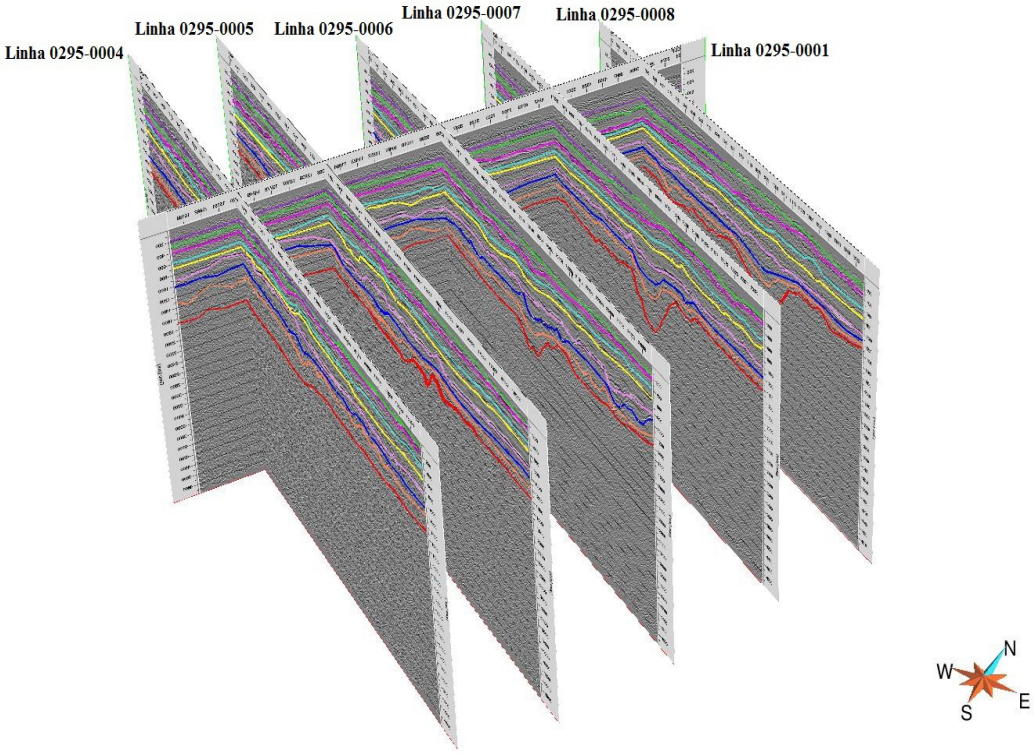
Fonte: autor.

Figura 62 – Visualização 3D da Linha 0295-0001 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 63 – Visualização 3D da Linha 0295-0001 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



Fonte: autor.

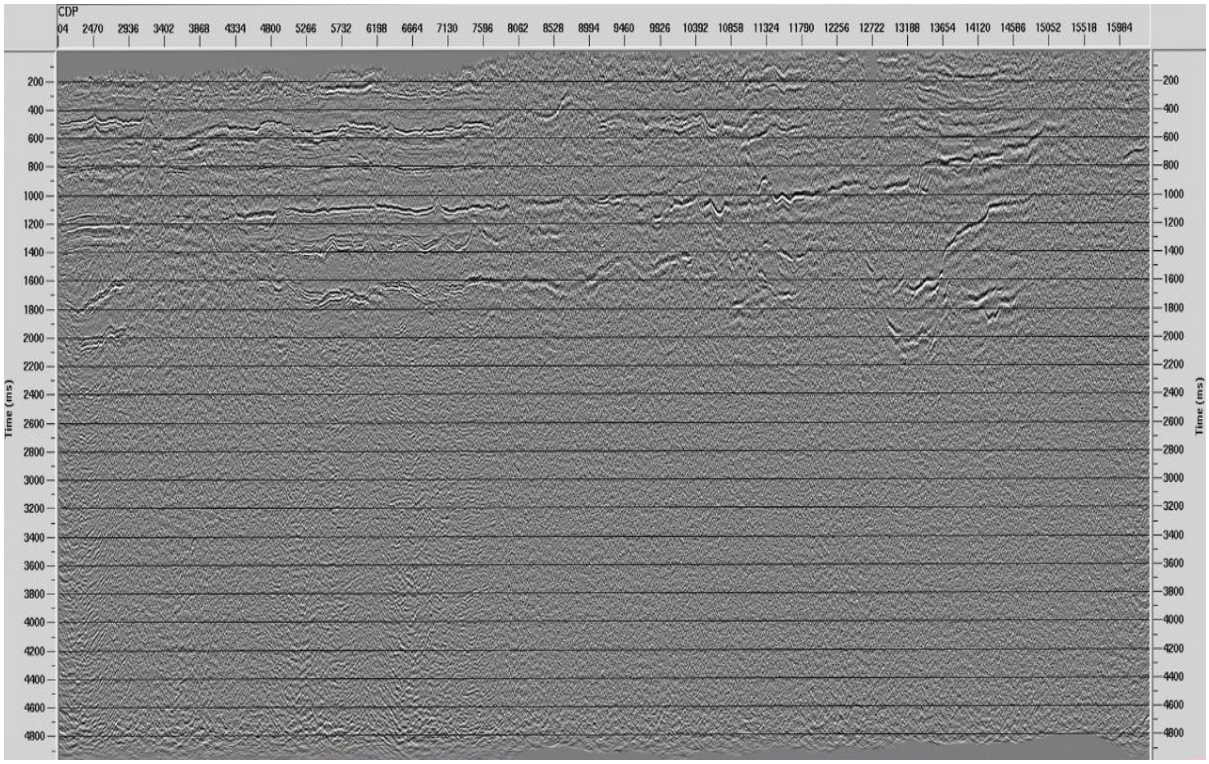
A Linha 0295-0002 (Fig. 64) é paralela as Linhas 0295-0001 e 0295-0003. Ela intercepta de forma aproximadamente perpendicular as Linhas 0295-0004, 0295-0005, 0295-0006, 0295-0007 e 0295-0008 (Fig. 66). Isso permitiu a interpretação e extrapolação dos horizontes marcados nas linhas interceptadas para a Linha 0295-0002 (Fig. 65 e Fig. 67).

Trata-se da linha com strike paralelo a maior feição estrutural de controle de sedimentação da Bacia do Parnaíba: o Lineamento Transbrasiliano. A interpretação dos horizontes sísmicos, realizada nas Linhas 0295-0006, 0295-0007 e 0295-0008, mostra que a Linha 0295-0002 encontra-se adjacente a uma região de depocentro.

Outra observação importante é a profundidade do embasamento, mais profunda nesta linha quando comparada as Linhas 0295-0001 e 0295-0003, e a espessura entre os refletores que são bem mais expressivas.

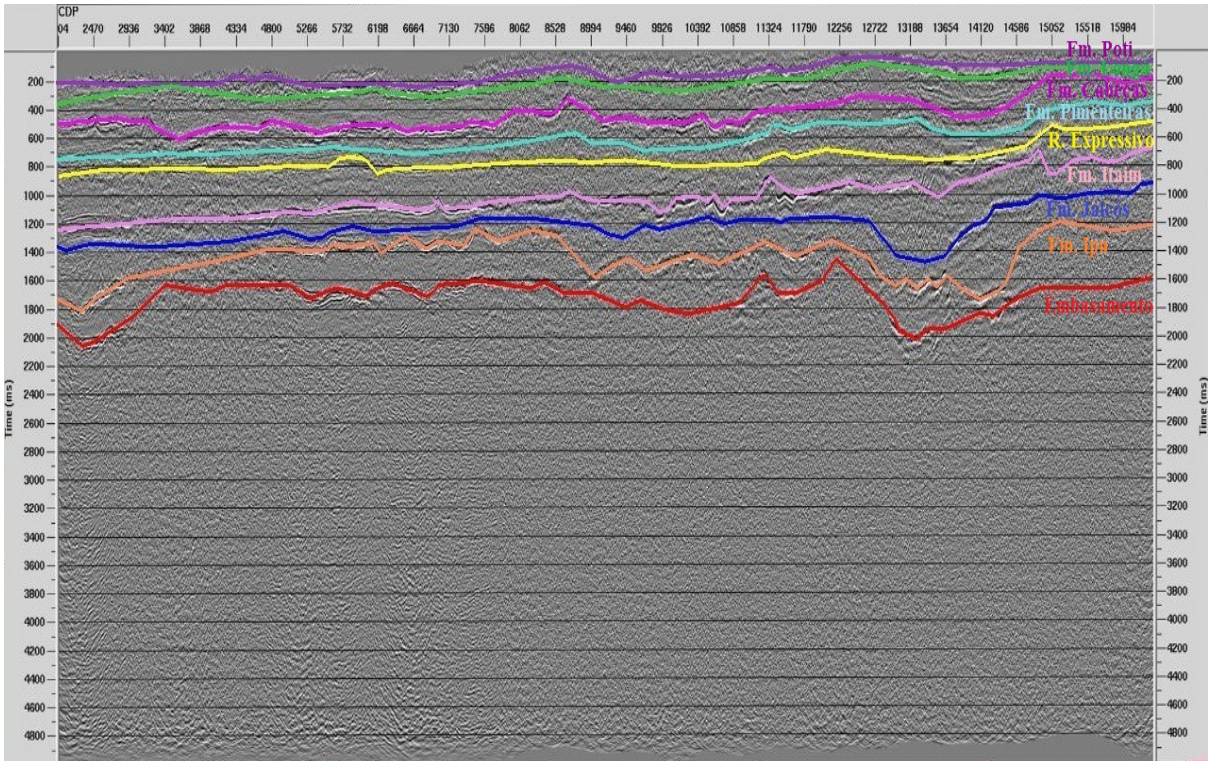
Alguns picos que aparecem nos horizontes marcados da Linha 0295-0002 podem representar corpos de rochas intrusivas magmáticas, que indicam a ocorrência de intenso magmatismo, devido ao contexto de proximidade do Lineamento Transbrasiliano.

Figura 64 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0002 completa (migrada em tempo pós-stack).



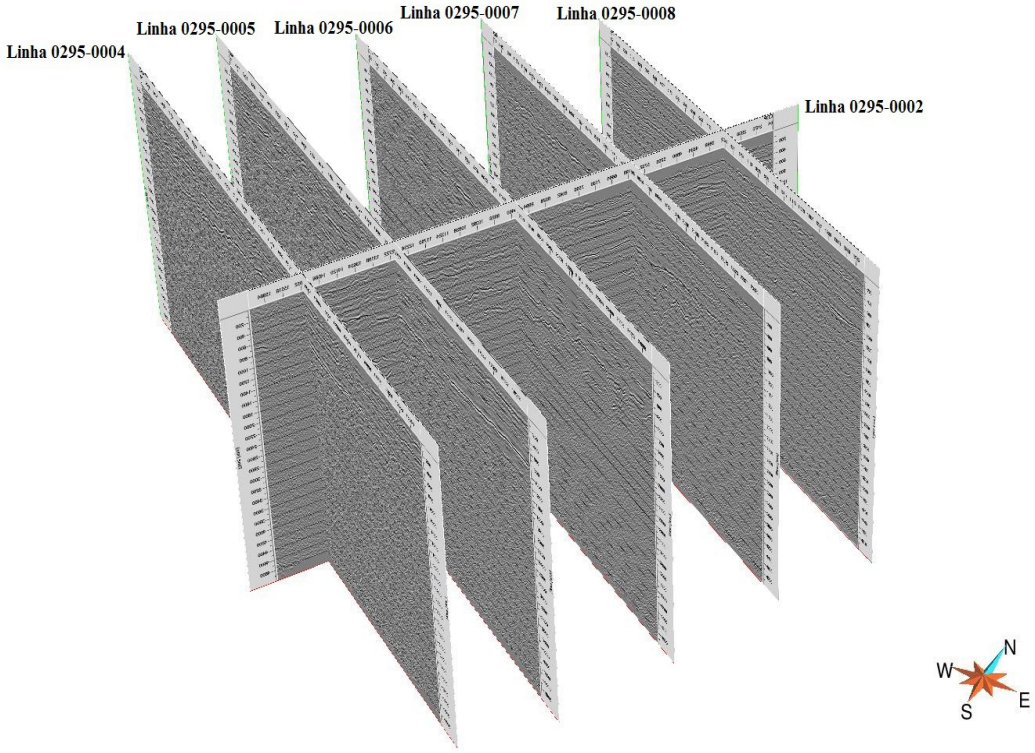
Fonte: autor.

Figura 65 – Seção sísmica correspondente a Linha 0295-0002 completa com os horizontes sísmicos interpretados.



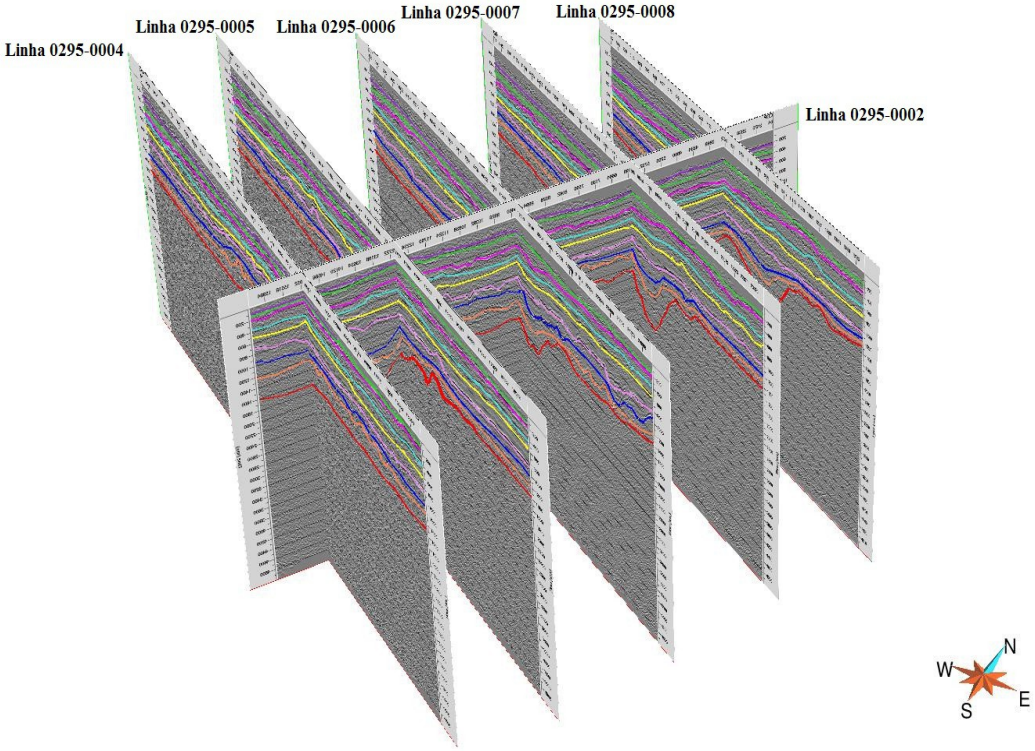
Fonte: autor.

Figura 66 – Visualização 3D da Linha 0295-0002 com todas as linhas que a intercepta.



Fonte: autor.

Figura 67 – Visualização 3D da Linha 0295-0002 com todas as linhas que a intercepta com a extrapolação dos horizontes sísmicos interpretados.



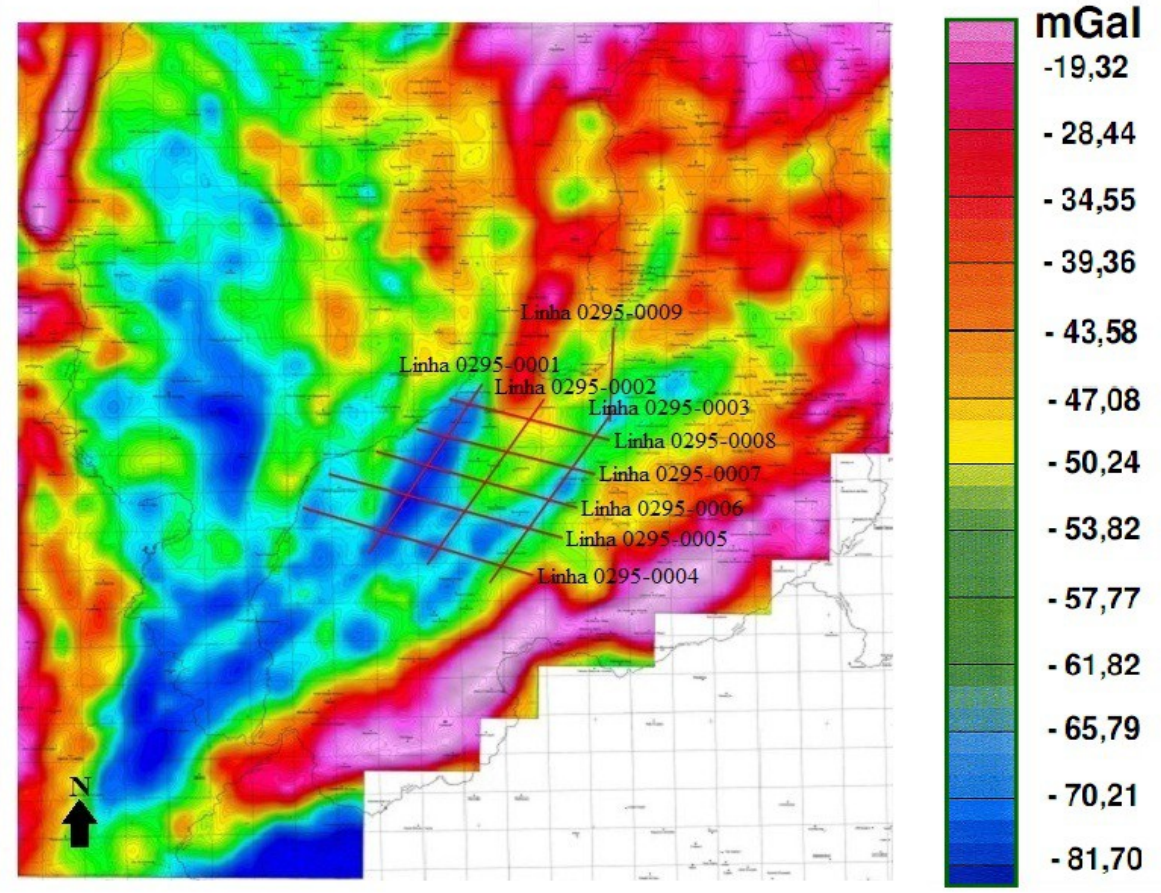
Fonte: autor.

5.4 CORRELAÇÃO DA SÍSMICA COM MAPA GRAVIMÉTRICO DE ANOMALIA BOURGUER

A correção de Bouguer tem como finalidade eliminar o efeito de atração das massas existentes entre o sistema gravimétrico e o elipsoide de referência. Na sua forma simplificada, assume a crosta como uma placa de extensão lateral infinita (platô de Bouguer). Logo os corpos apresentam-se mais delineados, podendo-se identificar feições de baixos e altos estruturais (TEIXEIRA, 2010).

O mapa de anomalia Bouguer (Fig. 68) expõe regiões da bacia que contenham maior concentração de massa por unidade de volume, ou seja, regiões mais densas (CUNHA, 2012).

Figura 68 – Mapa de Anomalia Bouguer do Projeto ANP.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

Pode-se observar pelo mapa gravimétrico de anomalia Bouguer que a Linha 0295-0001 está localizada em uma região de baixos valores de anomalia gravimétrica. Isso indica que a linha se encontra em uma região profunda, o que explica ela apresentar um pacote de sedimentos maior do que as demais, como mostrado na seção sísmica. Observa-se no mapa

que não há grandes variações nos valores de anomalia gravimétrica na porção onde está situada a Linha 0295-0001; indicando que ela está localizada numa região com ausência de estruturas marcantes, como feições de baixos estruturais no embasamento, e com pouca influencia do magmatismo. Isso corresponde com o que foi observado na seção sísmica.

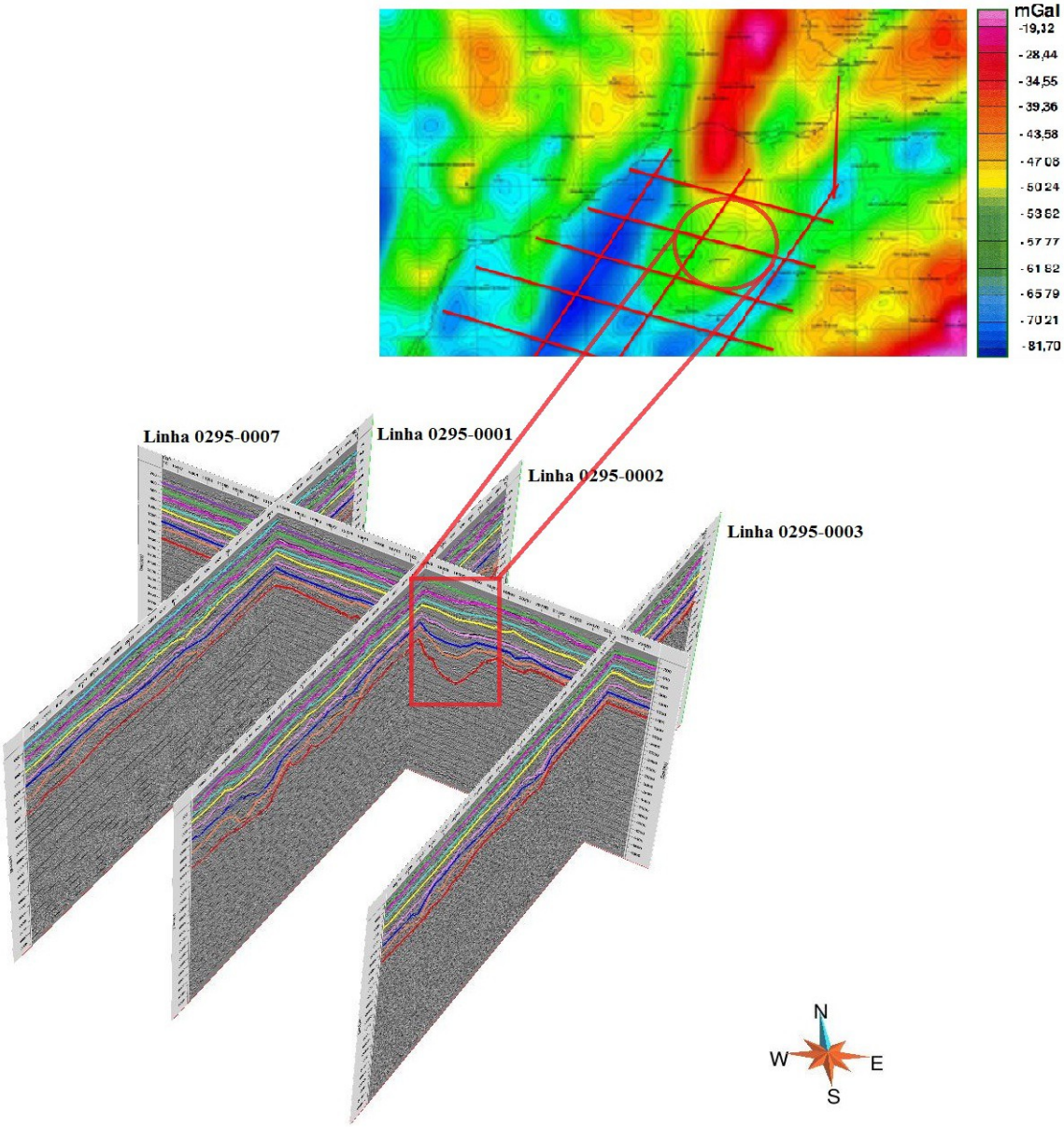
A Linha 0295-0002 é representada pela linha com strike paralelo ao Lineamento Transbrasiliano. Trata-se da linha onde o embasamento atinge uma maior profundidade, aproximadamente 2.000 milissegundos (lembrando que a seção está migrada no tempo), entre as linhas subparalelas a esse lineamento. Os altos valores de anomalia gravimétrica, indicado pelo mapa nessa linha, podem estar relacionados com os corpos de rochas intrusivas magmáticas (maior densidade em comparação as rochas sedimentares) presentes devido ao contexto de proximidade do Lineamento Transbrasiliano. Isso condiz com o que é visualizado na seção sísmica da Linha 0295-0002, onde intrusões magmáticas estão representadas na forma de picos presentes nos horizontes ao longo da seção.

Pode-se observar pelo mapa gravimétrico de anomalia Bouguer que a Linha 0295-0003 está localizada em uma região com valores intermediários de anomalia gravimétrica. Como a linha sofre uma influência menor dos eventos magmáticos, em relação à Linha 0295-0002, supõe-se que o substrato se encontre em uma porção mais elevada que as outras linhas. Isso corresponde a presença de um pacote de sedimentos menor na seção sísmica da Linha 0295-0003 do que nas demais linhas aproximadamente paralelas ou perpendiculares ao Lineamento Transbrasiliano.

O mapa de anomalia Bouguer mostra que não há grandes variações nos valores de anomalia gravimétrica na maior parte da região onde estão situadas as Linhas 0295-0004 e 0295-0005; indicando que estão localizadas numa região sem presença de estruturas marcantes, como feições de baixos e altos estruturais. Isso condiz com o que foi observado nas seções sísmicas das Linhas 0295-0004 e 0295-0005.

Os altos valores de anomalia gravimétrica, observados na porção central e mais profunda da bacia, indicam uma maior ocorrência corpos de rochas intrusivas magmáticas relacionados ao Lineamento Transbrasiliano. Essa feição de baixo estrutural pode ser visualizada nas seções sísmicas das Linhas 0295-0006, 0295-0007 e 0295-0008. Na Fig. (69) há a correlação entre o mapa de anomalia Bouguer e a seção sísmica da Linha 0295-0007 interpretada, linha onde o depocentro atinge a sua porção mais profunda.

Figura 69 – Correlação entre o mapa de anomalia Bouguer com a seção sísmica da Linha 0295-0007 interpretada. O posicionamento da anomalia de massa no mapa condiz com o baixo estrutural observado na linha sísmica.



Fonte: autor:

6 CONCLUSÕES

O cruzamento das nove linhas sísmicas mostrou-se eficiente para a realização da interpretação sísmica 2D. Em cada cruzamento de linhas ocorreu interseção dos horizontes, visto que os refletores apresentavam continuidade entre as linhas, possibilitando a interpretação dos mesmos ao longo das seções sísmicas.

A partir da calibração do poço 1-FL-1-PI com a sísmica da Linha 0295-0009, feita por Teixeira (2010), foi realizada uma correlação das camadas observadas no poço com os refletores sísmicos, mostrando que os picos dos perfis de Raios Gama e Sônico apresentam semelhança com os picos das wavelets nas linhas sísmicas.

Dez refletores foram mapeados no total, a partir do topo da Formação Piauí até o que foi chamado de Embasamento.

Com o mapeamento dos refletores foi possível observar algumas regiões que sugerem ser depocentros nas Linhas 0295-0006, 0295-0007 e 0295-0008; provavelmente relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano, principal lineamento regional da Bacia do Parnaíba.

A correlação com perfis de poço e com o mapa de anomalia Bouguer auxiliou na interpretação sísmica dos horizontes e na observação de corpos de rochas intrusivas magmáticas e de baixos estruturais presentes na bacia. A presença de rochas com quantidade e qualidade de matéria orgânica, a ocorrência do soterramento do pacote sedimentar tanto em rocha geradora como em rocha reservatório nos baixos estruturais da bacia e de rochas ígneas que podem auxiliar tanto na geração, através de efeito térmico, como no selo de diferentes reservatórios, são fatores que podem ser favoráveis à geração de hidrocarbonetos na bacia.

Baseando-se nas informações acima, a correlação das seções sísmicas com perfis de poço e com o mapa de anomalia Bouguer proporciona ao intérprete uma gama maior de informação a cerca das estruturas geológicas e relações do embasamento com o pacote sedimentar da região onde está sendo realizada a aquisição, garantindo uma maior segurança para a realização de uma interpretação sísmica coerente com a geologia da área de estudo.

7 RECOMENDAÇÕES

A realização do reprocessamento nas seções sísmicas é necessária, com a finalidade de melhorar o imageamento sísmico e realçar os refletores. Por esse motivo é essencial possuir os dados brutos da bacia do Parnaíba, possibilitando realizar as etapas de processamento necessárias para melhorar a qualidade dos dados e realizar uma interpretação sísmica mais precisa.

As falhas geológicas não foram interpretadas neste trabalho devido à ausência de um mapa estrutural local de onde foi feito o levantamento. Por esse motivo, ter em mãos o mapa estrutural local da área do levantamento sísmico é imprescindível para a interpretação sísmica das falhas geológicas presentes na área.

A construção de um Modelo Geológico-Estrutural 3D da porção estudada da bacia, a partir da interpretação sísmica 2D das nove linhas sísmicas, é essencial para que se possa ter uma visualização tridimensional das estruturas e feições estruturais presentes na bacia; o que pode contribuir de forma significativa para a realização de uma interpretação mais apurada sobre as feições geológicas da região.

Este trabalho apresenta uma pequena porção desta extensa bacia, por esse motivo é necessário que haja mais estudos geológicos e levantamentos geofísicos para que se possa ter um panorama mais amplo da Bacia do Parnaíba, em relação às feições estruturais e estratigráficas.

REFERÊNCIAS

ABREU, P. M. **Estudos geofísicos (magnetotelúrico e eletromagnético transiente) da porção Leste da Bacia do Parnaíba**: contribuição ao conhecimento hidrogeológico. 2002. 130 f. Dissertação (Mestrado) – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2002.

AGENCIA NACIONAL DO PETROLEO (ANP). Bancos de dados. Disponível em: <http://www.bdep.gov.br/>. Acessado em 02 de Janeiro de 2013.

AGUIAR, G. A. **Bacia do Maranhão**: geologia e possibilidades de petróleo. Belém: PETROBRAS, 1969. (Relatório Interno).

AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo, **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v.3, p.113-122.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.

ARCE, A.; RIGOTI, C.; MOURA, D. H.; CAMPELO, F.; SCHUAB, F. **Bacia do Parnaíba:** uma revisão estratigráfica, tectônica, estrutural e sistemas petrolíferos**.** 2006. 84 f. (Trabalho Final de Curso) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2006.

BROWN JR., L. F.; FISHER, W. L. Seismic-stratigraphic interpretation and petroleum exploration. **AAPG**, Austin, 125p. (Continuing education course note series # 16), 1980.

BUYL, M.; GUIDISH, T.; BELL, F. Reservoir description from seismic lithologic parameter estimation. **Journal of Petroleum Technology**, v. 40, n. 4p. 475-482, April. 1988.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and palegeography of Northern Basins of Brazil**, 1984. 584 f. PhD (thesis) – University of California. Santa Barbara, 1984.

CAPUTO, M.V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do grupo Serra Grande–Bacia do Parnaíba. In. CONGR. BRAS. DE GEOLOGIA, 33., 1984**,** Rio de Janeiro.**Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2**,** p. 740–752.

CAPUTO, M. V.; REIS, D. E. S.; BARATA, C. F.; PEREIRA, L. C. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba: qual a influência das orogenias? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 2006, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG, 2006. 1 CD-ROM.

CAROZZI, A. V., FALKENHEIN, F. U. H., CARNEIRO, R. G., ESTEVES, F. R. & CONTREIRAS, C. J. A. (1975) - **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção Siluro-Eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CEMPES, DINTEP, 1975. 48 f.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ, A.; CUNHA, F. M. B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Ciência Técnica Petróleo**: Exploração de Petróleo , Rio de Janeiro: Petrobrás, 1984. v. 15, 70 p.

CUNHA, A. R. A. **Conversão em profundidade de dados migrados em tempo da Bacia do Parnaíba.** 2012. 101f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém, 2012.

CUNHA, F. M. B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico.** 1986. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 1986.

DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba.** Porto Alegre*,* 1990. 243f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1990.

DINO, R.; ANTONIOLI, L.; BRAZ, S. M. N. Palynological data from the trisidela member of upper Pedra de Fogo Formation ("Upper Permian") of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, São Leopoldo, n. 3, p. 24-35, jan./ jun. 2002.

DUARTE, O. O. de. **Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia**. 3ª Ed. Rio de Janeiro: SBGf, 2007. 379 f.

ENVIRONMENTAL ENGINEERING GEOPHYSICS (EEG). Estudo do subsolo – soluções e consultoria em geofísica aplicada. 2011. Disponível em: <http://www.eeg-geophysics.com>. Acessado em 20 de Dezembro de 2012.

FORTES, F. P. Geologia estrutural e tectônica da bacia sedimentar do Meio Norte do Brasil (uma síntese com implicações metalogenéticas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife, **Anais...** Recife. SBG, 1978. v.1, p. 321-336.

GOCAD. **Gocad 2.5.2. user's guide**. [S.l.]: GOCAD consortium, 2008.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ J. F. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.57-67. 1994**.**

GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L.B. Estágio explorativo perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.4, n. 1, p. 55-64. 1990.

GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS, W. A. S.; NUNES, K. C. **Projeto Parnaíba**: reavaliação da Bacia e perspectivas exploratórias. Belém: Unpubl. Technical Report Petrobras, 1992.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba**: integração geológico-metalogenética: relatório final da Etapa III. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1978. 212 p.

LIMA, K. T. P. de. Utilização de Métodos Sísmicos, Perfilagem e Testemunho de Poços para Caracterização dos Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada (BA). Tese (doutorado). UENF, Macaé-RJ. 172 f. 2005.

LUIZ, J. G.; SILVA, L. M. C. da. **Geofísica de prospecção**. Belém: Universidade Federal do Pará, 1995. 345 f.

MARCHESINI, M. E. C., SARDENBERG, M. S. C. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís.** Rio De Janeiro: CPRM, 2004. 215 f.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest devonian to early late carboniferous biostratigraphy of Northern Brazil: an update. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production**, Pau, v. 22, n. 1, p. 13-33. 1998.

MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. Maranhão paleozoic basin and cretaceous coastal basins, Northern Brazil. **Bulletin of the American Association Petroleum Geologists**, Tulsa, v. 48, n. 9, p.1.475-1.512. 1964.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G.V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R., CAIXETA, J. M.; NETO, O. C. P. Introdução. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, maio/nov. 2007.

MITCHUM Jr., R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic stratigraphy –** applications to hidrocarbon exploration. Tulsa: AAPG, 1977a. p. 117-113 (Memoir # 26).

PINHEIRO, A. G**. Interpretação sísmica 2D e modelagem geológica 2,5D da Bacia do Parnaíba**. 2011. 87 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém, 2011.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 20, p. 351-383. 2003. (Petrobras, 2007).

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de seqüências**: fundamentos e aplicações. São Leopoldo: Unisinos, 2001. 428 p.

SHERIFF, R. E. **Aspects of Seismic Resolution**. In: BERG, O.R., WOOLVERTON, D.G. **Seismic stratigraphy II**: an integrated approach to hydrocabon exploration. Tulsa, Oklahoma: The American Association Petroleum Geologists 1986. (AAPG Memoir, 39).

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; ARAI, M. A Passagem aptiano-albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p.101-117.

ROSSETTI, D. F. GÓES, A. M. Gênese da Bacia de São Luis-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p. 15-29.

ROSSETTI, D. F. GÓES, A. M. ARAI, M. A Passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p.101-117.

TEIXEIRA, F. S. **Análise estrutural e estratigráfica de feições geológicas através da interpretação de seções sísmicas e de mapas gravimétricos, na porção leste da Bacia do Parnaíba**, PI. 2010. 92 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

THOMAS, J. E. **Fundamentos de engenharia de petróleo**. Rio de Janeiro: Interciência; Petrobras, 2001.

VAIL, P. R. ; MITCHUM JR., R. M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 1: Overview. In: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic stratigraphy –** applications to hidrocarbon exploration. Tulsa, AAPG, 1977. p. 51-52 (Memoir # 26).

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, maio/nov. 2007.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano:** evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.

YILMAZ, O. Seismic data analysis. In: COOPER, M. R.; DOHERTY, S. M. **Seismic data analysis**. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, 2001. v. 1.