



Amanda dos Santos Mustafa

**PALEOGEOMORFOLOGIA DA SUPERFÍCIE BASAL DA FORMAÇÃO
CODÓ NA PORÇÃO SUDESTE DE OCORRÊNCIA DOS DEPÓSITOS
CRETÁCEOS, BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2021



UFRJ

Amanda dos Santos Mustafa

**PALEOGEOMORFOLOGIA DA SUPERFÍCIE BASAL DA FORMAÇÃO CODÓ NA
PORÇÃO SUDESTE DE OCORRÊNCIA DOS DEPÓSITOS CRETÁCEOS, BACIA
DO PARNAÍBA, BRASIL**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo.

(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

Msc. Leidiane D'Souza

(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

Bsc. Marta Soares

(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

Rio de Janeiro

Maio 2021

AMANDA, dos Santos Mustafa.

Paleogeomorfologia da superfície basal da Formação Codó na porção sudeste de ocorrência dos depósitos cretáceos, Bacia do Parnaíba, Brasil/
Amanda dos Santos Mustafa- - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2021.

xx, 000 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2021.

Orientadores: Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo, MSc. Leidiane D'Souza, BSc. Marta Teixeira.

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Paleogeomorfologia da superfície basal da Formação Codó na porção sudeste de ocorrência dos depósitos cretáceos, Bacia do Parnaíba, Brasil.

Amanda dos Santos Mustafa

PALEOGEOMORFOLOGIA DA SUPERFÍCIE BASAL DA FORMAÇÃO CODÓ NA
PORÇÃO SUDESTE DE OCORRÊNCIA DOS DEPÓSITOS CRETÁCEOS, BACIA
DO PARNAÍBA, BRASIL.

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de
Figueiredo
(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)
MSc. Leidiane D'Souza
(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)
BSc. Marta Soares
(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

Aprovada em: ___/___/___

Por:

Orientador: Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo (IGEO/UFRJ)

Aristóteles de Moares Rios Netto (IGEO/UFRJ)

Nilo Azambuja (Geostrata Consultoria)

UFRJ
Rio de Janeiro
2021

UFRJ
Rio de Janeiro
2021

A todos que acreditam e defendem a
educação pública de qualidade e universal.

Agradecimentos

À minha família, por todo amor e dedicação. Em especial aos meus pais, Sheila e Mamed, que me ensinaram a reconhecer o valor da educação como prática de liberdade e às minhas avós, Elba e Ilma, pelo carinho incondicional e apoio em tudo o que faço.

Aos meus orientadores Prof. Dr. Jorge Picanço de Figueiredo, Leidiane D’Souza e Marta Soares, por toda paciência, carinho, suporte e nobreza em compartilhar comigo o conhecimento. Sem dúvidas, pessoas fundamentais não só para meu crescimento profissional como também, pessoal; E ao meu amigo de iniciação científica Danniell Peregrino, por toda parceria durante o Projeto Alagoas.

À Shell Brasil LTDA., pelo financiamento do Projeto Alagoas, o qual eu tive a oportunidade de integrar como aluna de iniciação científica.

À Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP), por disponibilizar os dados sísmicos e de poços essenciais para a confecção deste trabalho.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro. Um dia eu sonhei em estudar nessa instituição, e hoje, sinto-me feliz em poder democratizar um pouco do que aprendi através deste trabalho.

Aos meus amigos. Dentre eles, destaco o meu grupo de amigos da faculdade intitulado “As Vazias”: a graduação foi muito mais leve com vocês! Obrigada por todos os momentos e sonhos compartilhados até aqui.

Aos agentes de segurança do Centro de Ciências da Matemática e da Natureza (CCMN – UFRJ), por todo zelo com todos que precisaram frequentar o prédio durante a pandemia do vírus COVID – 19, período sob o qual este trabalho foi realizado.

Por fim, embora a tentativa de agradecimentos tenha sido feita, palavras não são capazes de expressar minha gratidão a todos que, de alguma forma, me ajudaram a chegar até aqui.

“Sua arte não é a quantidade de pessoas que gostam do seu trabalho. Sua arte é o que o seu coração acha do seu trabalho, o que sua alma acha do seu trabalho. É a honestidade que você tem consigo, e você nunca deve trocar honestidade por identificação”.

- Rupi Kaur.

Resumo

MUSTAFA, Amanda. **Paleogeomorfologia da superfície basal da Formação Codó na porção sudeste de ocorrência dos depósitos cretáceos, Bacia do Parnaíba, Brasil.** 2021. xx, 000 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Na porção sudeste da área de ocorrência dos depósitos cretáceos na Bacia do Parnaíba, estado do Maranhão, Brasil, a Formação Codó foi depositada sobre uma superfície geomorfologicamente caracterizada por dois domínios bem distintos. No norte da área estudada, a superfície é caracterizada por uma planície com topografia suave a qual no tempo presente mostra mergulho para norte, sendo este porém uma decorrência da subsidência da margem continental equatorial pós-ruptura continental no final do Albiano. O sul da área estudada caracteriza-se por uma região topograficamente mais elevada típica de um planalto o qual é cortado por vales de direção norte-sul. A diferença topográfica entre os pontos mais alto e mais baixo da área estudada é de 250 metros. A superfície em questão corresponde ao topo da Formação Corda. Na área de estudo não ocorre a Formação Grajaú, a qual em outras localidades aparece entre as Formações Corda e Codó. A superfície analisada é erosiva, o que confere contato discordante entre estas duas formações na área de estudo. Na porção sul, planalto, os evaporitos da Formação Codó foram depositados preferencialmente nas áreas dos vales previamente escavados conferindo-lhe um caráter descontínuo e localizado. Na porção norte, planície, os evaporitos foram depositados generalizadamente em toda a superfície conferindo-lhes um caráter contínuo e ubíquo.

Palavras-chave: Paleogeomorfologia; Formação Codó; Formação Corda.

Abstract

MUSTAFA, Amanda. **Paleogeomorphology of the basal surface of Codó Formation in the southeastern portion of cretaceous deposits occurrence, Parnaíba Basin, Brazil.** 2021. xx, 000 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

In the southeastern portion of the area where Cretaceous deposits occur in the Parnaíba Basin, Maranhão State, Brazil, the Codó Formation was deposited on a surface geomorphologically characterized by two very distinct domains. In the north of the studied area, the surface is characterized by low lands with smooth topography which at the present time shows northward dipping, but this is due to the post-breakup subsidence of the continental equatorial margin happened after Albian. The South of the studied area is characterized by a topographically upland region typical of a plateau which is cut by north-south oriented valleys. The topographic difference between the highest and lowest point in the studied area is *c.* 250 m. The surface in question corresponds to the top of Corda Formation. The Grajaú Formation, which in other locations appears between the Corda and Codó Formations, does not occur in the study area. The analyzed surface is erosive which characterizes an unconformable contact between these two formations in the study area. In the southern portion, on the plateau, the evaporites of the Codó Formation, were deposited preferentially in the areas of the previously incised valleys, giving it a discontinuous and localized character. In the north, the lowland portion, the evaporites were widespread deposited across the entire surface, giving them a continuous and ubiquitous character.

Key-Words: Paleogeomorphology; Codó Formation; Corda Formation.

Lista de figuras

- Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba com a localização da área de estudo, mostrando os limites com o embasamento e as bacias: (1) Bacia de São Luís, (2) Bacia de Barreirinhas, (3) Bacia São Franciscana, (4) Bacia de Marajó. Estruturas: LTB (Lineamento Transbrasiliano), LPSI (Lineamento Picos-Santa-Inês), LTA (Lineamento Tocantins-Araguaia), ATC (Arco de Tocantins), AFUS (Arco Ferrer-Urbano-Santos) e ASF (Arco São Francisco). Fonte: Modificado da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), 2004.....22
- Figura 2 - Mapa da compartimentação tectônica da Bacia do Parnaíba com os principais blocos tectono-estratigráficos e seus limites, além de sua provável extensão debaixo da Bacia Fanerozóica do Parnaíba. AFZ: Zona de Falha Araguaia; CMT: Gráben Campo Maior; JT: Gráben Jaibaras; SPF: Zona de Falha Sobral-Pedro II; TBSZ: Zona de Cisalhamento Transbrasiliano e QS: Zona de Sutura Quatipuru. Fonte: modificado de Daly et al., (2014) *apud* D'Souza (2020).....25
- Figura 3: Os grandes domínios geológicos da América do Sul. A Plataforma Sul-Americana é formada pelo embasamento exposto (escudos, em rosa) e a cobertura de plataforma (em amarelo). O Brasil situa-se nessa plataforma, à exceção de pequena porção do Acre, que insere-se no domínio subandino. A Linha vermelha contínua é o limite da Plataforma Sul-Americana segundo Almeida (2004) e a linha pontilhada é o prolongamento inferido do limite. Fonte: Hasui *et al.*, (2012).....27
- Figura 4 - Diagrama proposto por Allen & Allen (2013) para evolução de bacias sedimentares em um contexto de tetrogenia continental condicionada à taxa de estiramento da Litosfera. As bacias intracratônicas, como a do Parnaíba, são instaladas sobre Litosfera que sofreu baixa taxa de estiramento (retângulo vermelho na figura).....28
- Figura 5 - Distribuição da CAMP no Oeste de Gondwana e sua relação com as bacias sedimentares do norte do Brasil. Fonte: modificado de Rabelo (2019).....31
- Figura 6 - Quadro-resumo com diferentes propostas stratigráficas para o Mesozóico na Bacia do Parnaíba. Fonte: Rabelo (2013) *apud* D'Souza (2020).....36
- Figura 7 - Carta stratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Góes & Feijó (1994).....38
- Figura 8 - Principais tipos de ondas elásticas. Modificado de Kearey *et al.*, (2009).....40
- Figura 9 - Aquisição Sísmica. Fonte: Gerhardt (1998) *apud* Cruz e Silva (2004).....41

- Figura 10 - Técnica Ponto Médio Comum – CDP (*Common Mid Point*). Disponível em: <https://www.youtube.com/watch?v=0R4r-cnYEfM>.....42
- Figura 11 - Modelo convolutivo do traço sísmico de reflexão, mostrando o traço como a saída convolvida de uma função refletividade com um pulso de entrada, e as relações entre a função refletividade e as propriedades físicas das camadas geológicas. Fonte: modificado de Simm & Bacon (2014).....43
- Figura 12 - Principais padrões de terminações de reflexões sísmicas/estratos nos limites superior e inferior de uma sequência sísmica/sequência deposicional. Fonte: Modificado de Veeken (2007).....47
- Figura 13 - Principais padrões de sismofácies. Fonte: modificado de Severiano Ribeiro (2001).....50
- Figura 14: (1) Esquema da obtenção das strike lines; (2) Esquema da obtenção do mapa de contorno estrutural. Fonte: disponível em <http://geomartelo.blogspot.com/2015/09/atitude-de-camadas-em-mapas.html>.....53
- Figura 15: Mapa de Localização das linhas sísmicas e dos poços analisados confeccionado a partir de dados disponibilizados pelas instituições Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).....56
- Figura 16: Fluxo de trabalho para análise e interpretação dos dados sísmicos e de poços.....57
- Figura 17: Correlação entre os poços 4-OGX-91-MA, 2-CP-1-MA e 1-OGX-96-MA. Datum: nível do mar.....59
- Figura 18: Painel de correlação dos domínios tempo (sísmica) e profundidade (poço). Sismograma sintético do poço 2-CP-1- MA.....61
- Figura 19: Amarração do poço 2-CP-1-MA à linha sísmica: transposição das informações litológicas do poço para a imagem sísmica. Mapa de localização das linhas interpretadas neste trabalho com destaque em vermelho para a seção sísmica da figura.....62
- Figura 20: Relação entre as eletrofácies do perfil de GR com as sismofácies das Formações identificadas.....64
- Figura 21: Padrões de polaridade sísmica. Fonte: modificado de Simm & Bacon (2014).....66.
- Figura 22: Painel de correlação dos domínios tempo (sísmica) e profundidade (poço). Amarração do Poço 4 - OGX – 91D – MA. O coeficiente de reflexão é gerado a partir dos perfis de densidade (RHOB) e sônico (DT) e, quando convolvido com uma *wavelet*, origina o sismograma sintético.....67

Figura 23: Sismograma sintético na sísmica. Amarração do poço 4 – OGX – 91D – MA à linha sísmica reprocessada LIMA_CAMPOS_0303_183.....68

Figura 24: Estudo do atributo sísmico Envelope. (A): Linha sísmica em seção de amplitude; (B) Mesma linha sísmica com atributo Envelope aplicado. Nota-se as sismofácies realçadas.....69

Figura 25: Estudo do atributo sísmico *Instantaneous Phase*. (A) *Composite line* com área a se realçar destacada em vermelho; (B) Área de interesse destacada em detalhe; (C) Atributo *Instantaneous Phase* aplicado. Nota-se a continuidade das reflexões sísmicas realçadas pelo atributo; (D) realce da discordância destacada pela linha tracejada. As setas indicam truncamento erosivo.....70

Figura 26: (A) Seção sísmica composta por fragmentos de linhas sísmicas (não interpretada) para conectarem dois dos três poços usados neste trabalho; (B) Mesma seção sísmica com os horizontes interpretados (legendas de cores na figura) e poços “amarrados”. Quadro branco no canto inferior esquerdo com escala de variação de amplitude da linha sísmica. Mapa de localização das linhas interpretadas neste trabalho com destaque em vermelho para a seção sísmica da figura.....72

Figura 27: Horizonte base Fm. Codó/topo Fm. Corda interpretado como discordância erosiva. (A): Linha 0303_0162 não interpretada; (B) Mesma linha sísmica não interpretada, mas, horizontalizada na base da Formação Codó; (C) Mesma seção sísmica horizontalizada, com horizontes sísmicos interpretados e com o terceiro poço utilizado neste trabalho “amarrado”. Legenda de cor dos horizontes na figura. Caixa branca no canto inferior esquerdo das seções sísmicas com escala de variação de amplitude. Mapa de localização das linhas sísmicas interpretadas neste trabalho com a seção sísmica da figura destacada em vermelho.....74

Figura 28: Interpretação sísmica do horizonte referente à base Codó/topo Corda em detalhe. (A) *Composite line*, sem interpretação, com a área analisada em destaque (B). Mapa de localização das linhas sísmicas interpretadas neste trabalho com a seção sísmica da figura destacada em vermelho; (B1) Área de análise destacada, sem interpretação; (B2) Terminação dos refletores na área de análise destacada. Setas amarelas indicam truncamento erosivo e setas brancas indicam *onlap*; (B3)Área de análise destacada, agora mapeada e com o poço 4-OGX-91D-MA “amarrado”. Legenda de cor dos horizontes na figura.....76

Figura 29: Base Fm. Codó/Topo Fm. Corda com variação morfológica evidente. *Composite line* SW-NE com os poços 4-OGX-91D-MA “amarrado” e 1-OGX-96-MA projetado. Legenda de cor dos horizontes na figura. Mapa de localização das linhas sísmicas interpretadas neste trabalho com a seção sísmica da figura destacada em vermelho.....78

Figura 30: Mapa de contorno topográfico em tempo sísmico da superfície referente à base da Fm Codó/topo da Fm. Corda em dois ângulos de visada. A seta verde indica a posição do norte geográfico. Na legenda, cores mais quentes indicam áreas mais elevadas enquanto cores mais frias indicam áreas mais baixas.....79

Figura 31: Os dois domínios do mapa de contorno estrutural – norte e sul. Domínio norte, planície e domínio sul, planalto com vales escavados. A linha pontilhada vermelha separa os dois domínios. A seta verde indica a posição do norte geográfico.....82

Figura 32: Domínios norte e sul em detalhe. Observa-se a planície limitada a sul pelo planalto com vales escavados. A *composite line* integrada ao mapa é referente à figura 29. A seta verde indica o norte geográfico83

Figura 33: Modelo da evolução tectono-estratigráfica da Fm. Codó proposta. (I):Avanço da Transgressão, já cobrindo toda a planície; (II):Inundação Máxima. Invasão do nível de base em grande parte do planalto; (III) Regressão máxima com raseamento e aridificação: deposição dos evaporitos da Formação Codó.....87

Lista de tabelas

Tabela 1: Parâmetros de reflexões sísmicas utilizados em sismoestratigrafia e suas respectivas interpretações. (Severiano Ribeiro, 2001).....	48
--	----

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
<i>Abstract</i>	ix
Lista de figuras	x
Lista de tabelas	x
Lista de abreviaturas e siglas	x
1 INTRODUÇÃO	18
1.1 Apresentação	18
1.2 Objetivos	20
1.3 Área de Estudo	21
2 BACIA DO PARNAÍBA	23
2.1 Geologia Regional	23
2.2 Tectônica e Sedimentação	26
2.2.1. A Formação Codó	33
2.3 Estratigrafia	34
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	39
3.1 O Método Sísmico de Reflexão	39
3.2 Sismoestratigrafia	44
3.2.1 Sismoseqüências e Terminações de Refletores	46
3.2.2 Sismofácies	48
3.3 Paleogeomorfologia Aplicada ao Contexto de Bacias Sedimentares.....	52
4 MATERIAIS E MÉTODOS	54
4.1 Materiais	54
4.2 Métodos	58
4.2.1 Polaridade do Dado Sísmico	65
4.2.2 Amarração Poço – Sísmica	66
4.2.3 Atributos Sísmicos	68
4.2.4 Conversão tempo x profundidade	71
5 RESULTADOS	72
5.1 Horizontes Sísmicos Mapeados	72

5.2 Interpretação Sísmica – Base da Formação Codó/Topo da Formação Corda	73
5.3 O Mapa de Contorno da base da Fm Codó no tempo presente	78
6 DISCUSSÃO	80
6.1 Análise Paleogeomorfológica da Superfície da Base da Fm. Codó	80
6.2 Modelo de Evolução Tectono-Estratigráfica da Fm. Codó	84
7 CONCLUSÕES	88
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A Era mesozoica configura grandes transformações paleogeográficas, paleoclimáticas e paleoambientais sobre a superfície terrestre em virtude do cenário de fragmentação do supercontinente Pangea. Dentre essas transformações, destaca-se a ruptura continental que individualizou os atuais continentes América do Sul e África e desencadeou a formação do Oceano Atlântico Sul e Equatorial durante o Cretáceo Inicial. Neste contexto espacial e temporal registra-se a presença de rochas do andar Alagoas (com tempo de abrangência muito próximo ao do andar Aptiano, da Geocronologia Internacional, doravante, por simplificação esses termos serão usados como sinônimos nesse texto) não só em quase todas as bacias que evoluíram para ruptura continental no que hoje se configura a margem continental brasileira, mas também em diversas bacias interiores do hoje continente sul americano. Esta seção sedimentar de idade Alagoas, objeto deste trabalho, tem despertado o interesse de estudos acadêmicos, principalmente nas bacias interiores, há décadas e, recentemente, adquiriu grandiosa importância econômica dado às descobertas de gigantescas reservas de petróleo contidas em suas rochas nas bacias da margem continental do sudeste brasileiro.

Em função da importância econômica que os depósitos de idade Alagoas adquiriram, identificaram-se os trabalhos de pesquisa destes nas bacias interiores onde tal seção encontra-se em parte exumada buscando-se entender as situações paleodeposicionais destas bacias que permitam revelar condições paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas que, por sua vez, possam ser aplicadas como

análogos para as bacias onde esta seção sedimentar encontra-se em subsuperfície e portadora das gigantescas reservas de petróleo.

A porção exumada, aflorante, da seção sedimentar de idade Alagoas nas bacias interiores brasileiras é muito pequena quando comparada com a porção não exumada. Apesar disso, esta porção exumada tem sido objeto de intensa atividade de pesquisa através de estudos estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos, paleobotânicos e geoquímicos, dentre outros. Todavia, apesar do rigoroso detalhamento destes trabalhos os quais fornecem informações minuciosas sobre o local analisado, há sempre o risco de se fazer uma generalização para a escala da bacia a partir de um detalhe da mesma. Compreendendo esta limitação, o projeto de pesquisa, no qual este trabalho está inserido (Projeto Alagoas) optou por buscar ferramentas de análise que possam dar um salto de escala e observar o objeto de pesquisa em uma escala mais ampla, o mais próximo possível da escala de bacia, e com isso tentar a integração no contexto da bacia, dos trabalhos de detalhes feitos em porções exumadas, mas, isoladas dentro da mesma. A ferramenta de análise mais apropriada para tal intento é a interpretação de sísmica de reflexão.

Com a característica de analisar o arranjo estratigráfico, estrutural e paleogeomórfico de seções sedimentares em subsuperfície, na escala de bacia, ou seja, na escala que vai das centenas/milhares de metros até centenas/milhares de quilômetros, a sísmica de reflexão, todavia, padece de falta de resolução na escala da unidade de metros, porém, nesta escala há os trabalhos em detalhes em afloramentos e em testemunhos de sondagens. A sísmica de reflexão, usada como ferramenta de análise neste trabalho, visa oferecer uma visão em escala de bacia para as características paleogeomórficas de uma superfície chave para os objetivos gerais do Projeto Alagoas, qual seja, a superfície bacinal que recebeu os depósitos de idade Alagoas na Bacia do

Parnaíba. Na área analisada neste trabalho estes depósitos restringem-se à Formação Codó.

É de amplo conhecimento que a área de ocorrência dos depósitos de idade cretácea, notadamente aqueles do andar Alagoas, na Bacia do Parnaíba atem-se à porção centro-norte desta bacia. Esta área, entretanto, não é totalmente coberta por dados de sísmica de reflexão, ao contrário, estes são bastante esparsos e concentrados na sua porção sudeste, daí porque esta porção foi escolhida para ser analisada neste trabalho. Desta forma, apesar deste trabalho possuir um caráter regional, uma vez que apresenta a análise em uma área de 7843,46 km², muito superior aos trabalhos localizados em afloramentos, ele não cobre a integralidade da área de ocorrência da seção de idade Alagoas na Bacia do Parnaíba.

Assim sendo, esta pesquisa, apesar de focar em uma unidade sedimentar intensamente estudada, tanto pela Academia quanto pela Indústria (como será demonstrado pela quantidade de referências citadas neste trabalho), qual seja, a Formação Codó, possui um caráter inédito tanto no método da análise, quanto nos resultados e nas conclusões produzidas os quais focam no entendimento da paleogeomorfologia da superfície sobre a qual a Formação Codó foi depositada. A compreensão desta situação nas porções sudeste da área de ocorrência dos depósitos cretáceos na Bacia do Parnaíba são chave para o entendimento de um dos objetivos centrais do Projeto Alagoas que é: responder à questão sobre se durante a deposição da Formação Codó houve conexão ambiental com regiões mais a sul ou sudeste, como por exemplo a atual área da Bacia do Araripe. Além desta questão, este trabalho apresenta uma proposta para o modelo deposicional dos evaporitos da Formação Codó a partir do padrão interpretado na área analisada.

1.2 Objetivos

Através da análise e integração de dados sísmicos e de poços, o presente estudo tem como principal objetivo interpretar a paleogeomorfologia da superfície basal sobre a qual a Formação Codó foi depositada na porção sudeste da área de ocorrência dos depósitos cretáceos na Bacia do Parnaíba (MA-Brasil). Como objetivo secundário propõe-se um modelo deposicional para os evaporitos da Formação Codó na área de estudo e sugere-se a exportação deste como modelo genérico que possa ser usado como análogo para o restante da bacia.

1.3 Área de Estudo

A Bacia do Parnaíba localiza-se no Nordeste do Brasil e abrange aproximadamente 600 mil Km² de área distribuídos ao longo dos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Bahia, Tocantins e Pará (Vaz *et al.*, 2007). Geologicamente, a bacia é limitada ao norte pelo cráton de São Luís e pelas bacias de São Luís e Barreirinhas, das quais é separada pelo Arco Ferrer-Urbano-Santos; a leste pela faixa de dobramentos Nordeste; a sudeste pelo cráton São Francisco; a sul pela faixa Brasília e pela Bacia Sanfranciscana, da qual é separada pelo arco de São Francisco; a oeste pela faixa de dobramento Paraguai-Araguaia e pelo cráton Amazônico; e a noroeste pelas bacias de Marajó e Médio Amazonas, das quais é separada pelo arco Tocantins (Santos & Carvalho, 2009).

A área de estudo do presente trabalho situa-se na porção centro-norte da Bacia do Parnaíba, no estado do Maranhão, entre os municípios de Pedreiras, Lima Campos e Coroatá e é considerada um dos principais sítios de ocorrência das rochas de idade Cretácea da bacia (Figura 1).

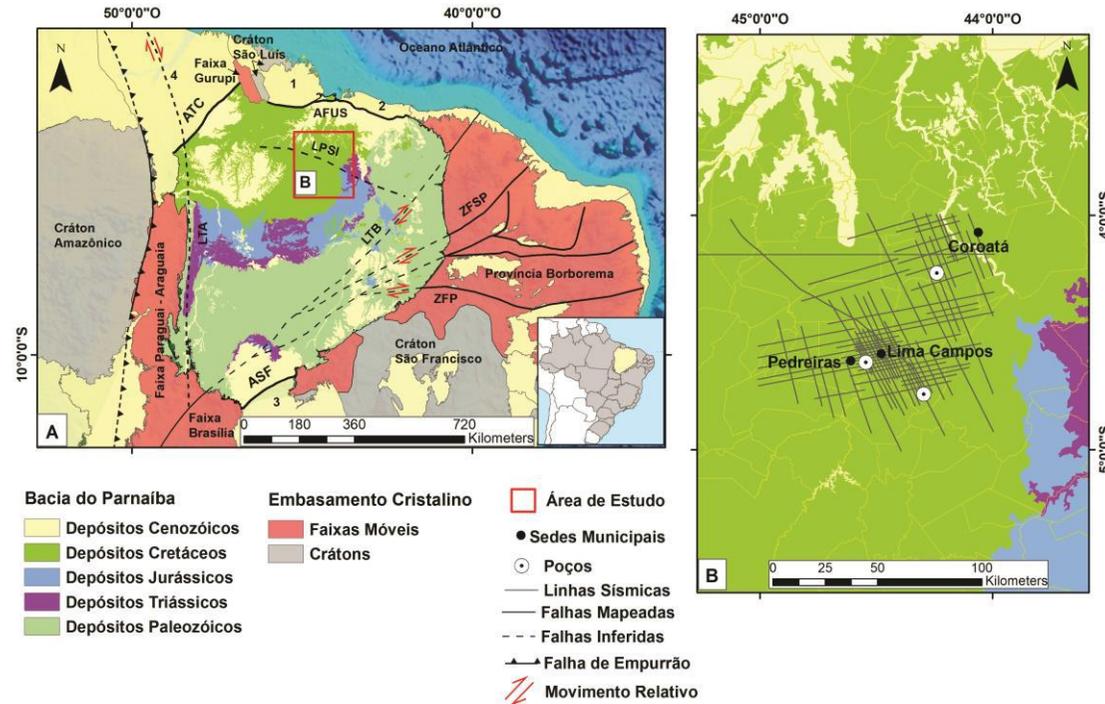


Figura 1: Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba com a localização da área de estudo, mostrando os limites com o embasamento e as bacias: (1) Bacia de São Luís, (2) Bacia de Barreirinhas, (3) Bacia São Franciscana, (4) Bacia de Marajó. Estruturas: LTB (Lineamento Transbrasiliano), LPSI (Lineamento Picos-Santa-Inês), LTA (Lineamento Tocantins-Araguaia), ZFSP (Zona de Falha Senador Pompeu), ZFP (Zona de Falha Pernambuco), ATC (Arco de Tocantins), AFUS (Arco Ferrer-Urbano-Santos) e ASF (Arco São Francisco). Fonte: Modificado da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), 2004.

2 BACIA DO PARNAÍBA

2.1 Geologia Regional

A Bacia do Parnaíba situa-se no interior da Placa Sul-Americana sobre crosta continental estável, o que lhe confere classificação de bacia intracratônica (Allen & Armitage, 2012), e assim como as bacias do Amazonas, Solimões e Paraná constitui o grupo das grandes sinéclises paleozóicas brasileiras (Milani *et al.*, 2007). Em geral, as bacias intracratônicas apresentam longa história geológica com vários pulsos de subsidência e soerguimento e quase sempre encontram-se sobrepostas a *rifts* considerados como seus precursores, via de regra condicionados pela reativação de estruturas pré-existentes de seu embasamento (Silva *et al.*, 2003).

Os terrenos proterozoicos que compõem o embasamento da Bacia do Parnaíba são constituídos por rochas ígneas e metamórficas e consolidaram-se no Cambriano, ao término da colagem continental promovida pela orogenia Brasiliana-Panafricana. O embasamento da Bacia do Parnaíba, portanto, é constituído por um mosaico de terrenos Pré-cambrianos tendo ao seu centro um bloco cratônico (denominado Bloco Cratônico do Parnaíba, não exposto), que foi “colado” à norte com Cráton de São Luís através da faixa móvel do Gurupi/Santa Luzia; à oeste com o Cráton Amazônico através da faixa Paraguai-Araguaia; e a sudeste e leste com o Cráton de São Francisco e outros blocos cratônicos menores do nordeste brasileiro através da faixa móvel da Borborema (Santos & Carvalho, 2009; Daly *et al.*, 2014) (Figura 2).

Os grandes lineamentos Tocantins-Araguaia (*trend* N-S), Picos-Santa Inês (*trend* NW-SE) e Transbrasiliano (*trend* NE-SW) existentes no embasamento da bacia

correspondem a uma herança do Ciclo Brasileiro (Santos & Carvalho, 2009), e segundo Cunha (1986), foram reativados no cambro-ordoviciano, proporcionando a geração dos *rifts* Eopaleozóicos precursores à grande sinéclise do Parnaíba. Segundo Vaz *et al.*, (2007), esses traços estruturais controlaram os eixos deposicionais da sinéclise até o Eocarbonífero, conferindo à bacia formato ovalado com eixo de maior alongação com orientação NE-SW.

A Bacia do Parnaíba é preenchida majoritariamente por rochas sedimentares com contribuição menor de rochas magmáticas que totalizam cerca de 3.500 metros de espessura em seu depocentro. Tanto Góes & Feijó (1994) quanto Vaz *et al.*, (2007) dividem litoestratigraficamente a Bacia do Parnaíba em cinco grupos os quais, cronoestratigraficamente, correspondem ao que estes autores chamam de supersequências, as quais equivalem às chamadas Sequências Depositionais de Sloss (Sloss, 1963). Estas supersequências são separadas por discordâncias regionais resultado da exumação total da bacia e representam cada uma delas, em escala de dezenas de milhões de anos, um ciclo transgressivo-regressivo completo. De acordo com os autores oportunamente citados, são: Supersequência (doravante chamada neste trabalho de Sequência de Sloss) Siluriana (Grupo Serra Grande), Mesodevoniana-Eocarbonífera (Grupo Canindé), Neocarbonífera-Eotriássica (Grupo Balsas), Jurássica e Cretácea.

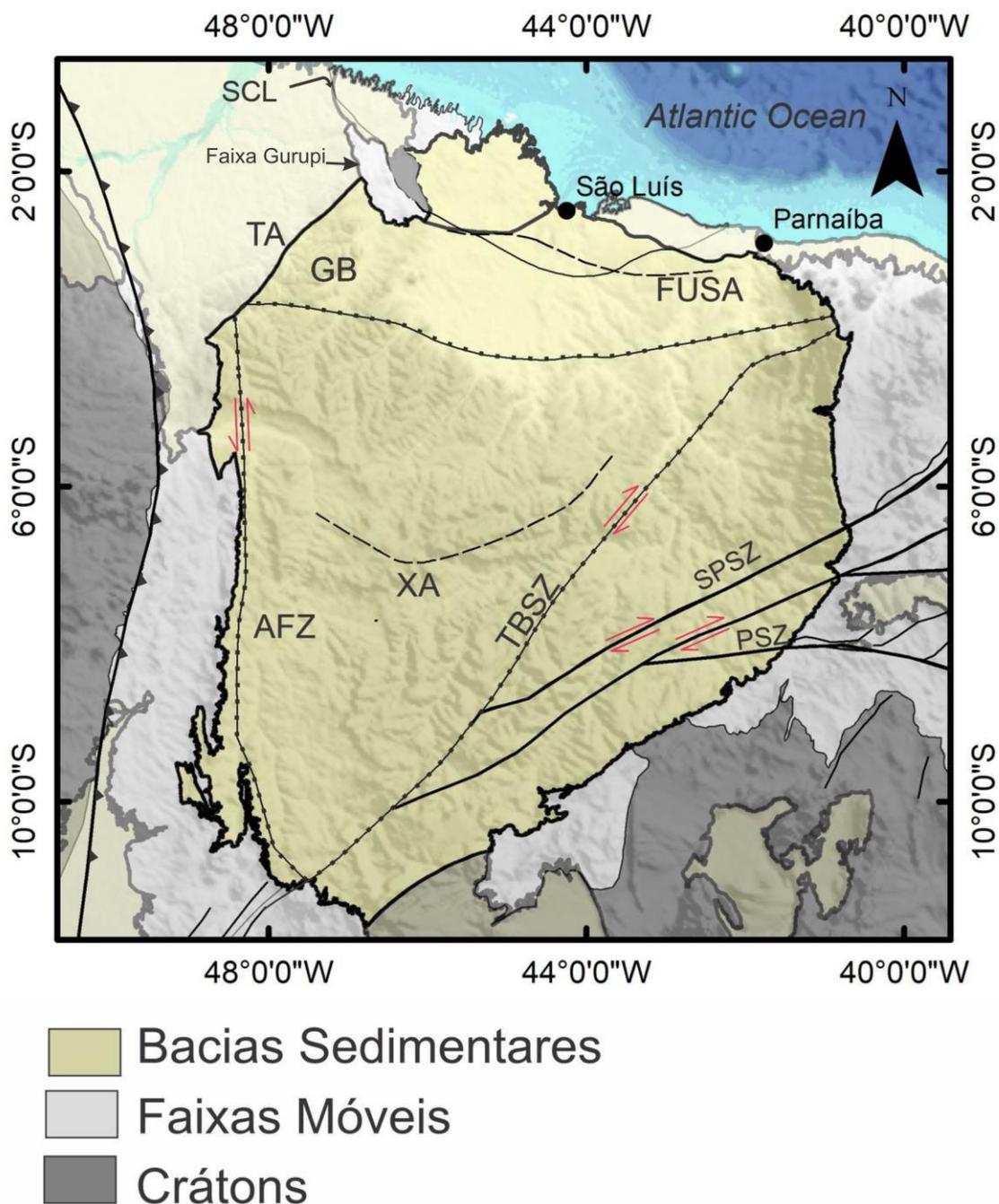


Figura 2: Mapa da compartimentação tectônica da Bacia do Parnaíba com os principais blocos tectono-estratigráficos e seus limites, além de sua provável extensão debaixo da Bacia Fanerozóica do Parnaíba. AFZ: Zona de Falha Araguaina; CMT: Gráben Campo Maior; JT: Gráben Jaibaras; SPF: Zona de Falha Sobral-Pedro II; TBSZ: Zona de Cisalhamento Transbrasiliano e QS: Zona de Sutura Quatipuru. Fonte: modificado de Daly et al., (2014) *apud* D'Souza (2020).

2.2 Tectônica e Sedimentação

A Bacia do Parnaíba é um grande livro: sua complexa história de evolução registra desde o final do Ciclo Brasileiro (Cambro - Ordoviciano) até a separação continental entre América do Sul e África (Cretáceo). Segundo Hasui *et al.*, (2012), o Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico – Ordoviciano) assistiu à formação e consolidação da Plataforma Sul-Americana, termo proposto por Almeida (1967; 1969; *et al.*, 2000) para designar o embasamento continental estável da América do Sul sobre o qual as bacias sedimentares brasileiras desenvolveram-se durante o Fanerozóico. A Plataforma Sul-Americana (Figura 3), por sua vez, constitui-se de terrenos cratônicos e faixas dobradas e evoluiu em três estágios principais (Almeida 1967; 1969; *et al.*, 2000), os quais correlacionam-se à evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Parnaíba: Estágio de Transição (Embasamento), Estágio de Estabilidade (Superseqüências Siluriana, Mesodevoniana - Eocarbonífera e Neocarbonífera – Eotriássica) e Estágio de Ativação (Superseqüências Jurássica e Cretácea).



Figura 3: Os grandes domínios geológicos da América do Sul. A Plataforma Sul-Americana é formada pelo embasamento exposto (escudos, em rosa) e a cobertura de plataforma (em amarelo). O Brasil situa-se nessa plataforma, à exceção de pequena porção do Acre, que insere-se no domínio subandino. A Linha vermelha contínua é o limite da Plataforma Sul-Americana segundo Almeida (2004) e a linha pontilhada é o prolongamento inferido do limite. Fonte: Hasui *et al.*, (2012).

O Estágio de Transição (Cambro-Ordoviciano) é marcado pela diminuição dos processos de dobramentos para predominância dos processos de falhamentos (Zalán, 2004), ocasionados pela fase final do Ciclo Brasileiro que reativou zonas de fragilidade crustal pré-existentes gerando *rifts* (Cunha, 1986). Segundo Allen & Allen (2013), esses *rifts* não evoluíram a ponto de formar uma margem passiva porque foram interrompidos, provavelmente pelo estágio de calma tectônica implantado sobre o oeste de Gondwana a partir do Siluriano (Almeida *et al.*, 2000 *apud* Zalán, 2004), o que

resultou em um rifteamento discreto e subida suave da interface litosfera-astenosfera. Essa interrupção do processo de rifteamento condicionou evolução termo-mecânica da área, pois a interface litosfera-astenosfera se adensou, subsidiu (subsidência termal) e formou uma depressão suave na superfície da crosta (subsidência termal) que corresponde à sinéclise intracratônica (fase *sag* da Bacia do Parnaíba; Figura 4). Por este motivo, defendem que os *rifts* foram mecanismos que condicionaram a subsidência da bacia, considerando-os assim parte do processo de formação da mesma, idéia também sustentada pelos trabalhos de Castro *et al.*, (2014) baseados no uso de dados geofísicos potenciais.

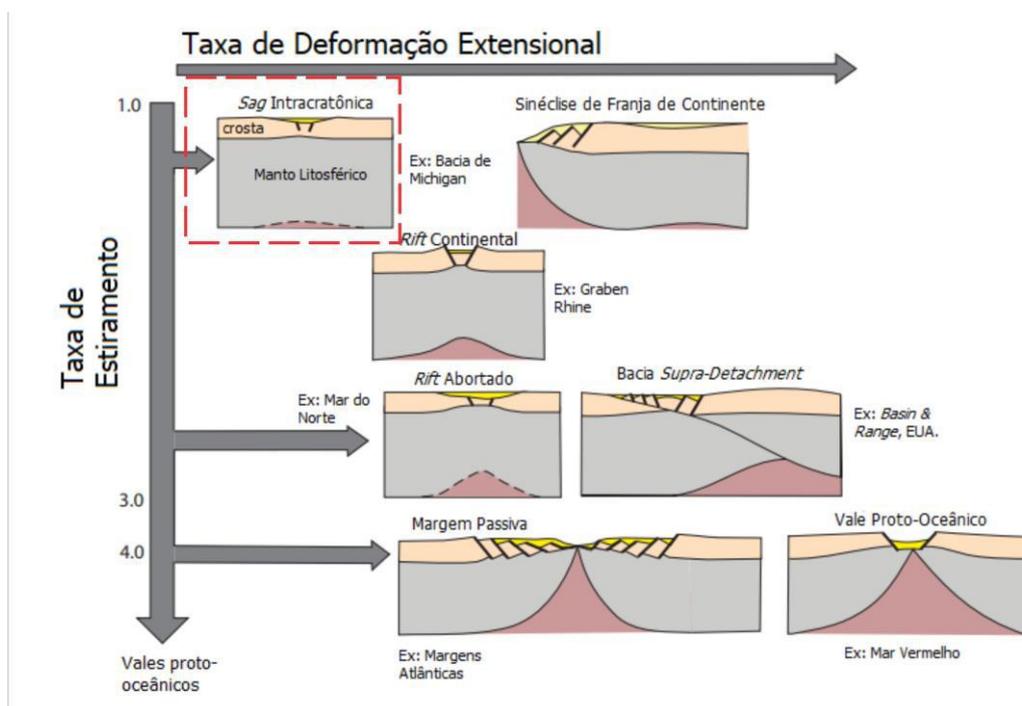


Figura 4: Diagrama proposto por Allen & Allen (2013) para evolução de bacias sedimentares em um contexto de tafrogenia continental condicionada à taxa de estiramento da Litosfera. As bacias intracratônicas, como a do Parnaíba, são instaladas sobre Litosfera que sofreu baixa taxa de estiramento (retângulo vermelho na figura).

A partir do Siluriano, instala-se sobre a Plataforma Sul-Americana o estágio de estabilidade, marcado por calma tectônica notável e que evoluiu em duas fases: talassocrática (Siluriano ao Permiano) e geocrática (Permiano ao Mesotriássico), caracterizadas por transgressões e regressões marinhas e por mega - desertos,

respectivamente (Almeida *et al.*, 2000 *apud* Zalán, 2004). Na Bacia do Parnaíba, o início da fase talassocrática coincide com a deposição da Supersequência Siluriana, primeira ingressão marinha da bacia e que foi depositada em virtude da subsidência termal ocorrida durante o final do ciclo Brasileiro (fase *sag*). Sua deposição é encerrada pela ocorrência da orogenia Caledoniana, que originou discordância de caráter regional.

Para Vaz *et al.*, (2007), o peso da carga sedimentar da sequência de Sloss Siluriana ocasionou aumento da rigidez flexural da bacia e consequente subsidência, o que possibilitou a implantação de novos ciclos de transgressões e regressões marinhas. Todavia, o trabalho de Daly *et al.*, (2018) baseado em dados sísmicos de alta profundidade contrapõe a idéia defendida por Vaz *et al.*, (2007), pois mostra que a espessura da coluna sedimentar Siluriana é muito inferior à espessura da Litosfera sobre a qual esta foi depositada, o que tornaria inviável a subsidência ocasionada pelo seu peso. Entretanto, os autores não sugerem outras razões como causas para as subsidências que captaram as sequências de Sloss subsequentes, na qual a Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, sobreposta à Siluriana, registrou a maior ingressão marinha da Bacia do Parnaíba, qual seja, aquela ocorrida no final do Devoniano que deixou como registro a Formação Pimenteiras rica em folhelhos e com níveis de folhelhos negros geradores de petróleo. Deposição da Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera foi cessada pela orogenia Eo-Herciniana que provocou soerguimento e exumação da bacia produzindo no registro geológico nova discordância de caráter regional (Vaz *et al.*, 2007).

No Pensilvaniano, o arco de Purus foi rebaixado por erosão e a comunicação existente entre o norte da Bacia do Parnaíba e a África, de onde provinham as transgressões, foi bloqueada pela orogenia Eo – Herciniana (Caputo *et al.*, 2005). Desse modo, as transgressões passaram a invadir a Bacia do Parnaíba através das Bacias do

Solimões e do Amazonas, o que ocasionou mudança no depocentro para o centro da bacia e conseqüente mudança na geometria da mesma. Nesse contexto, foi depositada a seqüência de Sloss Neocarbonífera-Eotriássica, cujo cenário consistia em mares restritos e clima quente e árido, o que propiciou a formação dos evaporitos presentes nessa seqüência (Góes & Feijó, 1994).

A deposição da Formação Sambaíba, por sua vez, relaciona-se à fase geocrática do estágio de estabilidade da Plataforma Sul-Americana (Almeida 1967; 1969; *et al.*, 2000), no qual a plataforma teria sofrido soerguimento como um todo devido à calma tectônica extrema (Hasui *et al.*, 2012), o que resultou no bloqueio da entrada das transgressões na bacia, conferindo sedimentação exclusivamente continental. O ambiente desértico e aridez são resultantes das condições desérticas implantadas sobre o supercontinente Pangea, consolidado ao final do Permiano pela orogenia Allegheniana (Caputo *et al.*, 2005). A fase final dessa orogenia encerrou a deposição da Sequência Neocarbonífera-Eotriássica e provocou nova exumação da bacia condicionando nova discordância de caráter regional no registro geológico (Vaz *et al.*, 2007).

As discordâncias regionais refletem uma situação de exposição subaérea total (exumação) da bacia e, embora os hiatos entre as seqüências de Sloss coincidam temporalmente com as orogenias paleozóicas Caledoniana, Herciniana e Allegheniana (Vaz *et al.*, 2007), não há consenso sobre como estas orogenias afetaram a evolução tectônica e estratigráfica da bacia. Almeida e Carneiro (2004 *apud* Vaz *et al.*, 2007) propõem que estes eventos orogenéticos afetaram as bordas do paleocontinente Gondwana provocando soerguimento continental com a conseqüente exumação da bacia. Por outro lado, Caputo *et al.*,(2006 *apud* Vaz *et al.*,2007) apontam que estas orogenias aconteceram em outro paleocontinente, a Laurásia, e que, portanto, não provocaram soerguimento da bacia, todavia, elas provocaram sim variações eustáticas

globais as quais condicionaram ciclos transgressivos-regressivos marinhos sobre o Gondwana.

A partir do Neotriássico inicia-se o estágio de ativação da Plataforma Sul-Americana, correspondente ao reavivamento tectônico da plataforma relacionado aos processos de fragmentação do supercontinente Pangea (Zalán, 2004). Pangea iniciou sua fragmentação ainda no Triássico. Esse processo foi precedido pelo evento Província Magmática do Atlântico Central (CAMP; Figura 5), representado na Bacia do Parnaíba pelas rochas da Formação Mosquito, também associadas ao magmatismo Penatecaua das Bacias do Solimões e Amazonas. No Eocretáceo os atuais continentes América do Sul e África se separaram. Os blocos continentais residuais do Pangea continuaram se separando até atingirem o estágio atual de fragmentação.

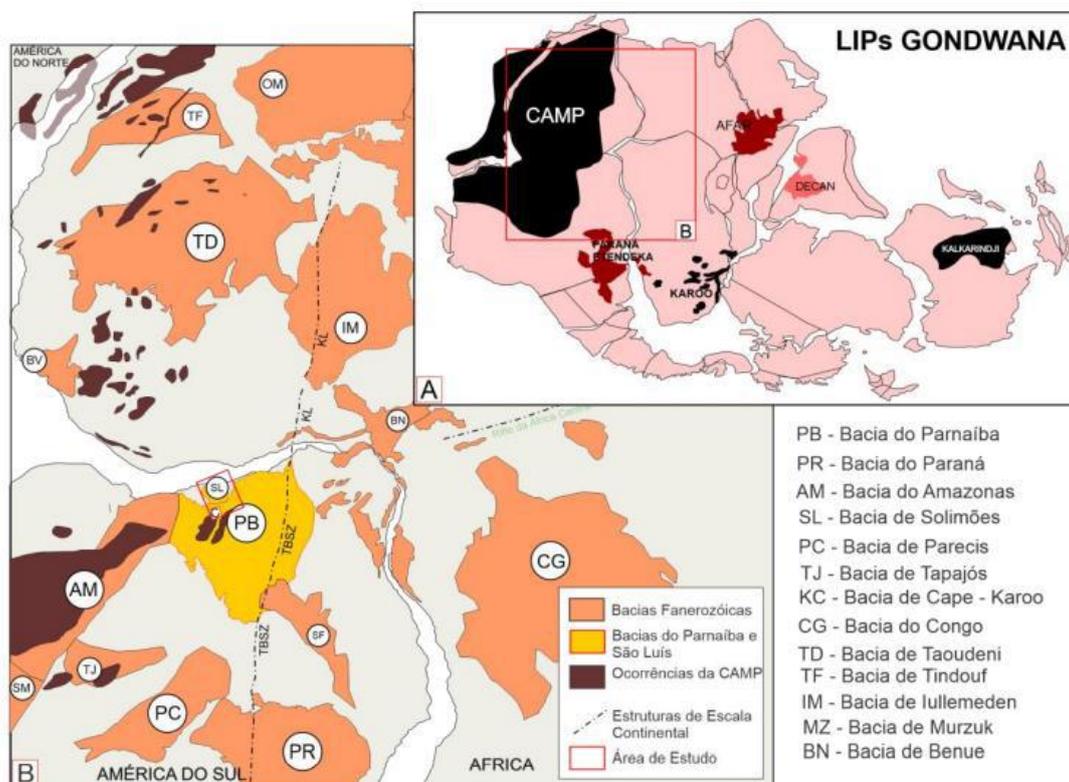


Figura 5: Localização da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) no oeste de Gondwana. Fonte: D'Souza (2020).

Góes & Feijó (1994) propõem que o peso das rochas ígneas da Formação Mosquito somados à carga sedimentar existente originou nova subsidência responsável pela captação da Sequência de Sloss Jurássica em condições exclusivamente continentais, porém, D'Souza (2020) propõe que a subsidência ocorrida no Jurássico foi localizada na porção centro-sul da Bacia do Parnaíba como efeito combinado do soerguimento acontecido na porção norte da bacia durante o Neotriássico, como decorrência da possível colocação (*emplacement*) sublitosférica de uma pluma mantélica que teria dado origem ao vulcanismo CAMP. Cardoso *et al.*, (2017), tinha feito proposição muito semelhante à D'Souza (2020), porém com pequena diferença no tempo do soerguimento. Para estes autores, durante o Jurássico, áreas adjacentes à Bacia do Parnaíba foram soerguidas e fortemente erodidas em virtude do intumescimento provocado pelo magmatismo CAMP e, nas áreas não soerguidas, houve deposição da Formação Pastos Bons através de sistemas flúvio-lacustres. A deposição dessa Supersequência foi encerrada em consequência das atividades tectônicas provenientes da abertura do Atlântico Sul relacionadas à segunda fase de fragmentação de Gondwana, evento precedido pelo magmatismo Serra Geral registrado na Bacia do Parnaíba pelas rochas da Formação Sardinha (Vaz *et al.*, 2007).

Caputo *et al.*, (2005) sugerem que esforços tectônicos provenientes da abertura do Atlântico Sul ocasionaram subsidência termo-mecânica na Bacia do Parnaíba e propiciaram o retorno da sedimentação na mesma. Contrariamente, D'Souza (2020) propõe que a seção basal da Sequência de Sloss Cretácea, composta pelas Formações Grajaú e, principalmente, Codó, de idade Aptiana, foram depositadas em uma bacia rasa, mas, de grande área com características de bacias do tipo *sag*, ou sinéclise. Para a autora, a subsidência que deu origem a esta bacia estaria relacionada aos efeitos termais tardios de resfriamento da pluma que teria dado origem à CAMP. De acordo com esta

autora, penas no Albiano os efeitos da tafrogenia que provocou a ruptura entre América do Sul e África foram sentidos na área com a abertura de *rifts* e deposição da Formação Itapecuru.

2.2.1. A Formação Codó

A Formação Codó registra os primeiros depósitos acumulados dentro de uma depressão rasa e ampla formada por leve estiramento tectônico antes do estágio principal de separação que culminou na formação do Oceano Atlântico Equatorial durante o Albiano (Paz & Rossetti, 2006).

A peculiaridade de seu registro sedimentar é decorrente das expressivas mudanças paleoambientais, paleogeográficas e paleoclimáticas que acompanharam as grandes transformações tectônicas que ocorreram durante o intervalo Aptiano/Albiano devido ao cenário de fragmentação de Gondwana (Rabelo, 2019; Hasui *et al.*, 2012), e constitui-se majoritariamente por folhelhos betuminosos depositados sob condições anóxicas, evaporitos (gipsita e anidrita), carbonatos, siltitos e arenitos (Vaz *et al.*, 2007).

A interpretação paleoambiental para a Formação Codó ainda não é consenso no meio científico: há divergências em relação à discussão sobre a influência marinha e existência de lagos hipersalinos (Bastos *et al.*, 2014). De acordo com Caputo *et al.*, (2005), a Formação Codó foi depositada sob condições inicialmente lacustres (folhelhos e evaporitos) e posteriormente marinha rasa (carbonatos) em clima semi-árido, o que indica rápida transgressão. Paz & Rossetti (2001 *apud* Paz & Rossetti, 2006), através de análise detalhada das fácies da Formação Codó, propõem sua divisão em três sub-ambientes principais inseridos no contexto lacustre: lago central, constituído por depósitos de gipsita e folhelhos negros; lago transicional, representado por argilitos

laminados, carbonatos e ocasionalmente arenitos; e lago marginal que inclui pelitos, calcarenitos, carbonatos e tufas. O sistema lacustre também foi reconhecido por Mendes (2005) e Mendes (2007) através de análise faciológica em testemunhos de sondagem.

Autores como Azevedo (2013 *apud* Bastos *et al.*, 2014) caracterizam o sistema deposicional da Formação Codó como lacustre com incursões marinhas através de estudos palinofaciológicos e biomarcadores; enquanto Mendes (2007) aponta que a única evidência de incursão marinha nos depósitos da Formação Codó é a presença de bivalves associados a conchas de ostracodes e pelecípodes que apresentavam precipitação de carbonatos com franjas de isópacos marinhos em torno de suas carapaças. Já Bastos *et al.*, (2014) propõem um modelo de golfo em condições semiáridas para a deposição da Formação Codó, onde, em função das variações climáticas ocorridas no Cretáceo e da variação relativa do nível do mar, ocorreram períodos de restrição ambiental gerando balanços hídricos negativos que resultaram na deposição dos evaporitos.

2.3. Estratigrafia

As cinco Sequências de Sloss da Bacia do Parnaíba são descritas a seguir:

- **Sequência Siluriana:** corresponde ao Grupo Serra Grande, unidade litoestratigráfica basal da bacia, o qual compreende as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós, depositadas em contatos concordantes entre si (Vaz *et al.*, 2007). A Formação Ipu constitui-se de arenitos e conglomerados depositados sobre o embasamento da bacia em ambiente deposicional glacial a flúvio-glacial (Caputo, 2005). A Formação Tianguá, por sua vez, é composta por folhelhos e intercalações de arenitos e siltitos depositados em ambiente de plataforma rasa (Góes & Feijó, 1994). Já a Formação Jaicós compreende arenitos depositados em sistemas fluviais entrelaçados (Góes & Feijó, 1994);

- **Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera:** corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Canindé e compreende as Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Vaz *et al.*, 2007). Segundo Góes & Feijó (1994), a Formação Itaim constitui-se de intercalações de arenitos e folhelhos depositados em ambiente deltaico e plataformal dominados por correntes de maré e tempestades; a Formação Pimenteiras compreende majoritariamente folhelhos ricos em matéria orgânica, que por sua vez configuram rochas geradoras de hidrocarbonetos, depositados em ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades; e a Formação Cabeças constitui-se de arenitos depositados em ambiente de plataforma rasa dominada por correntes induzidas por maré. Já Formação Longá compreende folhelhos, siltitos e arenitos depositados em ambiente de plataforma rasa dominado por tempestades enquanto a Formação Poti, por sua vez, assenta-se em discordância à Formação Longá e constitui-se por intercalações de arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente deltaico e planície de maré sob influência de tempestades (Góes & Feijó, 1994);
- **Sequência Neocarbonífera – Eotriássica:** Corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Balsas e compreende as Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba (Vaz *et al.*, 2007). A Formação Piauí constitui-se de intercalações de arenitos e folhelhos depositados em ambiente fluvial com contribuição eólica e incursões marinhas em clima semi-árido e desértico (Lima e Leite, 1978 *apud* Vaz *et al.*, 2007). Segundo Góes & Feijó (1994), a Formação Pedra de Fogo consiste na intercalação de siltitos, folhelhos, arenitos, calcário e evaporitos (anidrita) depositados em ambiente marinho raso a litorâneo com presença de planícies de *sabkha*, sob influência de tempestades; enquanto a Formação Motuca compreende siltitos, arenitos, folhelhos, evaporitos (anidrita) e calcários subordinados e depositados em ambiente desértico com lagos associados. Já a Formação Sambaíba, por sua vez, constitui-se majoritariamente

por arenitos eólicos depositados em ambiente desértico ocasionado por regressões de alcance mundial (Caputo, 2005);

Em relação às Sequências Jurássica e Cretácea, não há consenso quanto à posição estratigráfica da Formação Corda, uma vez que a transição do Triássico ao Jurássico-Eocretáceo representa um dos intervalos menos documentados na complexa história de evolução das bacias do Norte do Brasil (Rabelo, 2019). Abaixo, é apresentado um quadro - resumo (Figura 6) com diferentes propostas estratigráficas para o Mesozóico na Bacia do Parnaíba e em seguida, breve descrição das Sequências Jurássica e Cretácea por diferentes autores.

	Mesner e Wooldridge, 1964	Aguiar, 1969	Cunha e Carneiro, 1972	Góes, 1990	Góes, 1994	Váz, 2007	Rabelo, 2013
Cretáceo						Fm. Itapecuru	
		Fm. Codó	Fm. Codó	Fm. Codó	Fm. Grajaú	Fm. Codó	Fm. Grajaú
	Fm. Codó	Fm. Grajaú Fm. Sardinha	Fm. Sardinha Fm. Grajaú	Fm. Sardinha	Fm. Sardinha	Fm. Sardinha	Fm. Sardinha
Jurássico	Fm. Corda	Fm. Corda	Fm. Corda	Fm. Corda	Fm. Corda	Fm. Pastos Bons	Fm. Corda
	Basalto e diabásio	Fm. Pastos Bons	Fm. Mosquito	Fm. Mosquito	Fm. Mosquito	Fm. Mosquito	Fm. Mosquito
Triássico	Fm. Sambaíba	Fm. Mosquito	Fm. Sambaíba	Fm. Sambaíba		Fm. Sambaíba	Fm. Sambaíba
	Fm. Pastos Bons	Fm. Sambaíba		Fm. Sambaíba	Fm. Sambaíba	Fm. Motuca	

Figura 6: Quadro-resumo com diferentes propostas estratigráficas para o Mesozóico na Bacia do Parnaíba. Fonte: Rabelo (2013) *apud* D'Souza (2020).

- **Sequência Jurássica:** Segundo Góes & Feijó (1994) e Caputo (2005), esta Sequência correspondia ao antigo Grupo Mearim, que por sua vez, consistia das formações Mosquito, Pastos Bons, Corda e Sardinha. Para estes autores, a Formação Pastos Bons constitui-se de intercalações de arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente continental lacustre com contribuição fluvial em clima semi-árido a árido; a

Formação Corda constitui-se por arenitos avermelhados eólicos; as Formações Mosquito e Sardinha são rochas ígneas intrusivas e extrusivas. Para Vaz *et al.*, (2007) e Rezende (2002) porém, a Sequência Jurássica compreende, além das rochas ígneas, apenas a Formação Pastos Bons. D'Souza (2020) em trabalho realizado baseado em interpretação sísmica e de poços produziu resultados que concordam com a interpretação de Góes & Feijó (1994) e Caputo *et al.*, (2005) que posicionaram a Formação Corda na Sequência Jurássica. Os resultados produzidos neste trabalho também apontam nesta direção, por isso, a carta estratigráfica usada como referência neste trabalho é de Góes & Feijó (1994) (Figura 7).

- **Sequência Cretácea:** corresponde ao último ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba e segundo Vaz *et al.*, (2007) compreende as Formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru. Como reportado acima, esse trabalho não adotará o posicionamento de Vaz *et al.*, (2007) para a Formação Corda no Cretáceo. A Formação Grajaú compreende arenitos e ocorre interdigitada à Formação Codó, que por sua vez, constitui-se de folhelhos ricos em matéria orgânica, calcários, evaporitos e arenitos. Já a Formação Itapecuru compreende principalmente arenitos e argilitos (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007);
- **Rochas Magmáticas:** representadas pelas Formações Mosquito e Sardinha. A primeira (Juro-Triássica, c. 200 Ma), constituída principalmente por soleiras de diabásio intrudidas nos estratos sedimentares da bacia e por basaltos aflorantes em algumas áreas de localização restrita dentro da bacia. A Formação Sardinha (Eocretácea c. 135 Ma), é constituída por corpos de basalto preto a arroxeadado (Vaz *et al.*, 2007). Essas rochas agiram como catalisadores no processo de maturação térmica da matéria orgânica das rochas geradoras da bacia, auxiliaram o processo de subsidência para a deposição das rochas Jurássicas e, além disso, funcionam como excelentes selos e trapas (ANP, 2002).

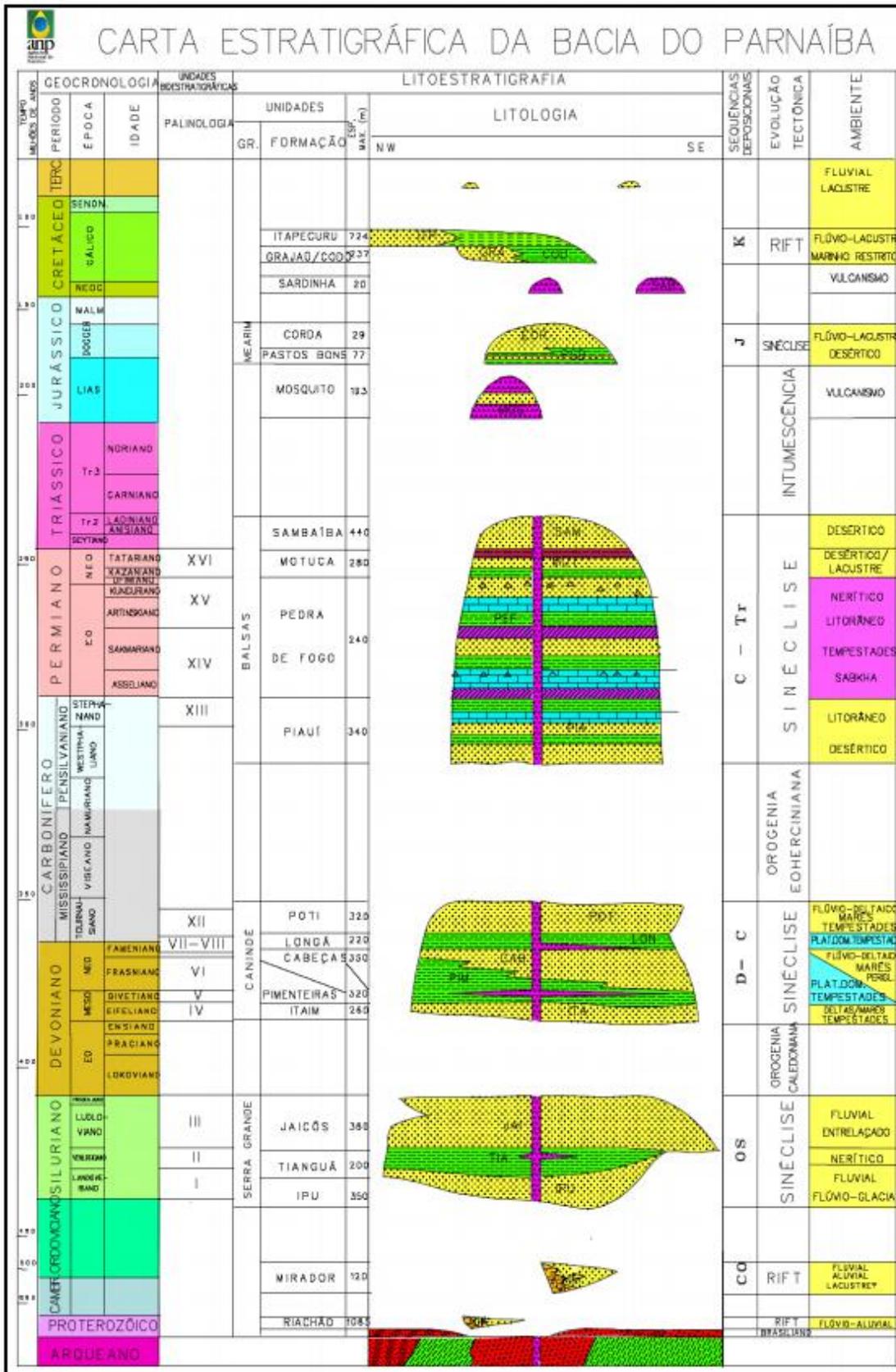


Figura 7: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Góes & Feijó (1994).

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. O Método Sísmico de Reflexão

Devido ao seu estágio de sofisticação e capacidade de abranger grandes áreas a baixo custo, a sísmica de reflexão é a principal ferramenta utilizada para exploração de hidrocarbonetos atualmente. Os métodos sísmicos são técnicas geofísicas capazes de fornecer imagens em alta resolução de estruturas e camadas geológicas da subsuperfície, em escalas que variam de dezenas a milhares de metros e baseiam-se no fenômeno de propagação nas rochas de ondas sísmicas geradas artificialmente, as quais podem ser compressionais (ondas P) e elásticas (ondas S).

As ondas sísmicas são geradas artificialmente através de uma fonte acústica, como explosivos ou canhões de ar comprimido, e precisam de um meio para se propagar, que neste contexto, trata-se das diferentes rochas que compõem a subsuperfície. Ao longo do processo de propagação, as ondas transmitem energia e provocam perturbações nas partículas das rochas (pulso sísmico). As principais ondas elásticas são ilustradas na figura 8 e explicadas abaixo em ordem de velocidade de propagação, da mais rápida para a mais lenta:

- Ondas P (primárias) ou compressionais: as partículas do meio vibram na mesma direção de propagação da onda. São as mais utilizadas nos métodos sísmicos;
- Ondas S (secundárias) ou cisalhantes: as partículas do meio vibram perpendicularmente à direção de propagação da onda;
- Ondas *Love*: o movimento das partículas do meio processa-se apenas no plano horizontal perpendicularmente à direção de propagação da onda.
- Ondas *Rayleigh*: as partículas do meio descrevem um movimento elíptico retrógrado.

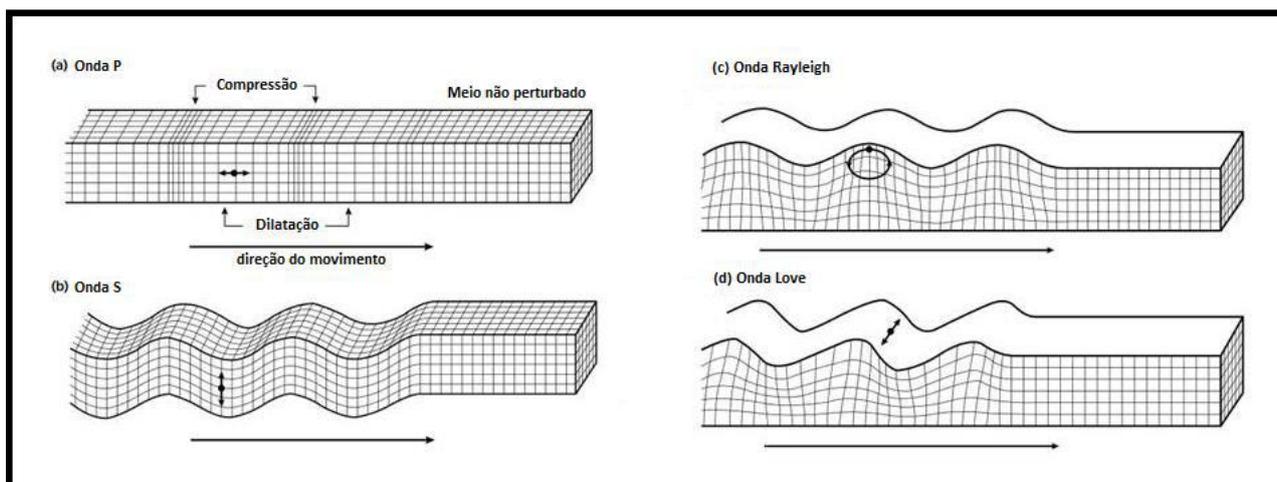


Figura 8: Principais tipos de ondas elásticas. Modificado de Kearey *et al.*, (2009).

Uma vez emitida pela fonte, a onda propaga-se pela subsuperfície e ao encontrar uma interface que separe camadas geológicas com propriedades físicas distintas, uma parcela da energia incidente é refletida para o meio sobrejacente na forma de onda refletida, enquanto outra parcela é transmitida para o meio subjacente na forma de onda refratada. Este processo se repete em direção à profundidade até que a onda perca totalmente sua energia e deixe de existir (Severiano Ribeiro, 2001). O método sísmico de reflexão, como o nome infere, consiste em registrar as ondas refletidas nas interfaces em subsuperfície através de receptores como geofones (aquisição sísmica em terra) e hidrofones (aquisição sísmica no mar), no qual o tempo de chegada de cada reflexão está relacionado à velocidade de propagação da onda em cada camada, a qual, por sua vez é uma função da densidade da rocha. A amplitude do pulso da onda refletida é registrada no receptor e está relacionada ao contraste de impedância acústica (produto entre velocidade da onda sísmica e a densidade do meio no qual a onda se propaga) na interface entre os meios (camadas). Quanto mais diferente for a impedância acústica de cada meio (camada), maior será o contraste de impedância acústica, portanto, maior a amplitude do sinal sísmico (Martins, 2001). Dito isso, é importante frisar que o dado sísmico mostra originalmente horizontes que

representam reflexões nas interfaces entre camadas expressas em amplitudes. Processamentos especiais como inversões acústicas e elásticas podem converter o dado de amplitude para impedância e com isso os horizontes ao invés de representarem apenas as interfaces entre as camadas passam a representar as camadas em si.

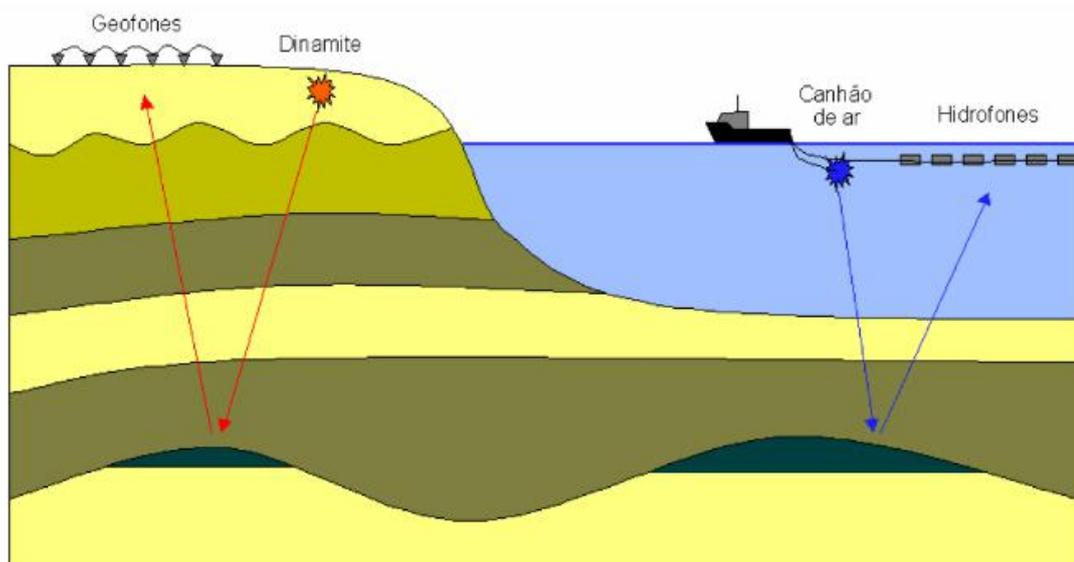


Figura 9: Aquisição Sísmica. Fonte: Gerhardt (1998) *apud* Cruz e Silva (2004).

Segundo Yilmaz (2000), o método sísmico de reflexão é dividido em três etapas: aquisição, processamento e interpretação. A etapa de aquisição consiste em agrupar fontes sísmicas e receptores de modo que um mesmo ponto em subsuperfície seja atingido por várias vezes por várias ondas decorrentes de diferentes “tiros”. Este processo é conhecido como técnica CMP (Ponto Médio Comum) ou CDP (Ponto Comum em Profundidade) (Thomas, 2001; Figura 10). As posições da fonte, do receptor e do ponto de reflexão em subsuperfície determinam a natureza do traço sísmico, que por sua vez, é registrado graficamente em sismogramas e consiste no principal objetivo do processo de aquisição (Kearey *et al.*, 2009).

O traço sísmico, segundo Kearey *et al.*, (2009), é o resultado da convolução entre um pulso sísmico e o coeficiente de refletividade o qual é a mesma coisa que a amplitude, ou o contraste de impedância em uma determinada interface (Figura 9).

Considera-se o pulso sísmico como sinal de entrada emitido pela fonte, o meio de propagação da onda como o sistema (as rochas), a função refletividade como a resposta impulsiva do sistema, ou seja, a porção de energia que retorna da interface (comportamento da subsuperfície) e o traço sísmico, o sinal de saída. À medida que o sinal de entrada se propaga pelo sistema, ele interage de forma diferente com cada interface (resposta impulsiva) devido ao contraste de impedância acústica existente. Essas diferentes interações resultam no sinal de saída, que por sua vez, é bem diferente do sinal de entrada.

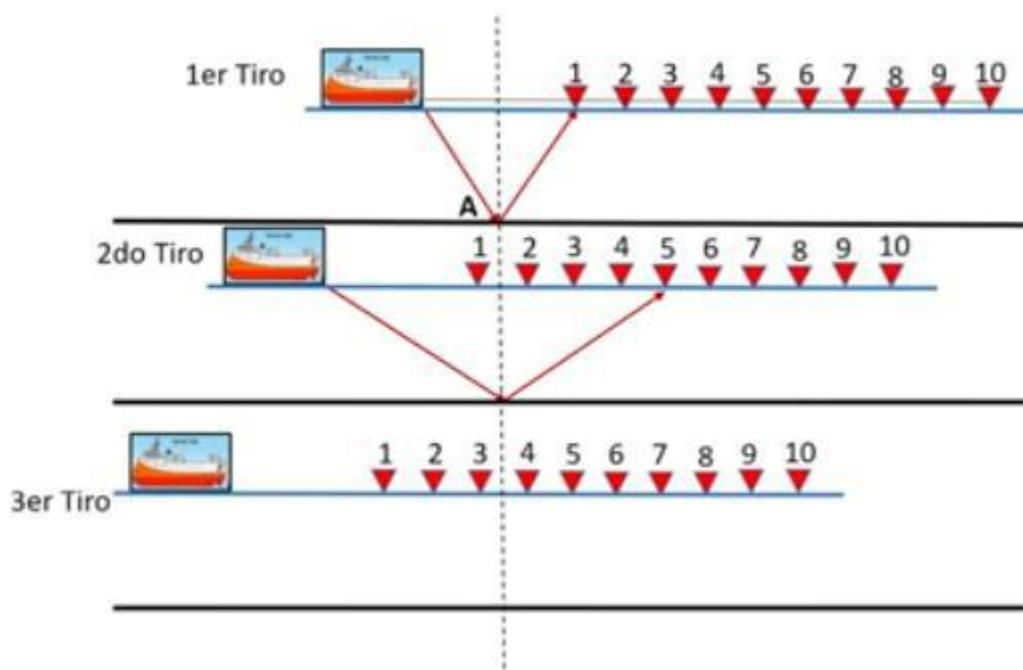


Figura 10: Técnica Ponto Médio Comum – CDP (*Common Mid Point*). Disponível em: <https://www.youtube.com/watch?v=0R4r-cnYEfM>.

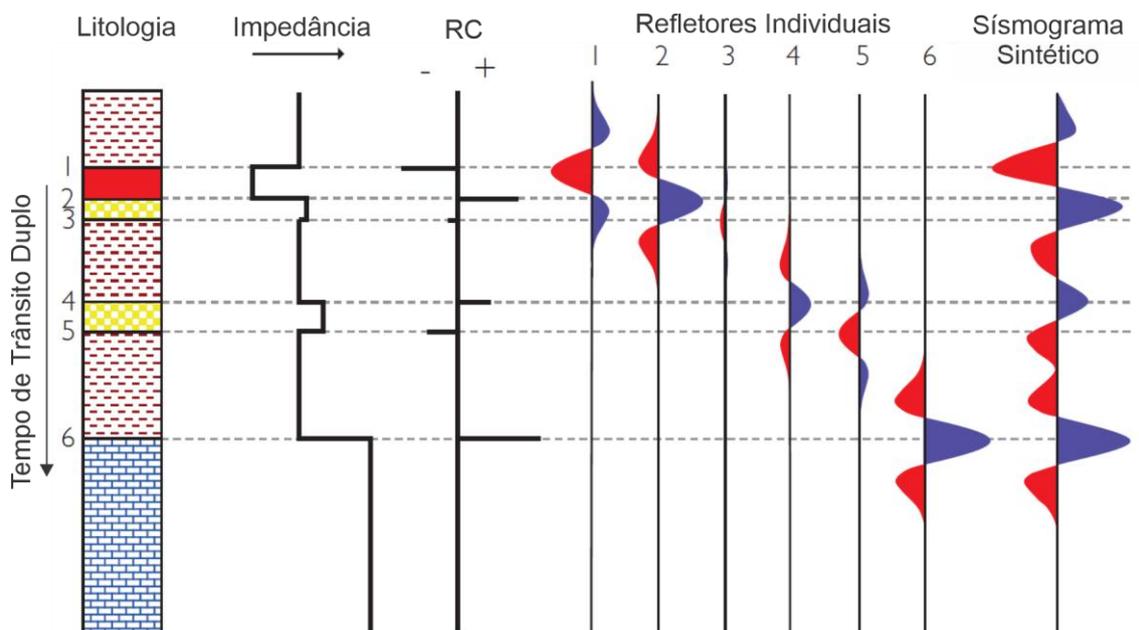


Figura 11: Modelo convolutivo do traço sísmico de reflexão, mostrando o traço como a saída convolvida de uma função refletividade com um pulso de entrada, e as relações entre a função refletividade e as propriedades físicas das camadas geológicas. Fonte: modificado de Simm & Bacon (2014).

Uma vez adquiridos, os dados sísmicos são transformados em imagem (seções sísmicas) através da etapa de processamento, que por sua vez, está diretamente relacionada à qualidade da aquisição. Afinal, quanto mais informações o intérprete conseguir extrair, melhor. As etapas do processamento segundo Martins (2001) são descritas abaixo sucintamente:

- Edição: os dados são analisados e os traços ruidosos e danificados são eliminados;
- Ordenação em famílias CDP: os registros selecionados na etapa de edição e que agora possuem informação de geometria são agrupados de forma que cada grupo de traços contém informações de um mesmo ponto dos refletores iluminados pela geometria de aquisição;
- Correções estáticas: Visa corrigir os deslocamentos verticais nos traços sísmicos provocados por camadas de intemperismo;

- Análise de Velocidades e Correções de NMO: objetiva estimar a função velocidade para empilhamento dos dados e compensar o atraso no tempo de reflexão devido às diferentes distâncias entre pares fonte-receptor;
- Empilhamento (*Stack*): Depois de corrigidos os dados são empilhados a partir do somatório de traços CDP que é executado respeitando-se as posições das amostras em tempo;
- Migração: Corrige os efeitos das feições geológicas (como inclinação das camadas, falhas, dobras, entre outros) no posicionamento das reflexões mapeadas na seção sísmica bruta. Tem como produto final a seção sísmica migrada que corresponde a uma imagem mais real das feições geológicas em subsuperfície. A migração pode ser feita em tempo (*time migration*) ou profundidade (*depth migration*).

Por fim, é feita a interpretação das feições presentes na seção sísmica final na qual destacam-se dois tipos de abordagem: a análise estrutural e a análise estratigráfica, esta última utilizada neste trabalho. Portanto, vale destacar que, embora a seção sísmica possua boa qualidade e seja o mais fidedigna possível, o geólogo só pode realizar boas interpretações se souber como o método sísmico de reflexão funciona e como as seções sísmicas são criadas.

3.2. Sismoestratigrafia

A sismoestratigrafia é o estudo da estratigrafia através dos dados sísmicos, o qual permite compreender melhor a evolução estratigráfica de uma bacia (Severiano Ribeiro, 2001). Trata-se de um método de análise inovador da estratigrafia, resultado dos investimentos da indústria do petróleo em aperfeiçoar as técnicas de aquisição e processamento dos dados sísmicos, o que possibilitou melhora na resolução dos mesmos. Dessa forma, os detalhes das feições deposicionais e estratigráficas podem ser

visualizadas sob a forma de horizontes sísmicos que, como explicado anteriormente, mostram as interfaces entre as camadas permitindo com isso a “visualização” das geometrias e das relações estratigráficas das camadas em subsuperfície.

Partindo-se do princípio de que as reflexões sísmicas são produzidas quando há contraste de impedância acústica entre dois pacotes rochosos separados por uma superfície física (interface) que pode possuir significado cronoestratigráfico, um dos conceitos básicos da sismoestratigrafia é de que as reflexões sísmicas podem representar linhas de tempo (Veeken, 2007).

Para Vail *et al.*, (1977b *apud* Severiano Ribeiro, 2001), as interfaces causadoras das reflexões entre dois pacotes de estratos que possuem contraste de impedância correspondem principalmente às superfícies estratais e às discordâncias. As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento e dessa forma, consistem em paleossuperfícies deposicionais (Severiano Ribeiro, 2001). Além disso, também indicam mudança no regime deposicional, como nível de energia, taxa de sedimentação e ambiente de deposição, por exemplo (Veeken, 2007).

As discordâncias tratam-se de superfícies de erosão ou de não-deposição e em ambos os casos correspondem à ausência física de um significativo intervalo cronoestratigráfico (Severiano Ribeiro, 2001). Apesar de diácronas, possuem um importante significado: delimitam estratos mais velhos abaixo delas de estratos mais novos acima (Veeken, 2007). Segundo Veeken (2007), as discordâncias também podem coincidir com mudanças estruturais no mergulho dos estratos acima e abaixo da interface e, nesse caso, existirá entre esses estratos um contato angular, que por sua vez, indica uma deformação tectônica antes do estrato mais novo ser depositado.

Para Severiano Ribeiro (2001), em suma, reconhecer e mapear em sísmica as superfícies estratais e em especial as discordâncias torna-se primordial para elaboração

do arcabouço estratigráfico de uma bacia sedimentar principalmente quando a proposta é subdividir seu preenchimento sedimentar em sequências. Desse modo, a interpretação sismo-estratigráfica é subdividida em três etapas segundo Vail & Mitchum Jr. (1977 *apud* Severiano Ribeiro, 2001): (1) análise de sequências sísmicas, (2) análise de sismofácies e (3) análise das variações do nível de base da bacia. Para este trabalho, serão abordadas a seguir apenas as duas primeiras.

3.2.1. Sequências Sísmicas e Padrões de Terminações de Reflexões Sísmicas

De modo geral, a interpretação de uma sequência sísmica baseia-se na definição de sequência deposicional. De acordo com Mitchum Jr. *et al.*, (1977b *apud* Severiano Ribeiro, 2001), sequência deposicional trata-se de uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados no topo e na base por discordâncias ou por seus equivalentes concordantes. A partir desse princípio, o procedimento da análise de uma sequência sísmica consiste em reconhecer as discordâncias que limitam as unidades sísmicas e isolá-las (Sheriff, 1980).

Segundo Veeken (2007), a chave do reconhecimento das discordâncias em seções sísmicas está nos diferentes padrões de terminação dos refletores que podem ser distinguidos contra essas superfícies erosivas. Ou seja, as reflexões se dispõem concordante ou discordantemente em relação aos limites de uma sequência (Severiano Ribeiro, 2001). Esses padrões de terminações das reflexões são identificados do seguinte modo: caso sejam considerados os estratos abaixo da superfície erosiva, as reflexões sísmicas terminam em truncamento erosivo, *toplap* ou em concordância; Já

caso sejam considerados os estratos acima da superfície erosiva, as reflexões sísmicas terminam em *onlap*, *downlap* ou concordância (Veeken, 2007; Figura 12).

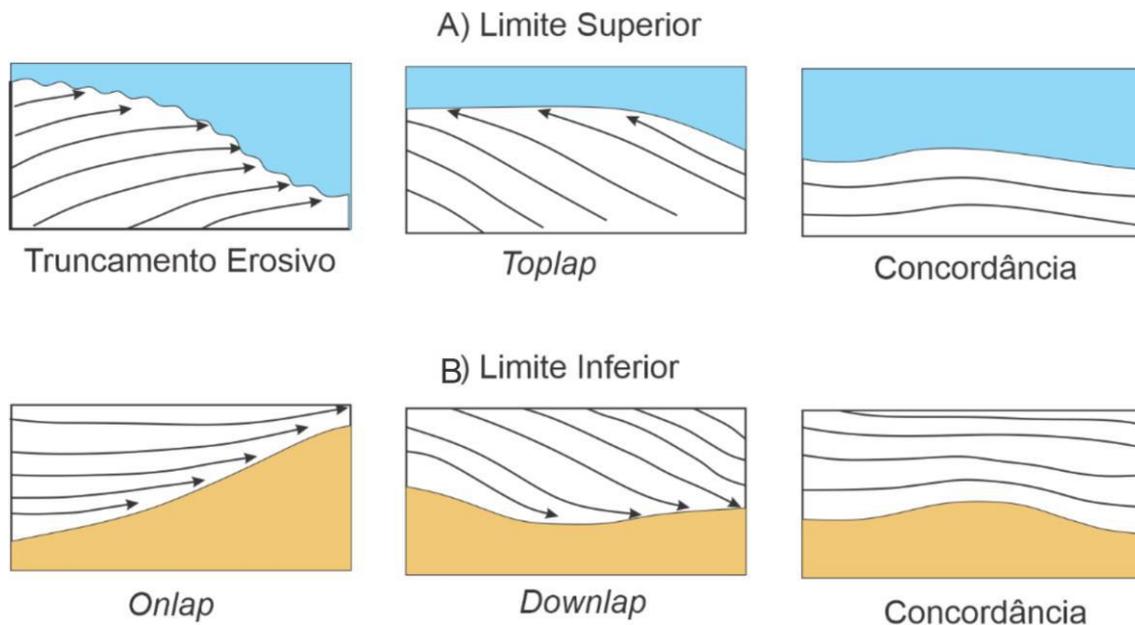


Figura 12: Principais padrões de terminações de reflexões sísmicas/estratos nos limites superior e inferior de uma sequência sísmica/sequência deposicional. Fonte: Modificado de Veeken (2007).

- **Truncamento erosivo:** as reflexões/estratos são seccionadas de seu limite deposicional original por erosões subaéreas ou subaquosas. Ou seja, representa estratos que foram depositados e subsequentemente, removidos;
- **Toplap:** as reflexões/estratos inclinados terminam gradualmente de espessura mergulho acima evidenciando uma superfície não – deposicional que ocorre quando o nível de base da bacia desce e os estratos expostos não sofrem erosão;
- **Onlap:** reflexões/estratos horizontais ou inclinados, mais jovens, terminam contra uma superfície previamente existente, mais antiga e de ângulo mais alto;
- **Downlap:** reflexões/estratos inclinados, mais jovens, terminam contra uma superfície previamente existente, mais antiga e de ângulo mais baixo.

Tanto o truncamento erosivo quanto o *toplap* indicam que a deposição dos estratos com estas terminações antecede a superfície discordante, enquanto o *onlap* e o *downlap* indicam que a deposição ocorreu sobre uma superfície erosiva pré-existente. Portanto, é importante que o reconhecimento dos padrões de terminações das reflexões sísmicas seja feito de forma correta, pois indicam histórias deposicionais totalmente distintas.

3.2.2. Sismofácies

De forma simplista, uma sismofácia trata-se de um grupo de reflexões sísmicas caracterizado por parâmetros que o difere dos grupos adjacentes (Sheriff, 2002). Os parâmetros considerados para interpretação das sismofácies e suas respectivas interpretações são descritos na tabela 1, a seguir.

Tabela 1: Parâmetros de reflexões sísmicas utilizados em sismoestratigrafia e suas respectivas interpretações. (Severiano Ribeiro, 2001)

Parâmetros de Fácies Sísmicas	Interpretação Geológica
Configuração das reflexões	• Padrão de estratificação
	• Processo deposicional
	• Erosão e paleotopografia
Continuidade das reflexões	• Contato de fluidos
	• Continuidade dos estratos
	• Processo deposicional

Amplitude das reflexões	<ul style="list-style-type: none">• Contraste velocidade/densidade• Espaçamento dos estratos• Conteúdo fluido
Frequência das reflexões	<ul style="list-style-type: none">• Espessura dos estratos• Conteúdo fluido• Estimativa de litologia
Velocidade intervalar	<ul style="list-style-type: none">• Estimativa de porosidade• Conteúdo fluido
Forma externa e associação areal das fácies sísmicas	<ul style="list-style-type: none">• Ambiente deposicional• Fonte sedimentar• Sítio geológico

Assim, a análise de sismofácies consiste em reconhecer os padrões das reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das sequências sísmicas de modo a interpretar seus significados geológicos (Mitchum Jr. *et al.*, 1977 *apud* Severiano Ribeiro, 2001), o que é essencial para compreender, por exemplo, o ambiente deposicional e a configuração geológica da unidade em estudo (Veeken, 2007). Os principais padrões de sismofácies são ilustrados na figura 13 e descritos abaixo de acordo com Severiano Ribeiro (2001).

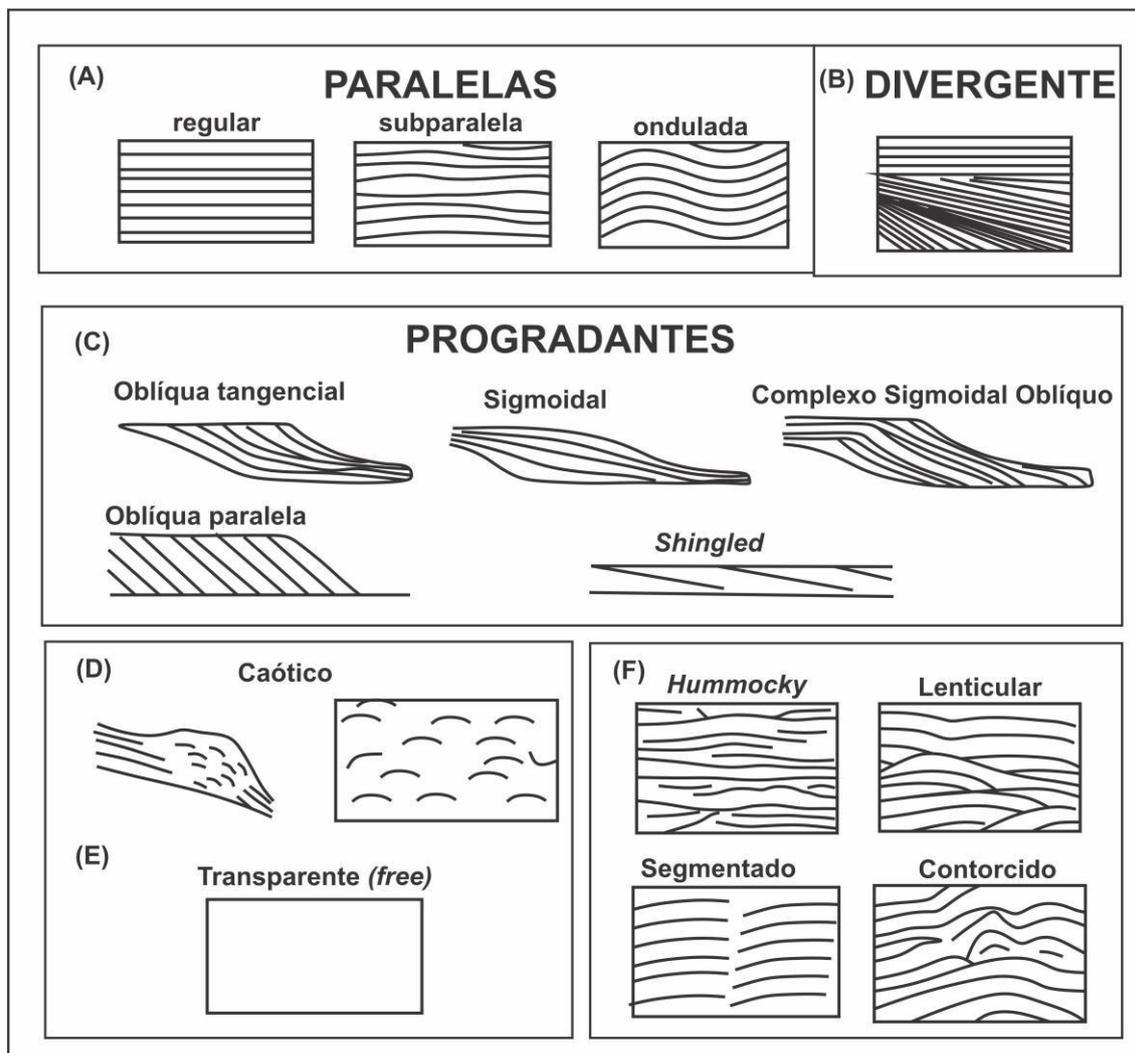


Figura 13: Principais padrões de sismofácies. Fonte: modificado de Severiano Ribeiro (2001).

- Sismofácies paralelas/subparalelas: sugerem taxa de deposição constante sobre uma superfície estável ou de subsidência uniforme;
- Sismofácies progradantes: sugerem áreas sobre as quais os estratos se superpõem lateralmente e constituem-se em superfícies inclinadas, as clinofórmulas. As clinofórmulas podem ser oblíquas, sigmoidais, sigmoidais-oblíquas e *shingled*;
- Sismofácies caótica: consistem em reflexões discordantes e descontínuas e podem sugerir ambiente de energia alta e variável e deformações sin/pós deposição;

- Sismofácies transparente: sugerem pacotes sedimentares muito deformados ou com mergulhos muito abruptos assim como litologias homogêneas para o método sísmico ou não-estratificadas;
- Sismofácies divergente: podem sugerir variação em área na taxa de deposição e/ou inclinação progressiva do substrato.

3.3. Paleogeomorfologia Aplicada ao Contexto de Bacias Sedimentares

A geomorfologia pode ser entendida como a ciência que estuda as diferentes formas de relevo da superfície terrestre e os processos que as moldaram, não apenas de maneira estática, mas em diversas escalas temporais (Bierman & Montgomery, 2014). Desse modo, estudar o relevo e seus processos no passado constitui a paleogeomorfologia, considerada uma das chaves para se compreender a evolução de uma bacia sedimentar.

O motivo é simples: a topografia reflete a interação de processos endógenos, como o tectonismo que eleva as rochas acima de um nível de base estabelecido, e exógenos como a erosão e o intemperismo, que desgastam as rochas. A partir do estudo dessa interação, cenários de paleosuperfícies deposicionais ou erosivas podem ser reconstituídos. Uma vez que a maior parte dos produtos do passado encontram-se em subsuperfície, essa reconstituição é feita a partir do uso de dados sísmicos.

A análise paleogeomorfológica é realizada através de um mapa de contorno estrutural, que por sua vez, representa teoricamente o contato entre duas camadas geológicas. Na sísmica, esse contato é a interface que separa dois estratos diferentes, representado por um horizonte sísmico. Ao ser mapeado em todas as seções sísmicas do estudo, esse horizonte é interpolado produzindo uma superfície que representa tridimensionalmente a topografia desta superfície no passado evidenciando a

paleogeomorfologia da época. Apesar da superfície ser plana, seu traçado é irregular. Isso se deve às *strike lines*, linhas horizontais imaginárias que constituem planos horizontais e estão contidas no plano da superfície gerada, que quando o intersectam em diferentes pontos com equidistâncias padronizadas, desenharam formas análogas às das curvas de nível topográficas, o que permite uma visualização tridimensional da superfície de interesse (Figura 14). Vale ressaltar que embora tenham uma conotação semelhante às curvas de nível para caracterização da topografia, as *strike lines* se referem a um horizonte estratigráfico ou estrutural e não topográfico.

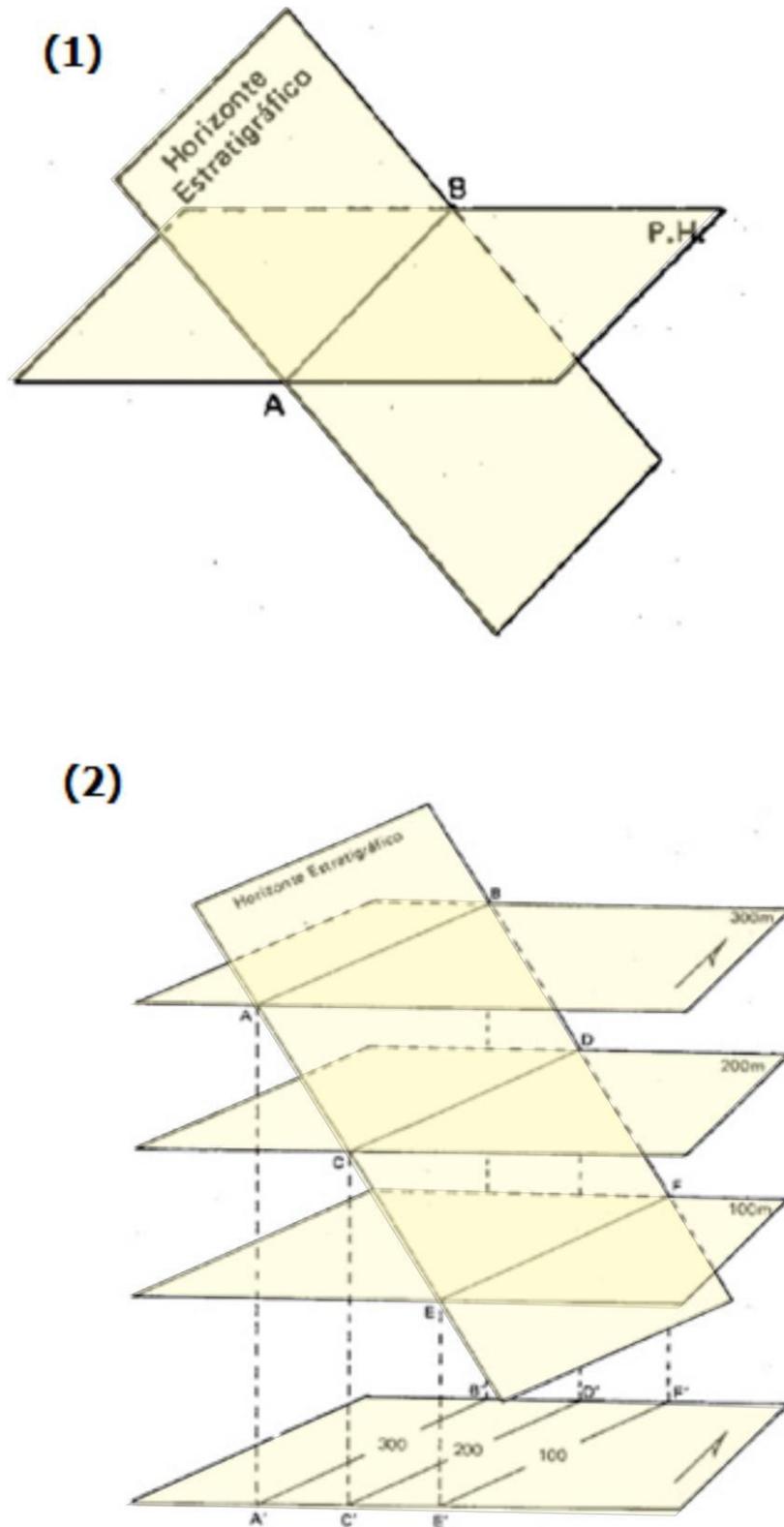


Figura 14: (1) Esquema da obtenção das strike lines; (2) Esquema da obtenção do mapa de contorno estrutural. Fonte: disponível em <http://geomartelo.blogspot.com/2015/09/atitude-de-camadas-em-mapas.html>.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Materiais

Os dados utilizados neste trabalho foram disponibilizados pelo Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis (BDEP/ANP) ao projeto de pesquisa e desenvolvimento intitulado “Projeto Alagoas”, executado pela Universidade Federal do Rio de Janeiro e financiado pela empresa Shell Brasil Ltda. Foram utilizados, ao todo, 63 linhas sísmicas 2D pré-empilhadas (*pre-stacking*), as quais foram reprocessadas por empresa especializada contratada pelo projeto, e empilhadas (*post-stacking*), todas migradas em tempo sísmico (*time migration*) no formato SEG-Y e três poços com dados que incluem: (a) perfis compostos que contém informações litoestratigráficas e cronoestratigráficas e (b) perfis geofísicos que contém curvas de raios gama (GR), densidade (RHOB), neutrão (NPOR), sônico (DT) e resistividade (AHT).

O conjunto de 63 linhas sísmicas cedidas pelo BDEP/ANP é proveniente de quatro levantamentos sísmicos executados pela Petrobrás nas décadas de 1970 e 1980: 0303_2D_COROATA, 0303_2D_LIMA_CAMPOS, 0303_2D_PEDREIRAS e 0303_2D_REGIONAL_BARRADOCORDA, cada um com parâmetros de aquisição e processamento distintos o que, por conseguinte produziu resultados de imageamento também bastante distintos. Desse modo, a fim de melhorar e uniformizar a qualidade de imageamento, as linhas sísmicas *pre-stacking* foram reprocessadas pela empresa Centro Potiguar de Geociências - CPGeo LTDA.

O conjunto de poços utilizados neste trabalho consiste em poços exploratórios perfurados pelas empresas PETROBRÁS e OGX entre os anos de 1987 e 2012. São eles: 1-OGX-96-MA, 4-OGX-91-D e 2-CP-1-MA. É importante salientar que os poços

não apresentam tabelas de *checkshot* disponibilizadas pelo BDEP/ANP, sendo necessária a elaboração de *pseudo-checkshot* para fins de integração entre os dados sísmicos e de poços.

Os dados sísmicos e de poços foram carregados, correlacionados e interpretados no *software* PETRELTMSchlumberger, versão 2018, em licença acadêmica cedida por essa empresa (Figura 15).

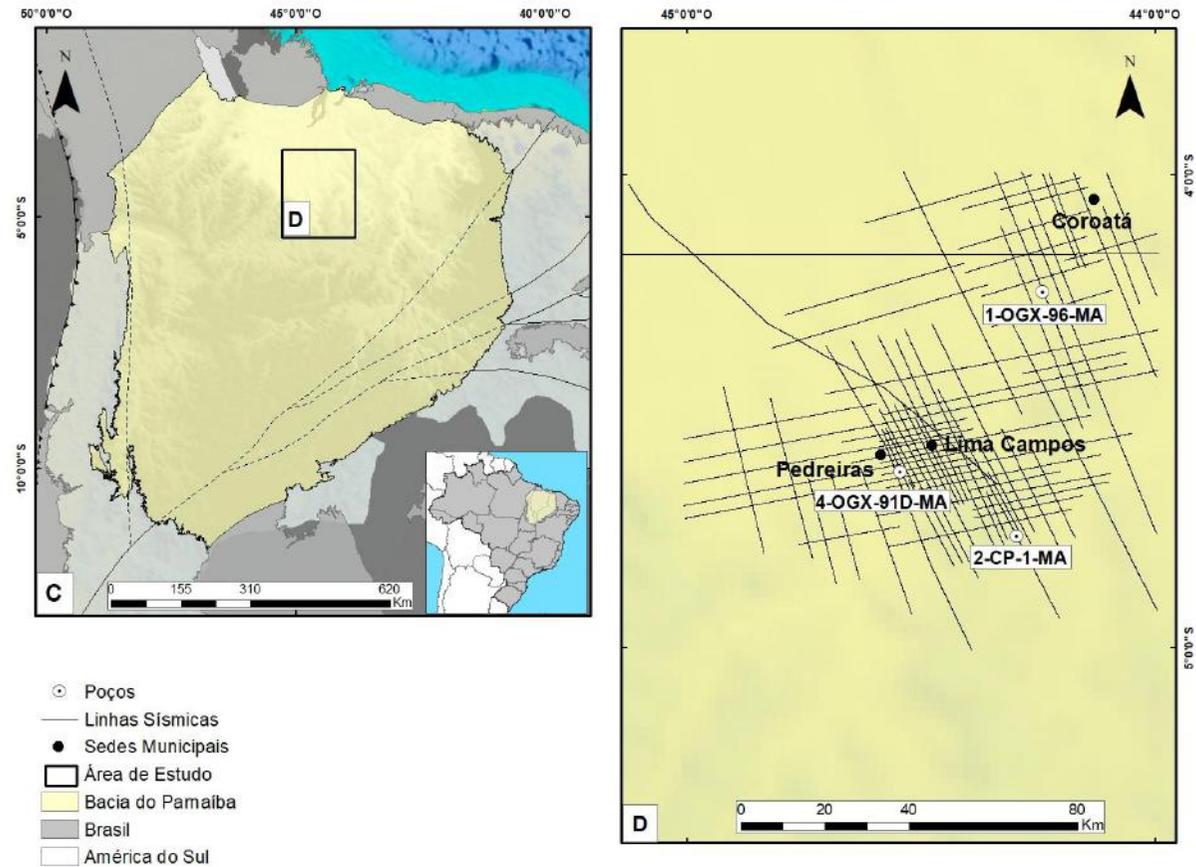


Figura 15: Mapa de Localização das linhas sísmicas e dos poços analisados confeccionado a partir de dados disponibilizados pelas instituições Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

4.2. Métodos

Após carregamento dos dados no *software* Petrel, adotou-se o fluxo de trabalho apresentado na figura 16, que consistiu basicamente de: (1) Controle de qualidade dos dados sísmicos e de poços; (2) Análise dos dados sísmicos e de poços através do uso de atributos sísmicos e correlação dos poços, respectivamente; (3) Integração dos dados através da amarração poço-sísmica; (4) Interpretação dos horizontes-chave da bacia e (5) Confeção do mapa de contorno topográfico.

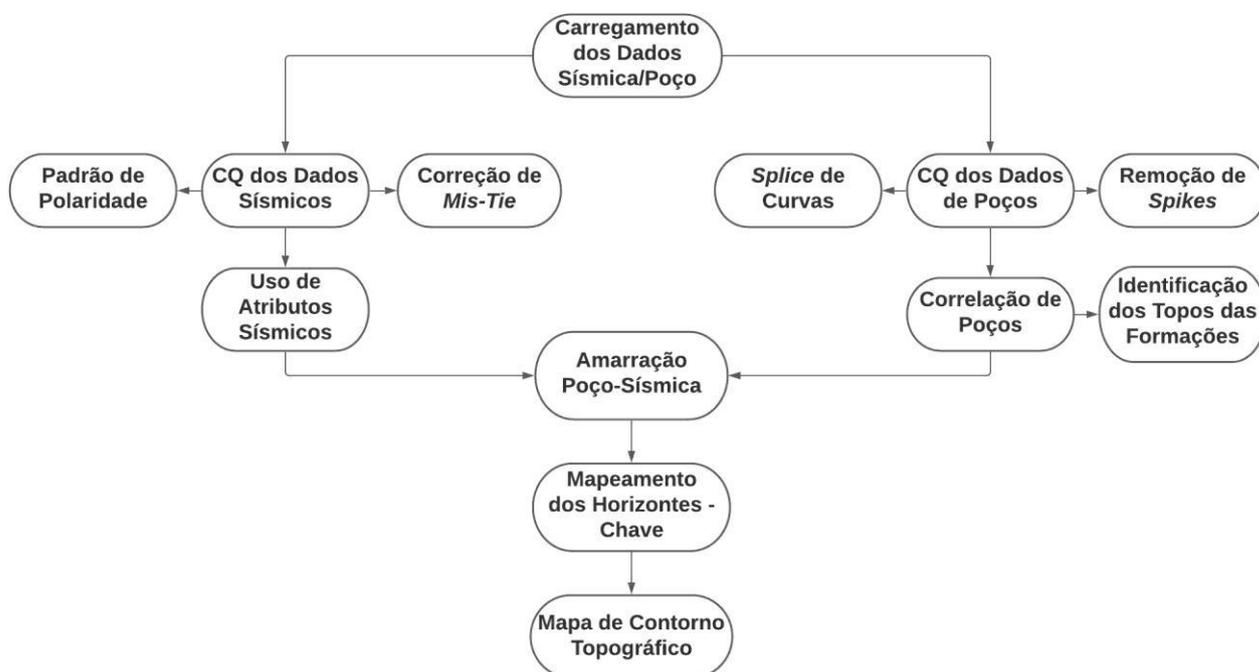


Figura 16: Fluxo de trabalho para análise e interpretação dos dados sísmicos e de poços.

O controle de qualidade dos dados sísmicos consistiu em checar a polaridade dos dados e realizar correção de *mis-tie*, visto que as linhas sísmicas utilizadas são provenientes de levantamentos distintos e parte delas foi reprocessada. Tanto as linhas reprocessadas quanto as linhas originais disponibilizadas pelo BDEP/ANP encontravam-se no padrão de polaridade SEG e foram convertidas ao padrão de polaridade americano, a fim de uniformizar a interpretação em todo o projeto.

Segundo Sheriff (2002), *mis-tie* é uma diferença de valores em pontos idênticos na interseção de linhas sísmicas. Essa diferença pode ser relacionada ao ganho de amplitude, deslocamento de tempo, rotação de fase ou decorrer de diferentes condições de aquisição ou fluxo de processamento (Bianchini, 2018). Ao intersecctar as linhas sísmicas reprocessadas com as linhas sísmicas originais, foi possível perceber diferenças no deslocamento de tempo e assim, foi necessário corrigi-las no intervalo de interesse do estudo. A correção de *mis-tie* possibilitou que horizontes interpretados em linhas sísmicas que continham poços amarrados também fossem interpretados em linhas sísmicas que não continham poços e garantiu maior precisão à interpretação. Além disso, essa correção minimizou problemas na geração do mapa de contorno topográfico.

Os dados de poços utilizados neste trabalho já estavam convertidos para o formato compatível com o *software* Petrel (formato DLIS). Ou seja, já haviam passado por um controle de qualidade realizado através do *software* Techlog, cuja licença acadêmica também foi disponibilizada pela Schlumberger. O controle de qualidade dos dados de poços consiste na junção das curvas (*Splice*) das diferentes fases do poço em uma curva contínua, no ajuste das escalas dos perfis para os padrões utilizados na indústria e na remoção dos ruídos (*spikes*) provocados durante a aquisição desses dados pelo equipamento de LWD. Desse modo, a fim de determinar a continuidade lateral das camadas em subsuperfície e identificar os topos das Formações, foi feita uma correlação entre os poços (Figura 17).

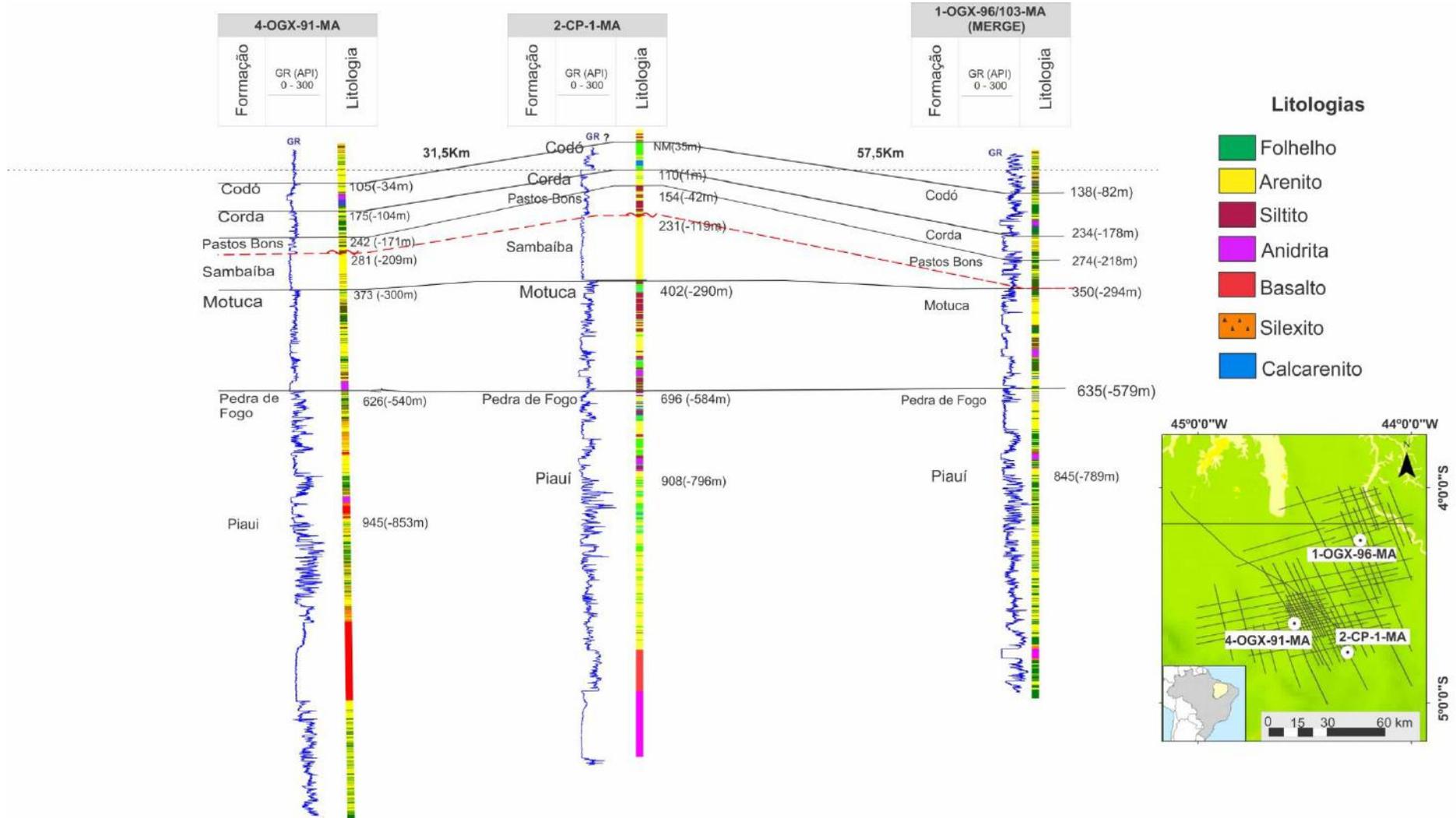


Figura 17: Correlação entre os poços 4-OGX-91-MA, 2-CP-1-MA e 1-OGX-96-MA. Datum: nível do mar.

O condicionamento dos dados sísmicos foi realizado através do uso de atributos sísmicos nas linhas não-reprocessadas com o objetivo de realçar a qualidade do dado e permitir extrair maiores informações geológicas da imagem. Foram utilizados dois atributos sísmicos: *Instantaneous Phase*, que auxiliou na identificação de discordâncias e Envelope, que auxiliou na identificação dos padrões de sismofácies paralelas regular, subparalelas e paralelas onduladas, expressão sísmica característica dos estratos de bacias intracratônicas.

Uma vez condicionados, realizou-se a integração entre os dados sísmicos e de poços através do processo de amarração poço-sísmica. Como os dados sísmicos analisados encontram-se em escala vertical de tempo duplo (*Two Way Time – TWT*) e os dados de poços em profundidade (metros), para esta etapa de integração foi necessário elaborar *pseudo-checkshots*, já que os poços não possuem *checkshots* disponíveis, a fim de determinar o tempo de trânsito da onda sísmica em relação à profundidade das Formações contidas no poço. O *pseudo-checkshot* e os perfis sônico (DT) e de densidade (RHOB) são os dados de entrada para a criação do sismograma sintético (Figura Q), que por sua vez, é o primeiro passo do processo da amarração poço-sísmica.

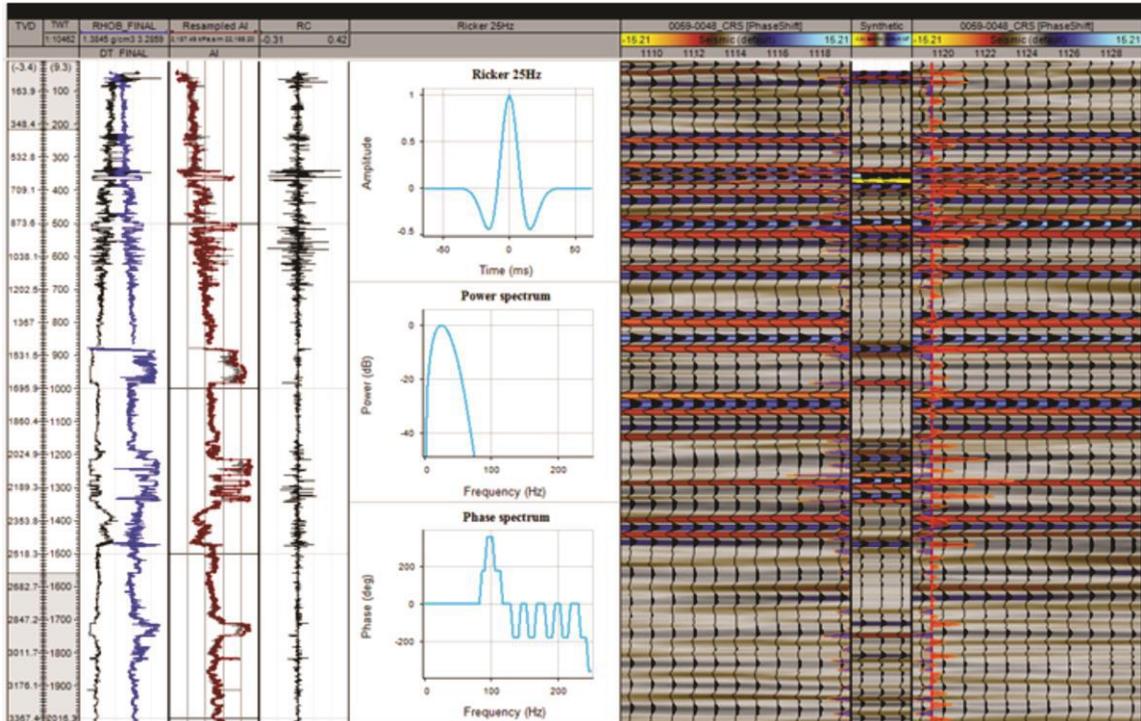


Figura 18: Pannel de correlação dos domínios tempo (sísmica) e profundidade (poço). Sismograma sintético do poço 2-CP-1- MA.

Para realizar o ajuste fino do sismograma sintético, relacionou-se as eletrofácies dos perfis de raios gama (RG) referentes a cada Formação identificados a partir da correlação dos poços aos padrões de sismofácies e variações do contraste de impedância acústica dos refletores sísmicos, o que possibilitou transferir as informações litoestratigráficas presentes nos poços às seções sísmicas por meio do processo de amarração (*Seismic - Well Tie*; Figura 19). Para facilitar o processo de amarração dos poços à sísmica, a presença de anidritas e soleiras de diabásio também foram levadas em consideração, uma vez que apresentam características específicas tanto na sísmica quanto nos poços. Na sísmica, devido ao alto contraste de impedância acústica e boa continuidade lateral por praticamente toda a área estudada, tornam-se excelentes refletores enquanto nos perfis de raios gama apresentam, caracteristicamente, valores muito baixos, o que proporciona fácil reconhecimento. Entretanto, em relação ao mapeamento sísmico, as soleiras não se prestam como marco de referência devido às suas descontinuidades e mudanças de níveis (saltos), enquanto as

anidritas, pelos motivos supracitados, constituem horizontes-guia primordiais para este trabalho.

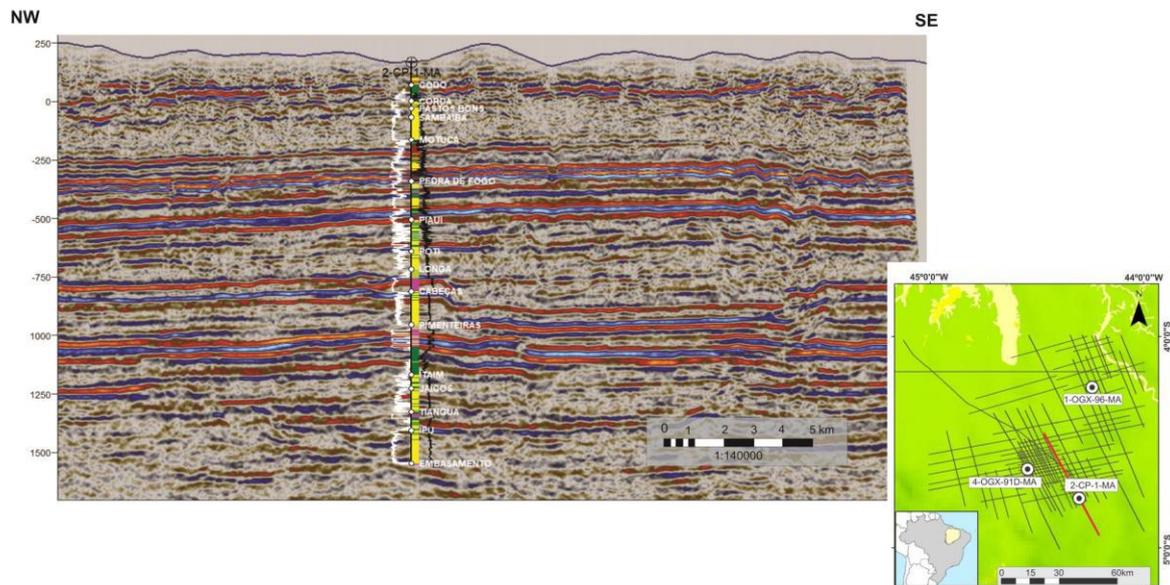


Figura 19: Amarração do poço 2-CP-1-MA à linha sísmica: transposição das informações litológicas do poço para a imagem sísmica. Mapa de localização das linhas interpretadas neste trabalho com destaque em vermelho para a seção sísmica da figura.

As principais sismofácies e critérios elétricos observados que deram suporte à interpretação e mapeamento sísmico de cada formação são descritos abaixo (Figura 20):

- **Formação Codó:** o topo da Formação Codó é de difícil identificação na sísmica uma vez que o contraste de impedância entre ela e a Formação Itapecuru, sobrejacente, é muito baixo, porém, a ocorrência de intercalações entre folhelhos, anidritas e carbonatos produziu um horizonte sísmico, interno à formação, de forte amplitude e, conseqüentemente, fácil rastreamento em toda a área analisada neste trabalho. A base da Formação Codó, que é o horizonte – chave deste trabalho, apesar de não ser tão evidente quanto o horizonte reportado acima, possui estreita relação geométrica com este, estando, normalmente, posicionado um pulso sísmico abaixo do mesmo. O padrão de eletrofácies da Formação Codó, em perfis de raios

gama é bastante variável em função da grande heterogeneidade de rochas com diferentes propriedades físicas que as compõem, como por exemplo, folhelhos pobres e ricos em matéria orgânica, carbonatos, evaporitos e arenitos;

- **Formação Corda:** como esta formação é composta predominantemente por uma única litologia, arenitos, não existem superfícies internas que permitam reflexões sísmicas, e portanto tem-se uma ausência de horizontes sísmicos internos à formação. Porém, seu topo, como descrito no item acima é marcado, na área do estudo, pelo horizonte da base da Formação Codó. Da mesma forma que em sísmica, devido à monotonia litológica, o padrão de eletrofácies observados no perfil de raios gama também é monótono, com predominância de valores baixos de raios gama com poucas variações que representam raras variações litológicas da formação;
- **Formação Pastos Bons:** constitui refletores de baixa resolução sísmica que não apresentam boa continuidade lateral ao longo da área estudada devido ao baixo contraste de impedância acústica. Assim como a Formação Corda, apresenta nos poços padrão de RG irregular devido às intercalações entre arenitos e folhelhos;
- **Formação Sambaíba:** Por ser uma formação monolitológica (arenitos) apresenta padrão de sismofácies sem claras e contínuas reflexões internas (sismofácies cega). O padrão de eletrofácies observado no perfil de raios gama é semelhante ao da Formação Corda, porém, com menos variações dando-lhe a característica do padrão em “caixa”, como definido por Rider (2004); –
- **Formação Motuca:** constitui refletores de alta impedância acústica em virtude da presença de rochas como anidritas e silexites, apresentando boa continuidade lateral ao longo da área estudada com padrão de sismofácies paralelas e subparalelas. Sua

base é marcada pela presença de anidrita. Nos poços, apresenta padrão de RG irregular;

- **Formação Pedra de Fogo:** Em virtude da presença de rochas como anidritas e soleiras de diabásio que a intrudem, constitui refletores de alta impedância acústica. Possui boa continuidade lateral ao longo da área estudada e padrão de sismofácies paralelas e subparalelas. Seu topo é de fácil reconhecimento devido ao notável aumento do valor de RG em relação à anidrita da base da Formação Motuca; Apresenta padrão irregular nos perfis de RG.

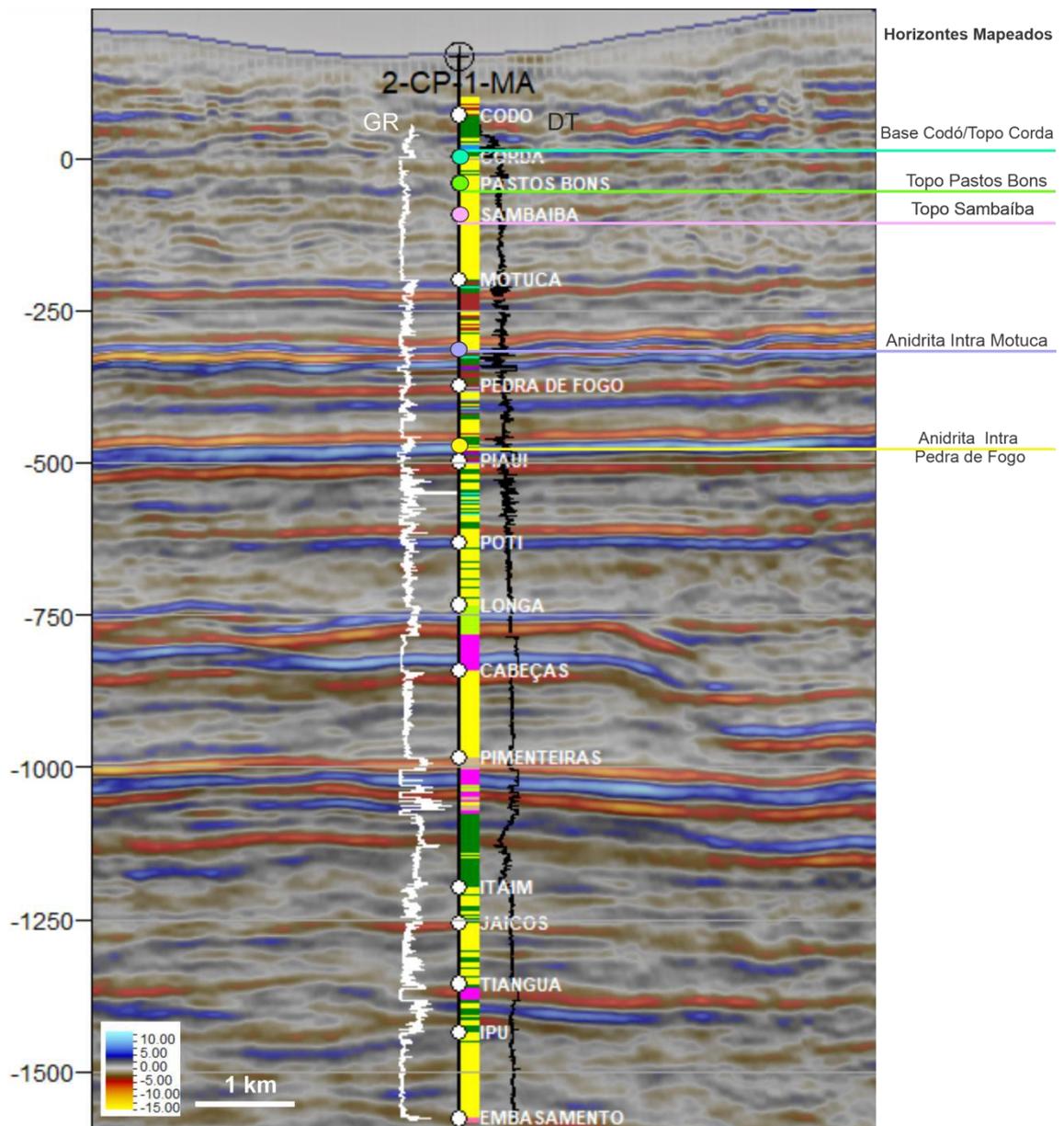


Figura 20: Relação entre as eletrofácies do perfil de GR com as sismofácies das Formações identificadas.

Dessa forma, foi possível mapear os horizontes sísmicos chave da bacia e a partir do mapeamento, confeccionar o mapa de contorno topográfico da superfície de interesse do estudo.

Os conceitos de polaridade do dado sísmico, amarração poço-sísmica e atributos sísmicos são explicados nos tópicos a seguir.

4.2.1. Polaridade do dado sísmico

A polaridade pode ser entendida como o sinal sísmico (Carvalho, 2008), que nada mais é do que a representação da refletividade da subsuperfície. A refletividade pode ser positiva ou negativa e está diretamente relacionada ao contraste de impedância acústica das rochas. Uma vez positiva, indica transição de um meio de menor impedância acústica para um meio de maior impedância acústica (aumento da impedância). Quando negativa, indica o oposto (diminuição da impedância).

Existem dois padrões de polaridade definidos pelo comitê da Sociedade de Geofísicos de Exploração (SEG): SEG e Americano. Segundo Simm & Bacon (2014), no padrão SEG, também chamado de SEG invertido ou padrão europeu, a refletividade positiva é representada por uma calha (*Negative Standard Polarity*) enquanto no padrão Americano, ou SEG normal, a refletividade positiva é representada por um pico (*Positive Standard Polarity*). Em relação às cores dos refletores, geralmente adota-se a calha no refletor vermelho e o pico no refletor azul (Figura 21).

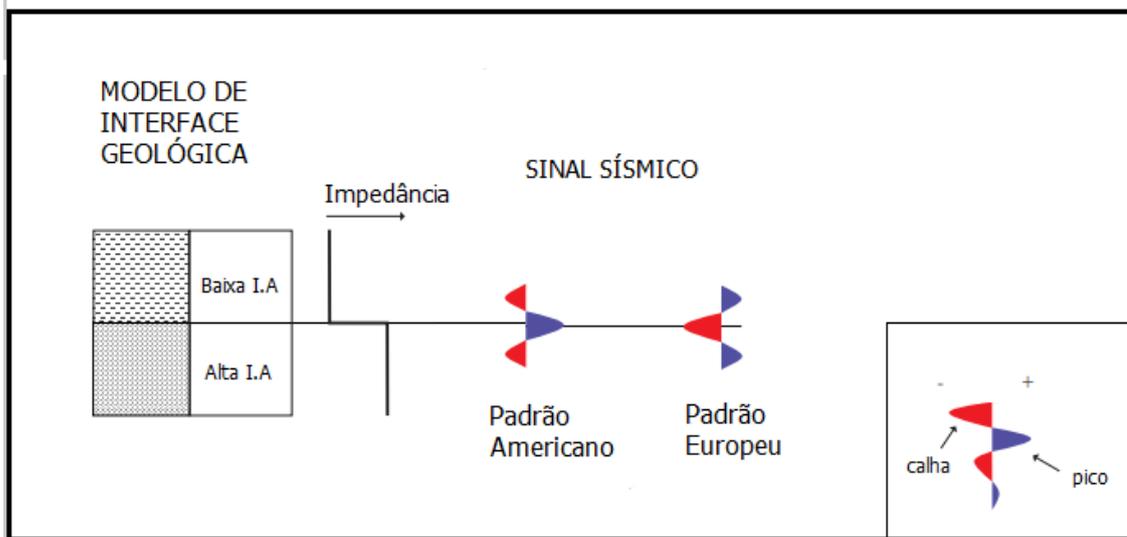


Figura 21: Padrões de polaridade sísmica. Fonte: modificado de Simm & Bacon (2014).

Convencionalmente, adota-se um dos padrões para dar início à etapa de interpretação sísmica, o que auxilia a sensibilidade do intérprete em compreender a disposição das rochas e representar essa compreensão através do mapeamento dos horizontes corretos, o que será confirmado pela etapa de amarração poço-sísmica. Na Petrobrás, por exemplo, adota-se o mesmo padrão utilizado neste trabalho: o padrão americano.

4.2.2. Amarração poço – sísmica

Enquanto a sísmica conduz a uma estimativa da estrutura e composição das rochas através de medidas físicas, os poços inferem diretamente as propriedades petrofísicas e a história geológica das rochas através dos testemunhos. Visto isso, executar a integração entre os dados sísmicos e de poços torna-se imprescindível para investigar e conhecer as estruturas e camadas geológicas da subsuperfície, o que faz da amarração poço-sísmica uma das etapas mais importantes e complexas do processo de interpretação.

Os dados sísmicos utilizados neste trabalho estão em tempo duplo (*Two Way Time – TWT*) e os dados de poços, em profundidade (metros). Uma vez que matematicamente não se pode correlacionar grandezas diferentes, a amarração poço-sísmica consiste em transformar o dado em profundidade para tempo. Para esta transformação, utiliza-se a relação profundidade-

tempo obtida pelo *checkshot* ou *pseudo-checkshot* e, para ajustá-la, gera-se um sismograma sintético.

O sismograma sintético é gerado artificialmente no *software* e de forma simples, pode ser considerado como a convolução do pulso sísmico de uma fonte hipotética com o coeficiente de reflexão que representa o contraste de impedâncias acústicas das camadas geológicas (Kearey *et al.*, 2009). O coeficiente de reflexão é obtido através dos perfis geofísicos sônico (DT) e densidade (RHOB), utilizados no processo de construção do sintético. A resposta sísmica da sucessão estratigráfica do poço permite o ajuste da correlação do poço à sísmica, pois possibilita a correlação das variações de amplitude positiva e negativa do sismograma gerado.

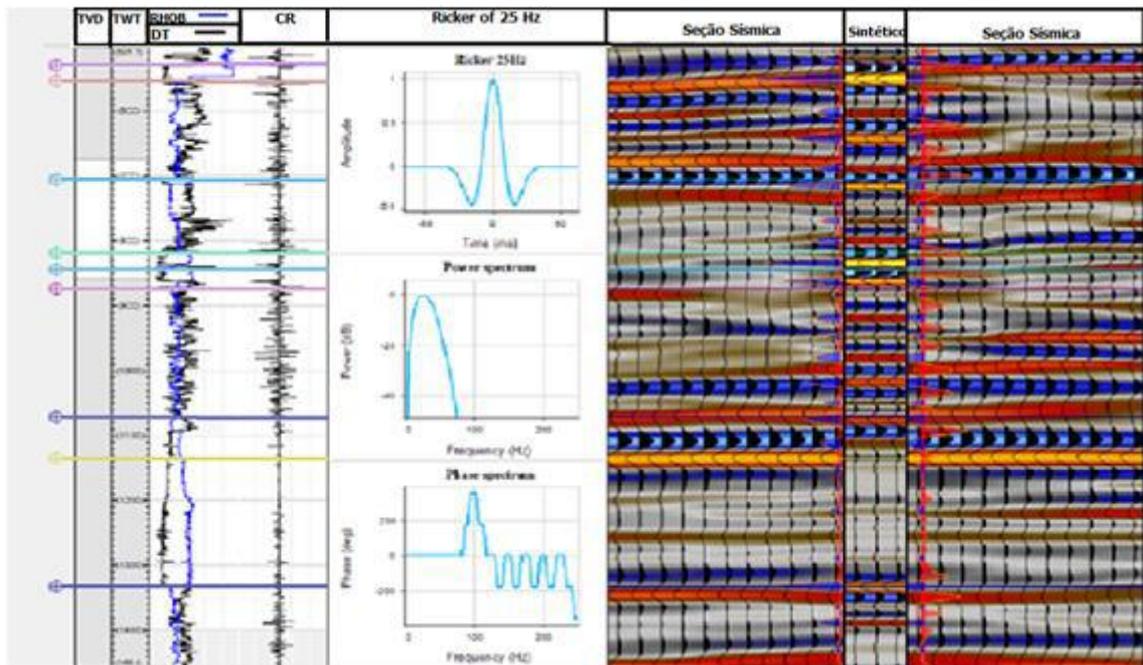


Figura 22: Painel de correlação dos domínios tempo (sísmica) e profundidade (poço). Amarração do Poço 4 - OGX – 91D – MA. O coeficiente de reflexão é gerado a partir dos perfis de densidade (RHOB) e sônico (DT) e, quando convolvido com uma *wavelet*, origina o sismograma sintético.

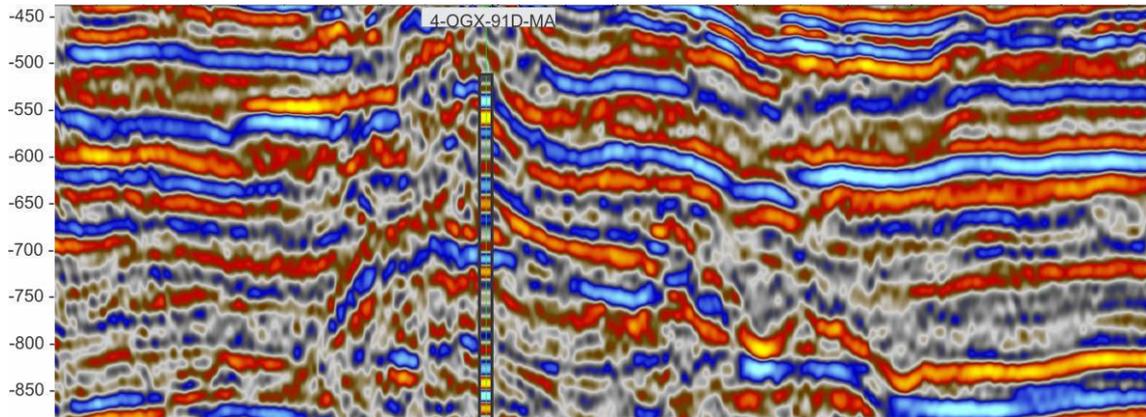


Figura 23: Sismograma sintético na sísmica. Amarração do poço 4 – OGX – 91D – MA à linha sísmica reprocessada LIMA_CAMPOS_0303_183.

Dessa forma, “amarrar o poço” nada mais é do que correlacionar o tempo de propagação da onda às profundidades das camadas geológicas e trata-se de um processo fundamental para atribuir valor geológico aos horizontes sísmicos.

4.2.3. Atributos Sísmicos

Segundo Chopra & Marfut (2005), atributo sísmico é uma medida qualquer derivada de uma característica da sísmica que realça visualmente ou quantitativamente feições de interesse para interpretação. Assim, auxiliam o intérprete a extrair maior quantidade de informações do dado sísmico, uma vez que revelam características que não são facilmente observadas no dado sísmico bruto.

Brown (2001) propõe a divisão dos atributos sísmicos em quatro categorias as quais relacionam-se às informações fundamentais do dado sísmico: tempo, amplitude, frequência e atenuação. Das quatro categorias, o autor destaca as três primeiras: os atributos derivados do tempo ajudam a diferenciar detalhes estruturais enquanto atributos que derivam das informações de amplitude e frequência ajudam a diferenciar detalhes estratigráficos.

Taner *et al.*, (1994) dividem os atributos sísmicos em dois tipos de acordo com o parâmetro que se deseja realçar: geométricos e físicos. Os atributos sísmicos geométricos realçam os parâmetros geométricos do dado sísmico, como *dip*, azimute e continuidade e, desse modo, são muito utilizados para realçar falhas e dobras. Já os atributos físicos realçam

os parâmetros físicos da subsuperfície, como as variações de amplitude e frequência, sendo mais utilizados para realçar padrões de sismofácies, por exemplo.

O atributo Envelope realça principalmente o contraste de impedância acústica, portanto a refletividade (Schlumberger, 2013). Neste trabalho, mostrou-se eficiente para diferenciar sismofácies e desse modo, ajudar a inferir os limites entre os depósitos (Figura 24). Já o atributo *Instantaneous Phase* realça a continuidade/descontinuidade das reflexões fornecendo um caminho para que eventos fracos e fortes apareçam em equilíbrio (Meneses, 2010 *apud* Baroni, 2016) e na elaboração deste trabalho mostrou-se eficiente para realçar discordâncias e ajudar a interpretar corretamente o padrão de terminação dos refletores sísmicos (Figura 25).

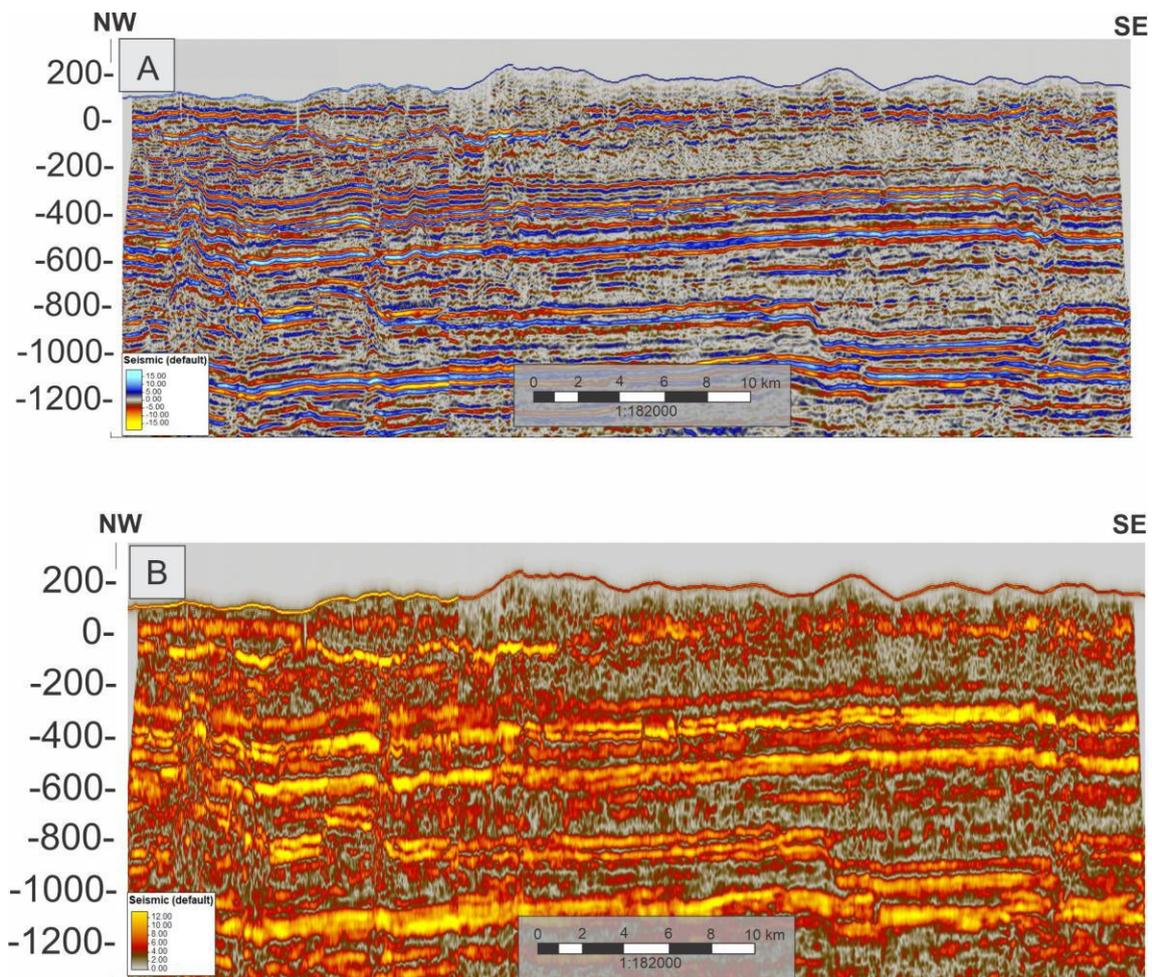


Figura 24: Estudo do atributo sísmico Envelope. (A): Linha sísmica em seção de amplitude; (B) Mesma linha sísmica com atributo Envelope aplicado. Nota-se as sismofácies realçadas.

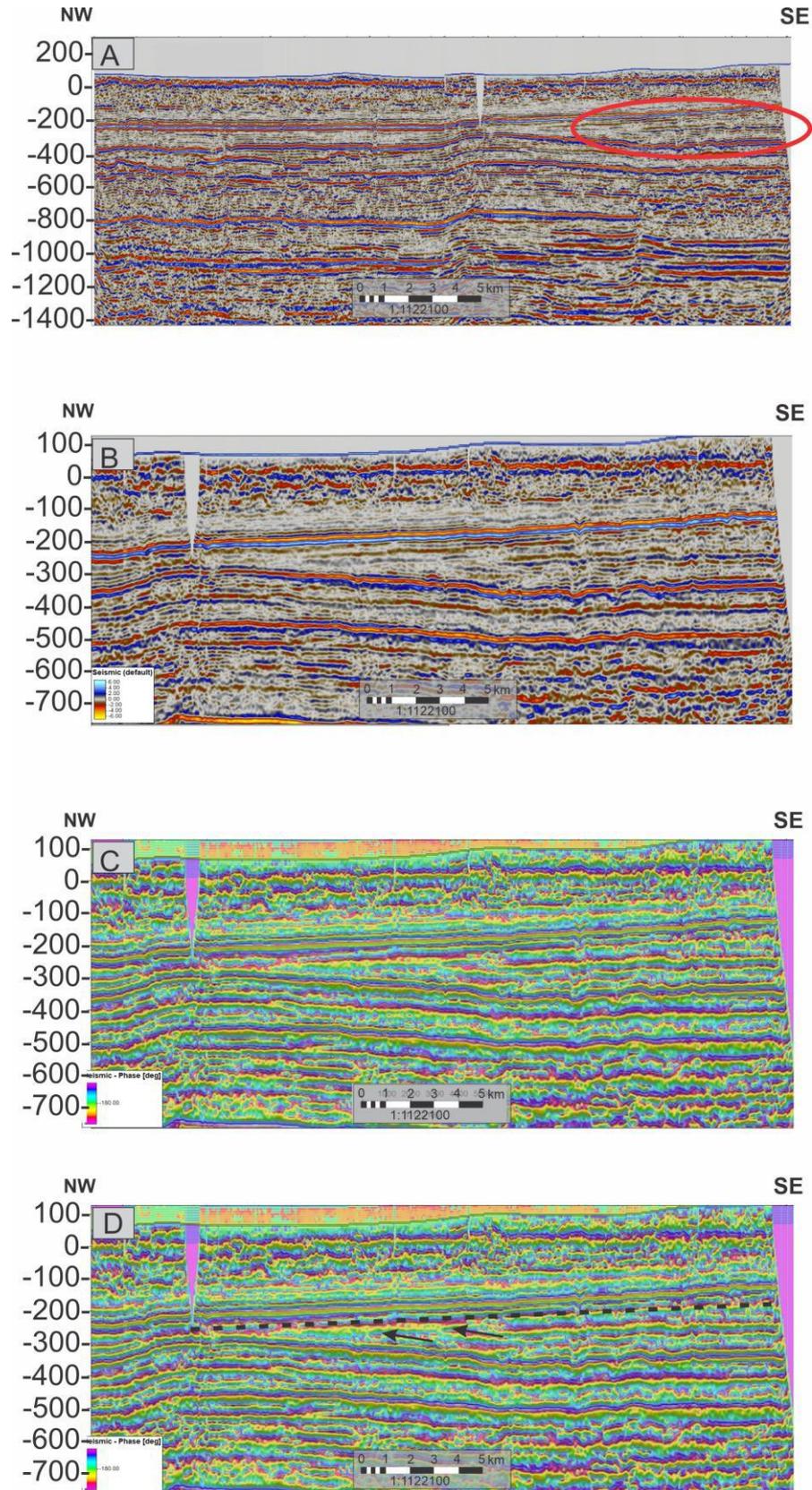


Figura 25: Estudo do atributo sísmico *Instantaneous Phase*. (A) *Composite line* com área a se realçar destacada em vermelho; (B) Área de interesse destacada em detalhe; (C) Atributo *Instantaneous Phase* aplicado. Nota-se a continuidade das reflexões sísmicas realçadas pelo atributo; (D) realce da discordância destacada pela linha tracejada. As setas indicam truncamento erosivo.

4.2.4. Conversão tempo x profundidade

É sabido que para uma interpretação geológica mais refinada de dados sísmicos usa-se fazer a conversão do dado de tempo sísmico duplo (TWT) para profundidade, porém, a não execução desta etapa não inviabiliza a interpretação. Este procedimento não foi feito neste trabalho pelos motivos expostos a seguir:

- 1- Este é um trabalho de graduação (Iniciação Científica/TCC), portanto com limitação de tempo para sua execução;
- 2- Este é um trabalho do curso de graduação em Geologia, não em Geofísica, portanto, não é fornecido ao aluno, no curso, embasamento teórico necessário para execução desta tarefa.
- 3- A variação entre o dado em tempo sísmico duplo e em profundidade em aquisições terrestres não é tão significativa quanto em aquisições marinhas. Isso se deve ao fato de que em terra não existe a “camada” de água, a qual possui velocidade sísmica muito distinta daquela das rochas e que varia de profundidade lateralmente provocando grande distorção no posicionamento vertical dos refletores sísmicos das camadas de rochas em subsuperfície.
- 4- Por fim, é sabido que apesar da conversão de tempo para profundidade do dado sísmico ser importante para a interpretação geológica, ela traz consigo uma dose de subjetividade interpretativa decorrente da intervenção do intérprete na operação. Este fator negativo não existe no dado em tempo sísmico duplo.

Devido a estes fatores optou-se por se fazer as interpretações geológicas no dado sísmico em tempo duplo considerando que o mesmo atende aos objetivos estabelecidos por esta pesquisa. Em situações que foram necessárias uma interpretação quantitativa de profundidades isso foi feito estimando-se a velocidade sísmica em função de valores médios aproximados de situações geológicas análogas.

5. RESULTADOS

5.1. Horizontes Sísmicos Mapeados

Após a correlação entre os dados sísmicos e de poços, foram mapeados os horizontes sísmicos referentes à base da Formação Codó/topo da Formação Corda, topo da Formação Pastos Bons, topo da Formação Sambaíba, topo da Anidrita intra-Formação Motuca e topo da anidrita intra- Formação Pedra de Fogo (Figura 26). Vale salientar que embora o foco deste trabalho seja analisar e interpretar a base da Formação Codó/Topo da Formação Corda (Aptiano), a identificação das demais formações foi importante para compreensão do contexto da evolução tectono - sedimentar da bacia nos momentos que precedem o Aptiano.

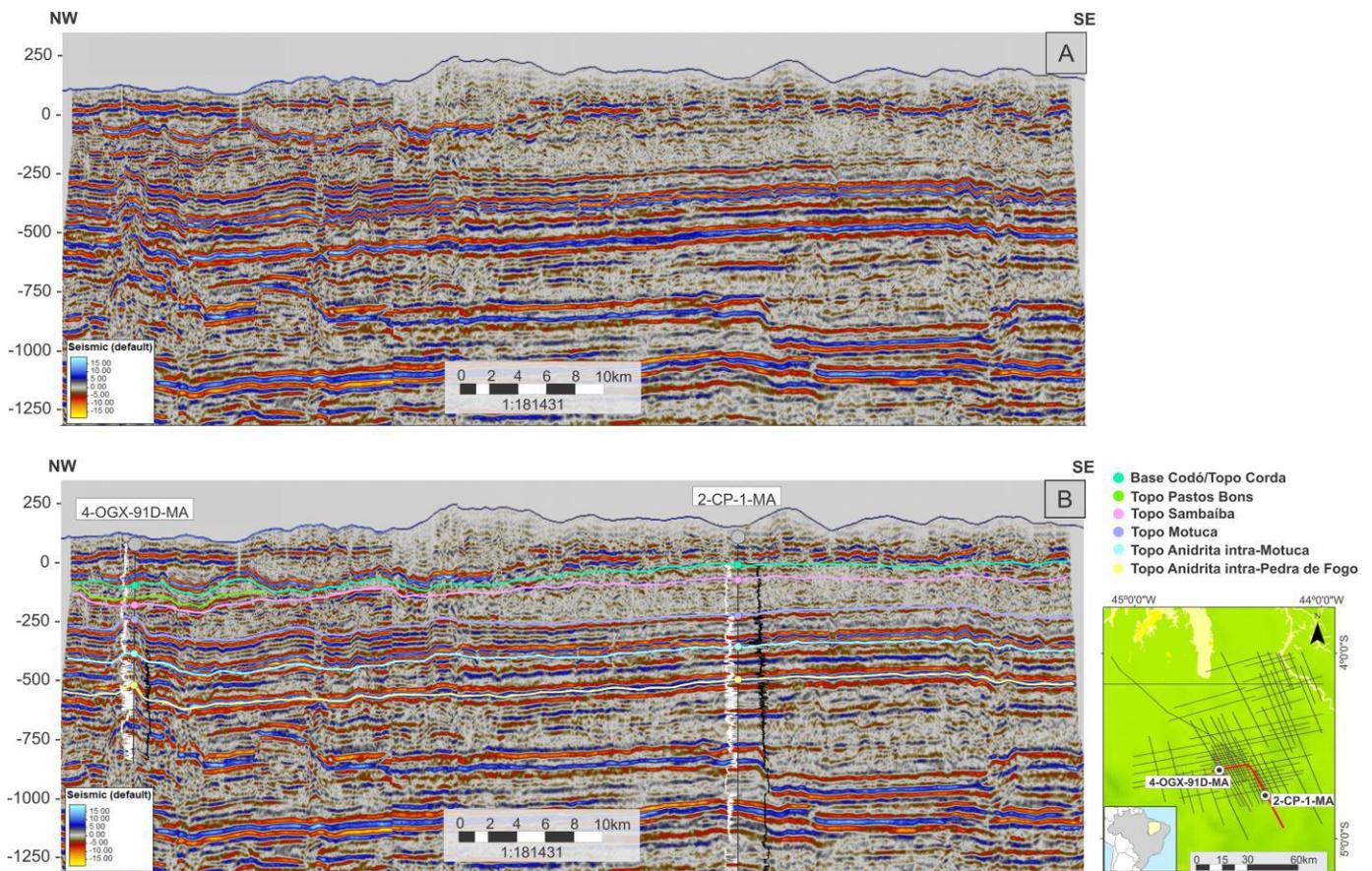


Figura 26: (A) Seção sísmica composta por fragmentos de linhas sísmicas (não interpretada) para conectarem dois dos três poços usados neste trabalho; (B) Mesma seção sísmica com os

horizontes interpretados (legendas de cores na figura) e poços “amarrados”. Quadro branco no canto inferior esquerdo com escala de variação de amplitude da linha sísmica. Mapa de localização das linhas interpretadas neste trabalho com destaque em vermelho para a seção sísmica da figura.

5.2. Interpretação Sísmica – Base da Formação Codó/topo da Formação Corda

A partir da análise dos padrões de continuação e terminações de refletores sísmicos foi possível interpretar o horizonte relacionado à base da Formação Codó/topo da Formação Corda como uma superfície erosiva. As seções sísmicas mostradas nas figuras subsequentes expõem claramente o padrão de continuidade do horizonte que representa a base da Formação Codó (assim interpretado em função da amarração do poço à sísmica) e o padrão de terminação dos horizontes sísmicos abaixo deste, os quais são seccionados por aquele caracterizando, de acordo com a definição de Mitchum *et al.*, (1977b) um truncamento erosivo (Figura 27).

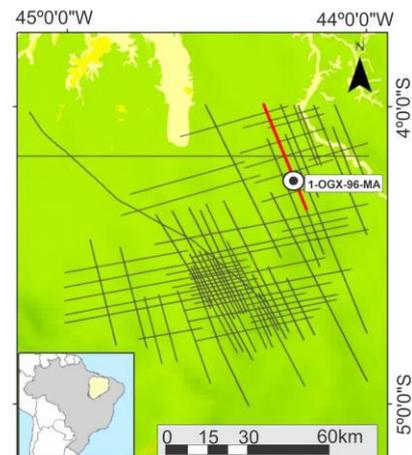
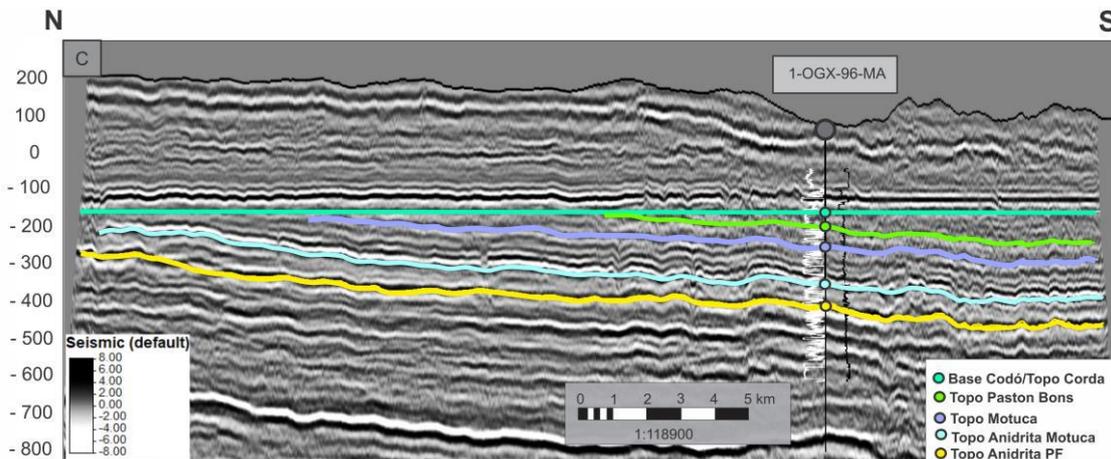
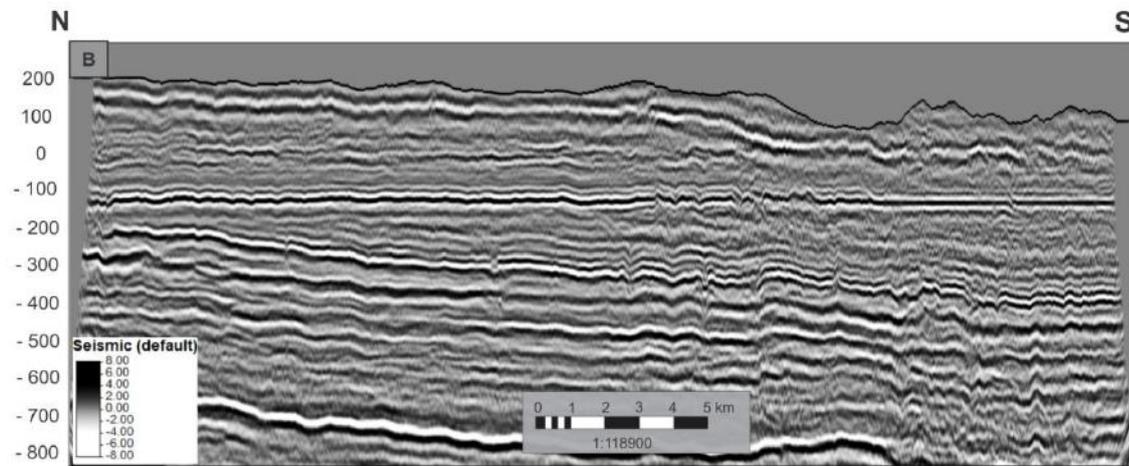
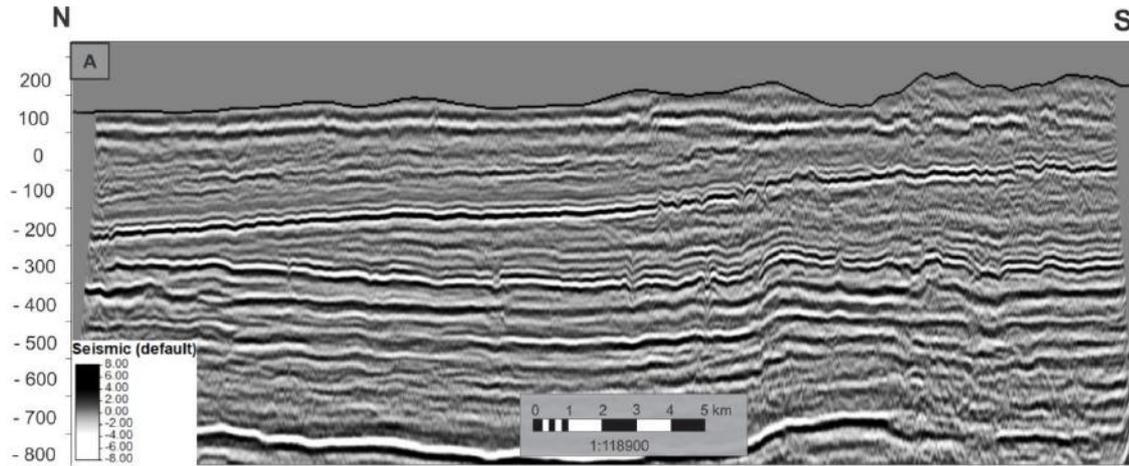


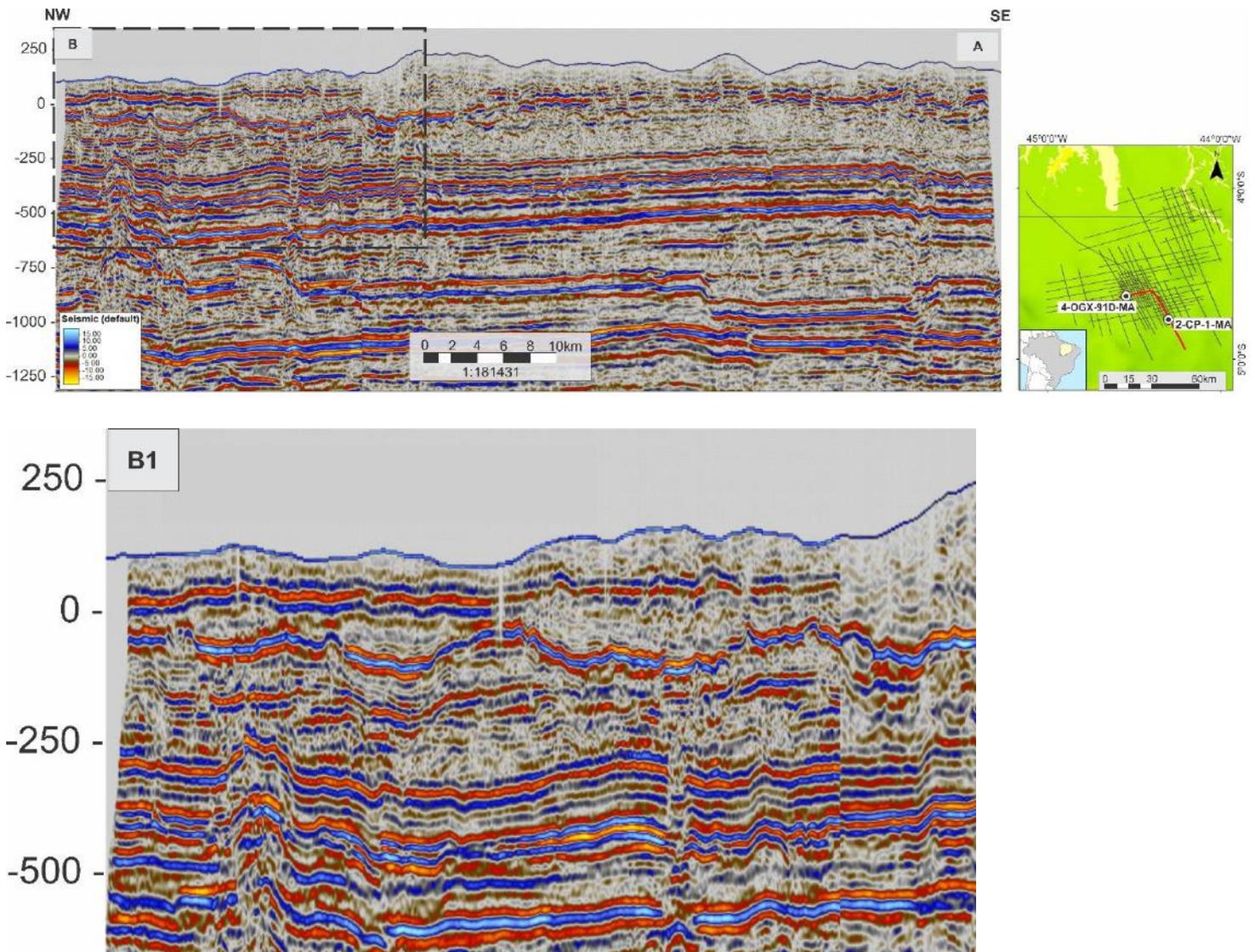
Figura 27: Horizonte base Fm. Codó/topo Fm. Corda interpretado como discordância erosiva. (A): Linha 0303_0162 não interpretada; (B) Mesma linha sísmica não interpretada, mas, horizontalizada na base da Formação Codó; (C) Mesma seção sísmica horizontalizada, com horizontes sísmicos interpretados e com o terceiro poço utilizado neste trabalho “amarrado”. Legenda de cor dos horizontes na figura. Caixa branca no canto inferior esquerdo das seções sísmicas com escala de variação de amplitude. Mapa de localização das linhas sísmicas interpretadas neste trabalho com a seção sísmica da figura destacada em vermelho.

A linha sísmica mostrada na figura 27 possui orientação NNW-SSE. Na seção não horizontalizada vê-se que o horizonte sísmico da base da Formação Codó possui padrão geométrico linear mergulhando para o hemisfério norte. Como os horizontes sísmicos abaixo deste estão paralelos entre si e são truncados pelo horizonte em questão pode-se afirmar que tal horizonte representa uma superfície erosiva. Na figura 28, em sua extremidade esquerda (mostrada em detalhe nos quadros B1, B2 e B3), nota-se que o padrão geométrico do horizonte que representa a base da Formação Codó é completamente diferente daquele mostrado na figura 27, ou seja, ao invés de linear, como aquele, este é ondulado, porém, como os horizontes sísmicos abaixo deste não obedecem ao mesmo padrão de horizontalização, o que evidenciaria dobramento, e como é possível identificar terminações em truncamento abaixo deste horizonte e em *onlap* acima do mesmo, também aqui pode-se interpretar a base da Formação Codó como uma superfície erosiva, como já se havia interpretado na figura 27.

A seção sísmica na figura 28 é uma seção composta por fragmentos de diferentes linhas sísmicas. A porção mais à esquerda, destacada nos quadros B1, B2 e B3, possui direção W-E, quase ortogonal às outras linhas sísmicas desta seção composta e também da linha sísmica da figura 27. Este padrão da superfície erosiva, qual seja, linear na direção N-S e ondulado na direção W-E permite a interpretação de que o paleotransporte deposicional da época era de sul para norte, ou seja, esta seria a direção *dip* da bacia, enquanto que a direção *strike* seria W-E.

A figura 29 mostra outra seção sísmica composta por vários fragmentos de linhas sísmicas com o objetivo de conectar os três poços analisados neste trabalho dando robustez à interpretação geológica das unidades litoestratigráficas mapeadas, e também conectar a porção sul da área de estudo com a porção norte. O terço mais à esquerda da figura 29 mostra dois segmentos de linhas sísmicas. Na extrema esquerda um segmento N-S seguido por um segmento ortogonal de direção W-E. Este segmento, que é o mesmo destacado nos quadros B1, B2 e B3 da figura 28 mostra a base da Formação Codó com padrão ondulado, enquanto os

outros segmentos, preferencialmente de direção N-S, com padrão linear. Isso mostra que, além da localização geográfica (mais para o norte, ou mais para o sul da área estudada), dependendo do sentido de posicionamento das linhas sísmicas, *strike* ou *dip*, ao sentido do paleotransporte sedimentar, o padrão geométrico da superfície erosiva também será diferente. A discussão sobre esta observação será feita mais à frente.



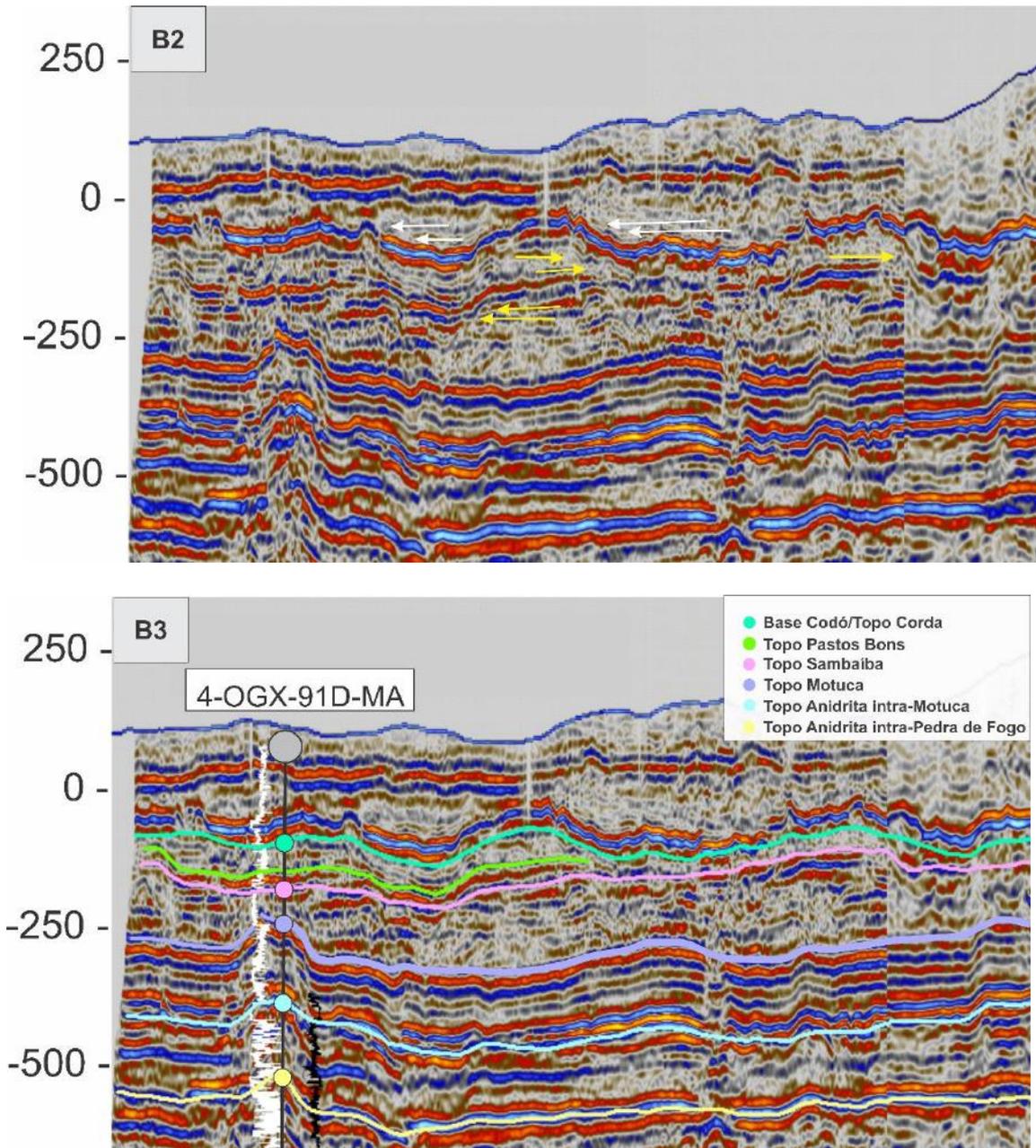


Figura 28: Interpretação sísmica do horizonte referente à base Codó/topo Corda em detalhe. (A) *Composite line*, sem interpretação, com a área analisada em destaque (B). Mapa de localização das linhas sísmicas interpretadas neste trabalho com a seção sísmica da figura destacada em vermelho; (B1) Área de análise destacada, sem interpretação; (B2) Terminação dos refletores na área de análise destacada. Setas amarelas indicam truncamento erosivo e setas brancas indicam *onlap*; (B3) Área de análise destacada, agora mapeada e com o poço 4-OGX-91D-MA “amarrado”. Legenda de cor dos horizontes na figura.

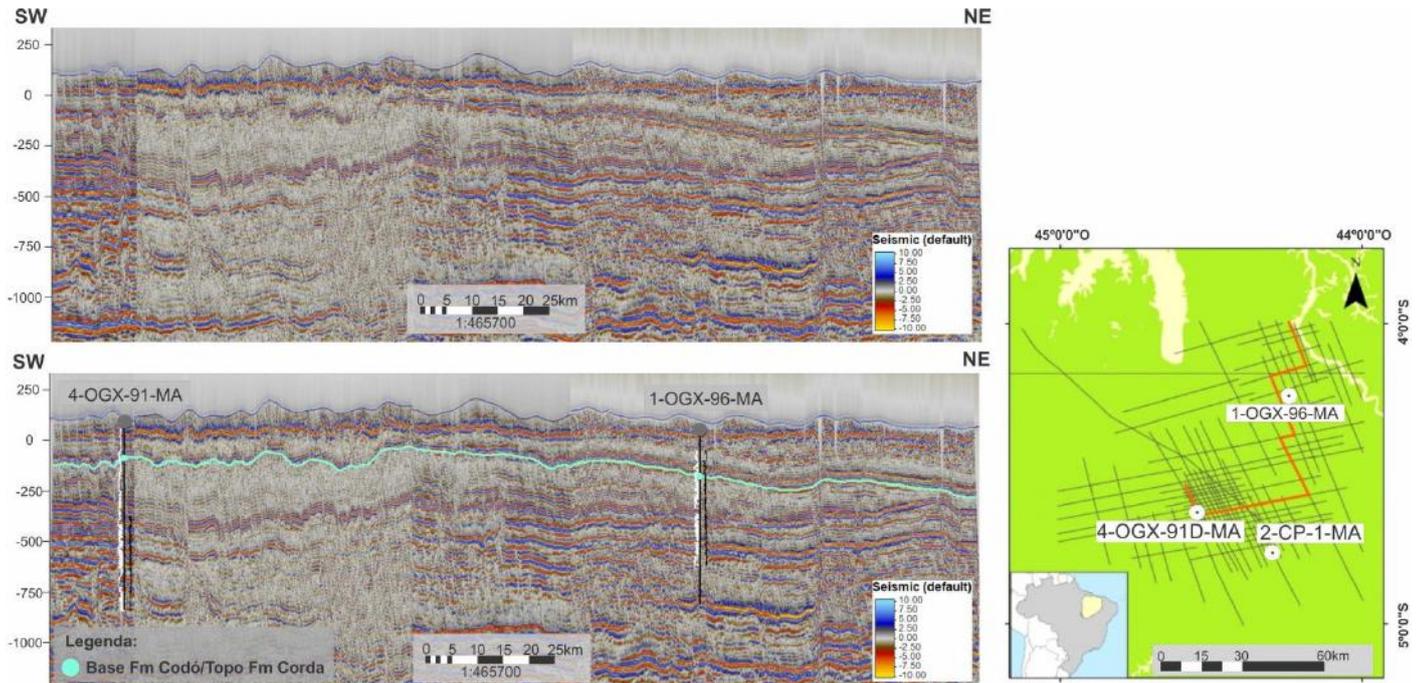


Figura 29: Base Fm. Codó/Topo Fm. Corda com variação morfológica evidente. *Composite line* SW-NE com os poços 4-OGX-91D-MA “amarrado” e 1-OGX-96-MA projetado. Legenda de cor dos horizontes na figura. Mapa de localização das linhas sísmicas interpretadas neste trabalho com a seção sísmica da figura destacada em vermelho.

5.3. O Mapa de Contorno da base da Fm. Codó no tempo presente

A partir da interpolação do horizonte sísmico referente à base da Formação Codó/topo da Formação Corda mapeado nas 63 seções sísmicas que compõem o banco de dados deste trabalho, foi gerado um mapa de contorno topográfico em tempo sísmico para esse horizonte com o intuito de visualizar tridimensionalmente a superfície em questão e assim, analisar e interpretar sua paleogeomorfologia (Figura 30).

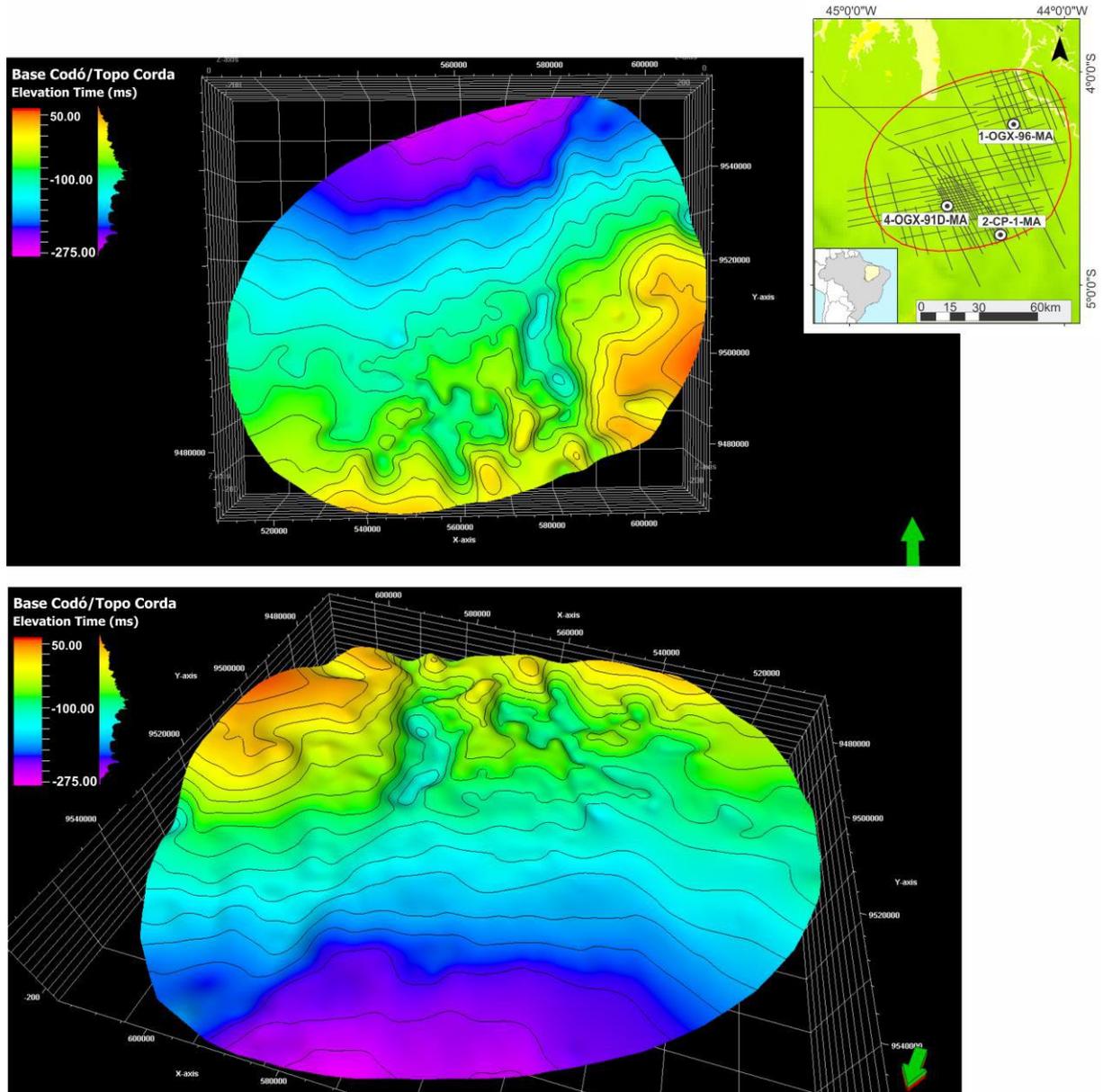


Figura 30: Mapa de contorno topográfico em tempo sísmico da superfície referente à base da Fm Codó/topo da Fm. Corda em dois ângulos de visada. A seta verde indica a posição do norte geográfico. Na legenda, cores mais quentes indicam áreas mais elevadas enquanto cores mais frias indicam áreas mais baixas.

6. DISCUSSÃO

Conforme postulado na introdução deste trabalho, seu objetivo principal é tentar responder duas questões: (1) Qual o cenário paleogeomorfológico da superfície que recebeu a deposição da Fm. Codó na área analisada?; (2) Como a deposição da Fm. Codó evoluiu no tempo geológico, na área analisada? As respostas para estas duas questões serão apresentadas nos dois itens de discussões abordados a seguir.

6.1. Análise Paleogeomorfológica da superfície da base da Fm. Codó

O mapa de contorno topográfico, em tempo sísmico duplo, mostrado na figura 30, apresenta áreas mais elevadas, indicadas pelas cores mais quentes e áreas mais baixas, indicadas pelas cores mais frias na escala de milissegundos (ms). A diferença máxima entre a área mais elevada e a mais baixa é de 200 ms. Considerando uma velocidade sísmica média para a profundidade e para o tipo de rochas presentes de 2500 m/s (metros por segundo), o diferencial topográfico máximo seria de aproximadamente 250 m (metros).

A interpretação sísmica por si só não permite uma análise de paleoambientes no *strictu sensu*, porém, a paleogeomorfologia de uma determinada superfície revelada por mapas sísmicos pode sim sugerir ambientes geológicos no *lato sensu*. O mapa paleogeomorfológico da superfície da base da Formação Codó apresentado neste trabalho revela duas áreas com características geomorfológicas bem distintas.

A metade sul da área analisada mostra uma variação topográfica mais intensa que a metade norte, como já havia sido mostrado nas seções sísmicas no tópico dos Resultados. Também é possível identificar um padrão de alinhamento entre altos e baixos na porção sul, qual seja, os mesmos possuem direção preferencial, grosso modo, N-S. No tópico dos resultados, também foi demonstrado, através da análise do padrão dos refletores sísmicos que a superfície da base da Formação Codó, pode ser interpretada como uma superfície erosiva.

Considerando as premissas acima, é factível inferir que os baixos alinhados na direção N-S no mapa de contorno topográfico são vales escavados em uma região topograficamente mais elevada que o restante da área analisada neste trabalho, a qual pode ser interpretada como uma região de planalto.

O alinhamento N-S dos vales revelado no mapa da superfície da base da Formação Codó mostra padrão de elevação para o sul, fato que corrobora a interpretação feita anteriormente sobre o sentido do paleotransporte sedimentar de sul para norte.

A porção norte da área estudada, diferentemente da porção sul, constitui-se como uma superfície com topografia mais aplainada sem grandes incisões e que mergulha suavemente para o norte. Esta observação sugere duas possibilidades:

- 1) Essa área, apesar de exposta subaereamente, por um longo tempo, era uma região de planície cortada por sistemas fluviais os quais estão abaixo da resolução vertical da sísmica (cerca de 30 metros), portanto, não são registrados pela mesma;
- 2) Essa área esteve protegida da erosão a maior parte do tempo, portanto, abaixo do nível de base da bacia durante este período.

Como descrito no tópico da revisão bibliográfica feita sobre a Bacia do Parnaíba, a Formação Corda, a qual segundo a “amarração” dos poços às seções sísmicas interpretadas está sotoposta à Formação Codó na área estudada e, portanto, tem seu topo representado pela superfície paleogeomorfológica em questão, é representada por arenitos cinza-esbranquiçados e avermelhados, finos a grossos, de ambiente continental desértico controlados por sistemas flúvio-lacustres eventualmente retrabalhados por processos eólicos (Góes & Feijó, 1994). Estes tipos de depósitos são mais adequados à hipótese 1, ou seja, à uma planície, exposta, mas sem variação topográfica considerável. O limite entre essas duas áreas, ou seja, planalto

com vales escavados a sul, e planície sem grandes acidentes no relevo a norte, foi marcado em uma curva de nível como mostrado na figura 31.

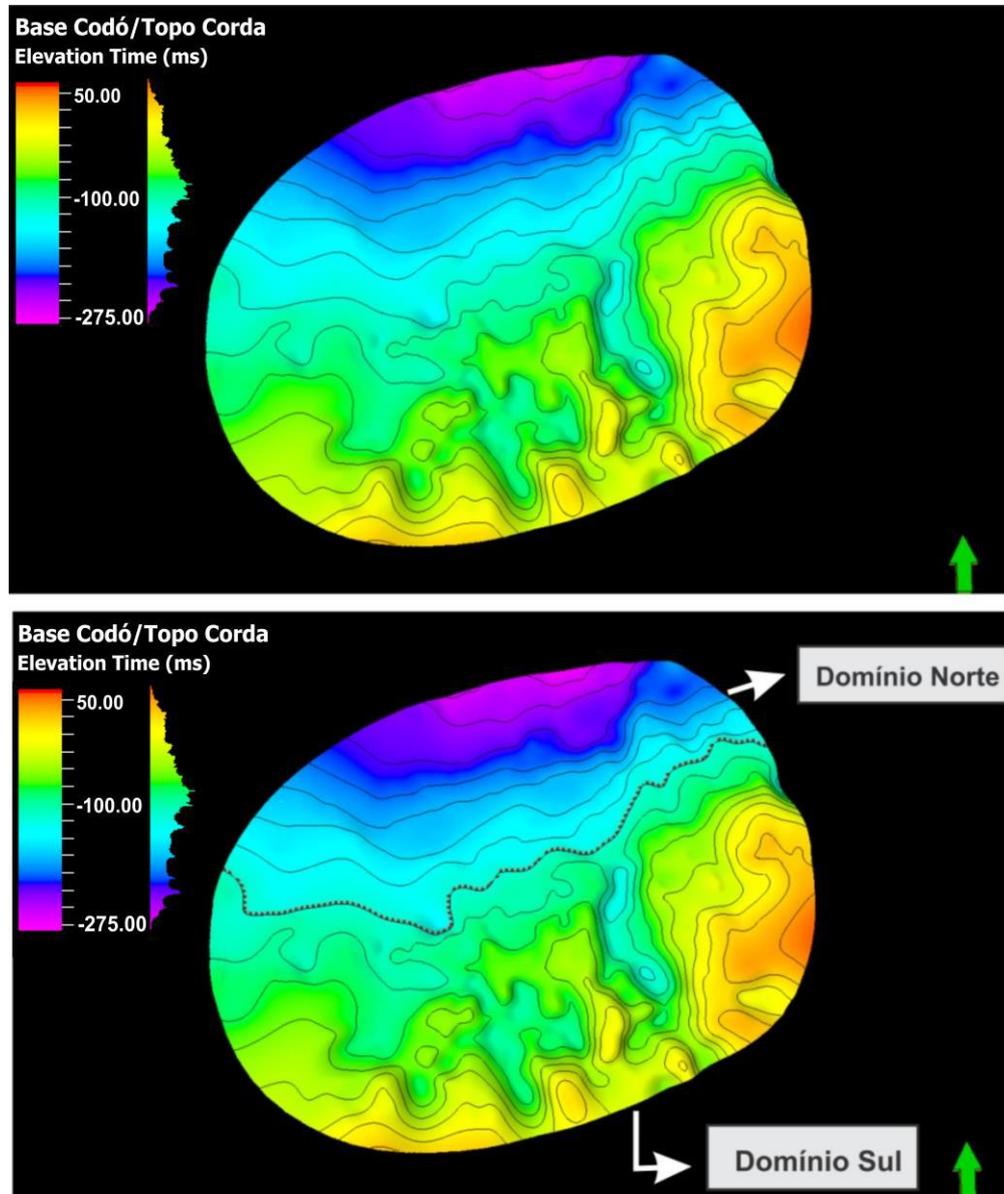


Figura 31: Os dois domínios do mapa de contorno estrutural – norte e sul. Domínio norte, planície e domínio sul, planalto com vales escavados. A linha pontilhada vermelha separa os dois domínios. A seta verde indica a posição do norte geográfico.

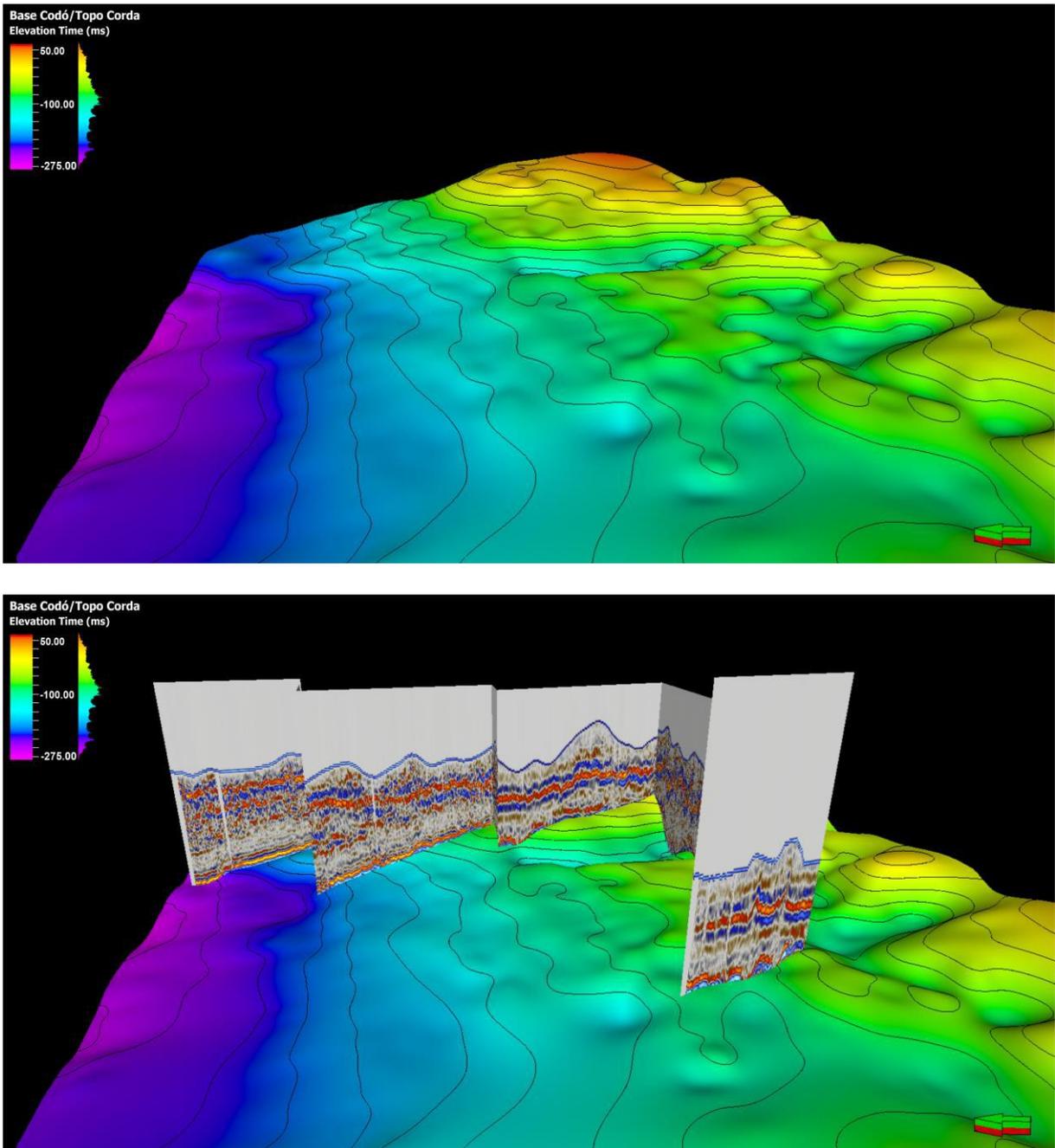


Figura 32: Domínios norte e sul em detalhe. Observa-se a planície limitada a sul pelo planalto com vales escavados. A *composite line* integrada ao mapa é referente à figura 29. A seta verde indica o norte geográfico.

6.2. Modelo de Evolução Tectono-Estratigráfica da Formação Codó

De acordo com a análise e a interpretação da superfície paleogeomorfológica da base da Formação Codó/topo da Formação Corda do caso estudado neste trabalho, a área analisada corresponde a uma borda da bacia sedimentar formada no Aptiano devido a processos tectônicos reportados no tópico das revisões bibliográficas a qual recebeu a Formação Codó. Góes & Feijó (1994), Caputo *et al.*, (2005) e Mendes (2007) indicam que a Formação Codó foi inicialmente depositada a partir de uma transgressão, no Aptiano, em ambiente lacustre. Posteriormente à transgressão, ocorreu regressão provocando raseamento do ambiente lacustre, tornando-o restrito e hipersalino. Danniell Peregrino (comunicação verbal) em trabalho de pesquisa em andamento no âmbito do Projeto Alagoas, sobre Estratigrafia de Sequências feita com base em análise de eletrofácies em perfis geofísicos de poços, identificou três ciclos Transgressivos-Regressivos na Formação Codó, sendo que o primeiro deles foi concluído com o raseamento/aridificação que proporcionou a deposição de anidritas/gipsitas em quase toda a área de ocorrência dos depósitos cretáceos na Bacia do Parnaíba.

Todos os autores citados anteriormente concordam que a Formação Codó foi depositada como decorrência de ciclo(s) Transgressivo(s)-Regressivo(s). A divergência é tão somente no número dos ciclos. O modelo proposto para a evolução da deposição da Formação Codó na área analisada neste trabalho considera tais ciclos, mas, não entra no mérito do número de ciclos. Desta forma, propõe-se que a superfície paleogeomorfológica identificada e interpretada como uma planície limitada por um planalto a sul, foi invadida durante a primeira e mais bem marcada transgressão que permitiu a deposição de sedimentos de mais alta energia que passaram verticalmente para sedimentos de mais baixa energia com o pico da

deposição na superfície de inundação máxima, seguido de regressão que condicionou um raseamento geral da bacia em condições ambientais de aridificação.

A limitação de dados e do escopo deste trabalho não permite uma conclusão, positiva ou negativa, sobre se a(s) transgressão(ões) que facultou(aram) a deposição da Formação Codó ultrapassou(aram) a região de planalto invadindo domínios mais a sul do que a área estudada. Se isso aconteceu, o mais provável é que esta ultrapassagem tenha ocorrido nos ciclos transgressivos mais superiores (considerando a proposta de Peregrino, em preparação, de três ciclos Transgressivos-Regressivos). Também deve ser levado em consideração que mesmo sendo a porção sul aqui interpretada como uma borda de bacia durante o Aptiano, é possível que os vales escavados no planalto, de direção N-S, tenham permitido a ultrapassagem da(s) transgressão(ões) para além, em direção ao sul.

A figura 33 mostra três bloco-diagramas representando a paleogeomorfologia da área estudada de acordo com o mapa paleotopográfico extraído da sísmica. Os bloco-diagramas representam momentos distintos de um ciclo Transgressivo-Regressivo da Formação Codó. O bloco I mostra o avanço da transgressão, já cobrindo toda a planície. O bloco II reflete o momento da inundação máxima quando o nível de base teria avançado em grande parte da região do planalto, como revelado pelos dados sísmicos e pelos poços perfurados nesta área. Porém, apesar da figura não mostrar o transpasse do nível de base da bacia para além, a sul, essa, como discutido acima, não é uma proposição conclusiva.

O bloco-diagrama III mostra o momento de regressão máxima com raseamento e aridificação proporcionando a deposição de evaporitos. O modelo apresentado propõe que nas porções mais próximas da borda da bacia os evaporitos foram depositados nos baixos paleogeomórficos que se configuram em pequenos lagos isolados uns dos outros. Esta interpretação favorece as análises que são feitas em afloramentos de depósitos gipsíticos no arco de afloramentos destes depósitos os quais são coincidentemente próximos à borda da

bacia Aptiana. Ainda no bloco-diagrama III, na porção de planície da superfície paleogeomorfológica que recebeu a Formação Codó, o raseamento em condição ambiental de aridificação processou-se na grande área previamente inundada. Essa interpretação é corroborada por dados de poços da indústria petrolífera perfurados em diferentes áreas da bacia, os mostram, em quase totalidade a ocorrência de anidritas (Danniel Peregrino, comunicação verbal). Também é corroborada por dados de sísmica sobre os quais é possível rastrear o horizonte do topo das anidritas por quase toda a área de ocorrência da Formação Codó na Bacia do Parnaíba.

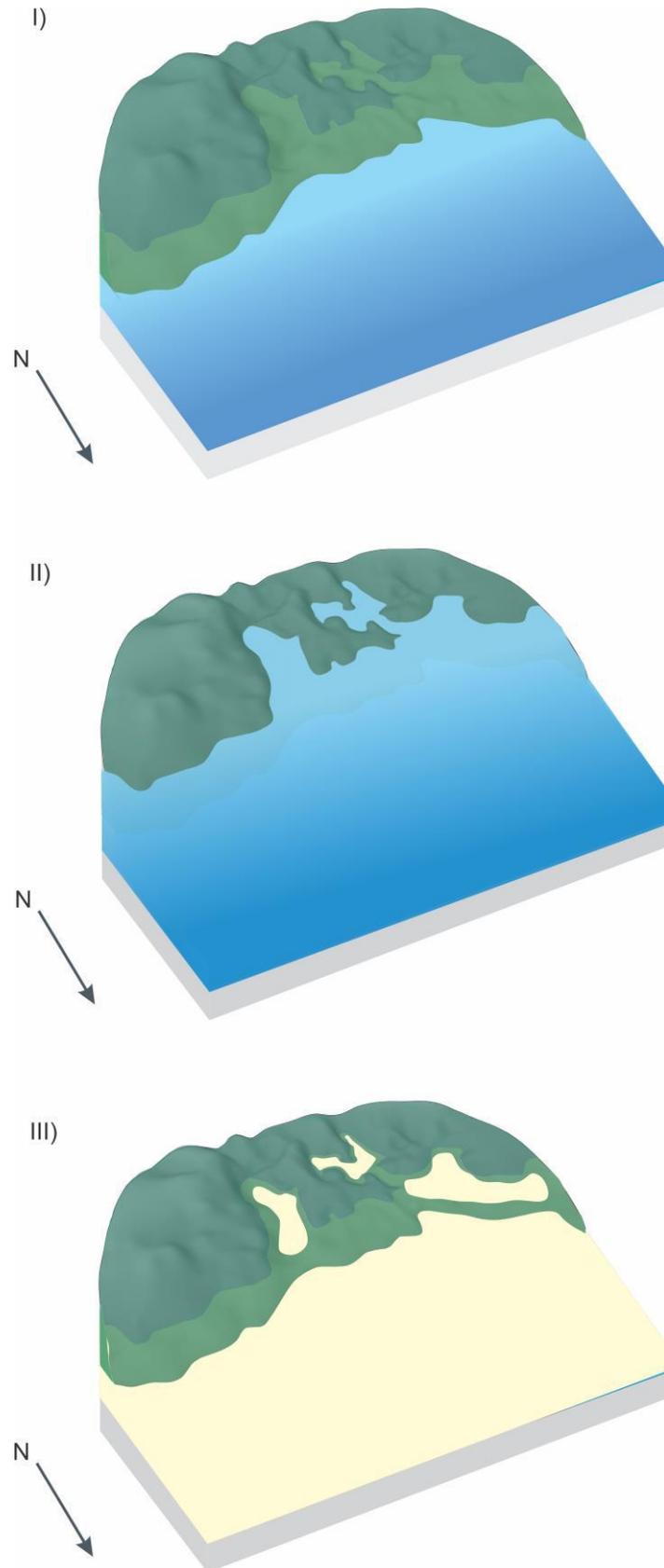


Figura 33: Modelo da evolução tectono-estratigráfica da Fm. Codó proposta. (I):Avanço da Transgressão, já cobrindo toda a planície; (II):Inundação Máxima. Invasão do nível de base em grande parte do planalto; (III) Regressão máxima com raseamento e aridificação: deposição dos evaporitos da Formação Codó.

7. CONCLUSÕES

A análise, interpretação e integração dos dados disponibilizados para este trabalho permitiram as seguintes conclusões:

- A paleogeomorfologia da área estudada é composta por uma porção de planalto com vales escavados na direção N-S a sul, e uma porção de planície sem grandes acidentes geomorfológicos à norte;
- A superfície paleogeomorfológica esteve exumada, em toda a área estudada, portanto sofreu erosão subaérea, todavia por ser a porção sul mais elevada esta área foi afetada por incisão dos vales;
- A superfície paleogeomorfológica analisada foi inundada (transgressão) no Aptiano resultando na deposição de parte da Formação Codó;
- A regressão, posterior à transgressão, deixou depósitos evaporíticos esparsos nos vales escavados no planalto, hoje próximos da área aflorante da Formação Codó, e depósitos contínuos de evaporitos na área da planície;
- Pelo menos um ciclo Transgressivo-Regressivo é consenso para a Formação Codó, representado no modelo evolutivo proposto, mas, há possibilidade de ter havido até três ciclos. Neste caso, o modelo proposto para a evolução se repete. A diferença é que a superfície de regressão máxima dos ciclos subsequentes não culminaram com a deposição de evaporitos.

Referências bibliográficas

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. **Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment**. [s.l.] John Wiley & Sons, 2013.

Allen, P.A & Armitage, J.L. 2012. **Cratonic basins**. In: BUSBY, C. & AZOR, A. (eds.) *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Blackwell Publishing Ltd, p. 602-620.

Almeida, F. F. M. de. (1967). **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. Boletim 241, 36 p.
ANP, 2002. Agência Nacional do Petróleo. Disponível em <
[http://www.brasilrounds.gov.br/round4/atividades_exploratorias/cartas/ce_parnaiba.p df](http://www.brasilrounds.gov.br/round4/atividades_exploratorias/cartas/ce_parnaiba.pdf).

Baroni, L. R. (2016). **Estudo de Fluxo de Trabalho para Prospeção de Petróleo num Sistema Petrolífero do Mar do Norte**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica). Curso de Graduação em Geofísica na Universidade Federal Fluminense, Niterói.

Bastos, L. P. H.; Pereira, E.; Cavalcante, D. C.; Rodrigues R. (2014). **Estratigrafia Química Aplicada à Formação Codó nos Furos de Sondagem UN-24-PI e UN-37-PI (Aptiano/Albiano da Bacia do Parnaíba)**. Boletim de Geociências da Petrobrás, V.22, n. 2, p. 289-312.

Bianchini, A. R. **Análise e Interpretação Estratigráfica Baseada na Integração de Dados de Poços do Intervalo Eossiluriano ao Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba**. 2018. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias) – Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Bierman, P.; Montgomery, D. R. (2014). **Key Concepts in Geomorphology**. Editora: W. H. Freeman and Company Publishers, 2ª Edição, USA.

Brown, A. R., 2001 – **Understanding Seismic Attributes**. *Geophysics* 66(1), 47–48.

Caputo, M. V.; Ianuzzi, R.; Fonseca, V. M. M. (2005). **Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Parnaíba**. Fundação Paleontológica Phoenix, n. 81.

Cardoso, A. R.; Nogueira, A. C. R.; Abrantes Jr, F. R.; Rabelo, C. E. N. (2017). **Mesozoic Lacustrine System in the Parnaíba Basin, northeastern Brazil: Paleogeographic Implications for West Gondwana**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 74, p. 41-53.

CHOPRA, Satinder; MARFURT, Kurt J. **Seismic attributes—A historical perspective**. *Geophysics*, v. 70, n. 5, p. 3SO-28SO, 2005.

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

D'Souza, L. S. **Evolução Tectônica e Estratigráfica Pós Paleozóica da Porção Noroeste da Bacia do Parnaíba e da Bacia de São Luís, Brasil.** (2020). Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Daly, M. C., Fuck, R. A., Julià, J., Macdonald, D. I. M., & Watts, A. B. (2018). **Cratonic basin formation: A case study of the Parnaíba Basin of Brazil.** Geological Society Special Publication, 472(1), 1–15.

Daly, Michael C., Andrade, V., Barousse, C. A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N., 121 & Poole, A. J. (2014). **Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile.** Tectonics, 33(11), 2102–2120

De Castro, D. L., Fuck, R. A., Phillips, J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H. R., & Dantas, E. L. (2014). **Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil.** Tectonophysics, 614, 128–145. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>

Gerhardt, A. L. B. **Aspectos da Visualização Volumétrica de Dados Sísmicos.** 1998. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Goes, Á., & Feijó, F. (1994). **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências Da Petrobras, 8(1), 57–67.

HASUI, Y. et al. **GEOLOGIA DO BRASIL.** São Paulo, SP: [s.n.], 2012.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. (2009)- **Geofísica de Exploração.** Editora Oficina de Textos, 1ª Edição. 438p.

Mendes, M. da S. (2007). **Análise estratigráfica do intervalo formacional Grajaú-Codó (Aptiano) da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil.** Programa de Pós Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 113p.

MENDES, M. S. **Análise faciológica da formação Codó (Aptiano/Albiano), na Bacia do Parnaíba.** 2005. 67f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Milani, E. J.; Rangel, H. D; Bueno, G. V.; Stica, J. M.; Winter, W. R.; Caixeta, J. M.; Neto, O. C. P. (2007). **Bacias Sedimentares Brasileiras: Cartas Estratigráficas.** Boletim de Geociências da Petrobrás, V. 15, n. 2, p. 183-205.

Mitchum Jr, R. M. (1977). **Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 11.** Glossary of terms used in seismic stratigraphy: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. AAPG.

Paz, J. D. S.; Rossetti, D. F. (2006). **Paleohydrology of na Upper Aptian Lacustrine System from Northeastern Brazil: Integration of Facies and Isotopic Geochemistry.** Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 241, n. 2, p. 247-266.

Rabelo, C.E.N. (2013) (Rabelo, 2013). **Paleoambiente da Formação Mosquito e a implantação do sistema desértico úmido da Formação Corda, Jurássico Superior, Centro-Oeste da Bacia do Parnaíba**. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 81p.

RIDER, M. 2004. **The Geological interpretation of well logs**. Second Edition. Scotland. Sutherland, Whittles Publishing. 280p.

Santos, M. E. D. C. M., & de Carvalho, M. S. S. (2009). **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís** (p. 211). CPRM Serviço Geológico do Brasil.

Schlumberger, 2013. – **Petrel Attribute Matrix**.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, pp.428, 2001.

Sheriff, R E., 2002 – **Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics**. Tulsa, Oklahoma, USA: Society of Exploration Geophysicists, 04ed, 429 p.

Silva, P. M. C. **Visualização volumétrica de Horizontes Sísmicos em 3D**. (2004). Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Informática, Departamento de Informática, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Simm, R., & Bacon, M. (2014). **Seismic Amplitude**. Seismic Amplitude. Cambridge: Cambridge University Press.

Sloss, L. (1963). **Sequences in the Cratonic Interior of North America**. Geological Society of America Bulletin, 74(2), 93–114.

Soares Júnior, A. V., Costa, J. B. S., & Hasui, Y. (2008). **Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas**. Geociencias, 27(4), 427– 437.

Taner, M. T., J. S. Schuelke, R. O’Doherty, and E. Baysal, 1994, **Seismic attributes revisited: 64th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts**, 1104–1106.

Thomas, J. E. (2001). **Fundamentos de Engenharia de Petróleo**. Editora Interciência, 1ª Edição. Rio de Janeiro, 278p.

Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Wanderley Filho, J. R., & Silva Travassos, W. A. (2007). **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociencias Da Petrobras, 15(2), p.253– 263.

VEEKEN, P.C.H. [2007] **Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation**. **Handbook of Geophysical Exploration**, Volume 37, eds prof K. Helbig and S. Treitel, Elsevier Scientific Publisher, Amsterdam, 509 p.

YILMAZ, O. **Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data**. Tulsa: SEG, v. 1, pp. 2028, 2001.

YILMAZ, O. **Seismic Data Processing**. Tulsa: Society of Exploration Geophysics Press, 526p., 1987.

Zalan, P. V. (2007). **Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras**. In V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, & B. B. de Brito-Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (pp. 595-613). São Paulo: Bec