



**Universidade
Federal
Fluminense**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
LABORATORIO DE GEOLOGIA MARINHA – LAGEMAR**

RODRIGO DE PAIVA FERRO

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA PARA IDENTIFICAÇÃO DE OPORTUNIDADES
EXPLORATÓRIAS NA PORÇÃO CENTRO-SUL DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO,
SUDESTE DO BRASIL.**

**Niterói – RJ
2018**

RODRIGO DE PAIVA FERRO

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA PARA IDENTIFICAÇÃO DE OPORTUNIDADES
EXPLORATORIAS NA PORÇÃO CENTRO-SUL DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO,
SUDESTE DO BRASIL.**

**Dissertação apresentada ao curso
de Pós-Graduação em Dinâmica dos
Oceanos e Terra da Universidade
Federal Fluminense, como requisito
parcial para obtenção do Grau de
Mestre. Área de Concentração:
Geologia e Geofísica Marinha.**

Orientador: Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

**Niterói – RJ
2018**

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

F395c Ferro, Rodrigo de Paiva
Caracterização Geofísica para Identificação de
Oportunidades Exploratórias na Porção Centro-Sul da Bacia
do Espírito Santo, Sudeste do Brasil. / Rodrigo de Paiva Ferro
; Cleverson Guizan Silva, orientador. Niterói, 2018.
150 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2018.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2018.m.11595758780>

1. Bacia do Espírito Santo. 2. Interpretação. 3.
Atributos. 4. Sísmica. 5. Produção intelectual. I. Título
II. Silva, Cleverson Guizan, orientador. III. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências.

CDD -

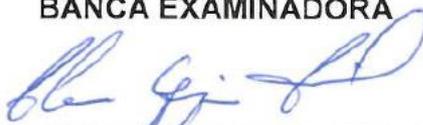
RODRIGO DE PAIVA FERRO

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA PARA IDENTIFICAÇÃO DE OPORTUNIDADES EXPLORATÓRIAS NA PORÇÃO CENTRO-SUL DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO, SUDESTE DO BRASIL.

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em 11 de Maio de 2018

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Cleverton Guizan Silva – Orientador
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof. Dr. Antônio Fernando Menezes Freire
Universidade Federal Fluminense – UFF



Dr.ª Marcella Maria de Melo Cortez
Petrobras

Niterói – RJ

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer inicialmente à minha família, por todo o seu carinho e compreensão, sempre incentivando e apoiando na superação das dificuldades em todos os momentos de minha vida.

A Universidade Federal Fluminense (UFF) que, por meio do convênio com a Agência Nacional do Petróleo, liberou o acesso aos dados técnicos, tornando possível a elaboração dessa dissertação.

Agradeço também aos meus professores e orientador, sempre dispostos a ajudar e contribuir para um melhor aprendizado. Ao curso de pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra pela oportunidade e disponibilidade das ferramentas necessárias ao desenvolver dos conhecimentos.

A Tatiana, meu amor, minha amiga e companheira de todas as horas, por estar ao meu lado em cada momento vivenciado dessa experiência, compartilhando todo o seu carinho, compreensão, ajuda e incentivo na concretização e conquista dessa etapa.

Por fim a todos os amigos novos e de longa data, pelas boas conversas e momentos descontraídos vividos durante esse período.

Meu muito obrigado!

“A mente que se abre a uma nova ideia jamais volta ao seu tamanho original.”

Albert Einstein

RESUMO

A bacia do Espírito Santo localizada na margem leste brasileira é limitada a sul, pelo Alto de Vitória e, a norte, com a bacia de Mucuri. Possui grande importância no contexto exploratório de hidrocarbonetos e apesar de sua história de deposição sedimentar ser semelhante as outras bacias da margem leste brasileira, a influência do vulcanismo ocorrido na região de Abrolhos, associado a tectônica de sal, lhe confere um contexto singular, com a existência de estruturas geológicas complexas de sal alóctone como línguas e gotas, domos e muralhas, que foram mapeadas nas seções sísmicas estudadas. O presente trabalho tem como principal objetivo a identificação de oportunidades exploratórias na porção centro-sul da bacia do Espírito Santo, por meio de análise geofísica integrada. Para tal, utilizou-se como base de dados linhas sísmicas 2D, volume sísmico 3D e relatórios dos poços perfurados na área. A metodologia do trabalho consistiu no carregamento e controle de qualidade dos dados, na calibração sísmica-poço, na construção do modelo de velocidade, conversão tempo-profundidade, na interpretação sísmica e de atributos, análise petrofísica e caracterização de possíveis alvos exploratórios. Como resultado foram identificadas duas possíveis acumulações no volume sísmico 3D chamados de Beira-Rio e Castelão e três outras nas linhas sísmicas 2D chamados de Mineirão, Morumbi e Maracanã. Todas as oportunidades exploratórias identificadas são da Época do Eoceno, com exceção do Mineirão que é do final do Maastrichtiano. Estas oportunidades consistem de areias turbidíticas em trapas estruturais ou com componentes estratigráficas, seladas por folhelhos, ambos da Formação Urucutuca. Estas ocorrências relacionam-se diretamente com a halocinese na área localizando-se lateralmente ao domo de sal em geometria de *pinch-out* como o Mineirão, ou no topo, associado a falhas, como no Morumbi e Maracanã. Os alvos Castelão e Beira-Rio foram identificados como canalizações encaixadas em falhas. Com este trabalho foi possível concluir que a porção centro-sul na bacia do Espírito Santo apresenta potencial para a exploração de hidrocarbonetos. Contudo, para melhor avaliação e caracterização das oportunidades exploratórias, se faz necessário a utilização de dados sísmicos e de poços de melhor qualidade de forma a propiciar o desenvolvimento de estudos de pesquisa científica e avanços no conhecimento geológico da bacia do Espírito Santo.

Palavras-chave: Sísmica, Interpretação, Atributos, Geofísica, Exploração, Hidrocarbonetos, Bacia do Espírito Santo.

ABSTRACT

Developing an important part of the hydrocarbon exploratory context, the Espírito Santo basin is located on the Brazilian Eastern margin and bounded to the South by the Alto the Vitoria and to the north by the Mucuri basin. Although the sedimentary history follows the others Brazilian eastern basins, the influence of Abrolhos volcanic bank, associated with the with the salt tectonics, gives it an unique context, with the presence of complex geological structures of allochthonous salt, like detached salt stocks and salt tongue canopy, as well as the salt walls and diapirs mapped on the seismic sections. The present study has as main objective, the identification of exploratory opportunities in the Central South portion of the Espírito Santo basin, through an integrated geophysical analysis. For that, the database used consisted of 2D seismic lines, 3D seismic volume, well drilled and reports. The work methodology consisted of data quality control, well-tie adjustment, and seismic interpretation, time to depth conversion, petrophysical analysis and possible hydrocarbons targets identification. As a result, two targets were identify in the 3D seismic volume, called Beira-Rio and Castelão, and in the 2D seismic lines, three others called Mineirão, Morumbi and Maracanã. All exploratory opportunities identified are from the Eocene, with the exception of the Mineirão that is from the late Maastrichtian. They consist of turbidite sands in structural or stratigraphic traps sealed by shales, both from the Urucutuca formation. Its occurrence directly related to the salt dome structure, laterally in a pinch-out, target Mineirão, or, at the top associated with faults, such as the Morumbi and Maracanã, or as in faulted channels as the Castelão and Beira-Rio opportunities. This work concludes that the Central South portion of the Espírito Santo basin, presents hydrocarbon exploration potential. However, to better evaluate and characterize the exploration opportunities, it is necessary to use seismic and well data with better quality in order to foster the development of scientific research studies and advance the geological knowledge of the Espírito Santo basin.

Keywords: Seismic, Interpretation, Attributes, Geophysics, Exploration, Hydrocarbons, Espírito Santo Basin.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	13
2. CONTEXTO REGIONAL DA BACIA	14
2.1 A Bacia do Espírito Santo	14
2.2 Evolução Tectono-Estratigráfica	15
2.3 A Halocinese na Bacia do Espírito Santo	23
2.4 O Movimento do Sal e seus Mecanismos	25
2.5 A Tectônica Salífera e suas Feições Geométricas.	28
2.6 Sistema Petrolífero	32
2.7 Histórico Exploratório na Bacia do Espírito Santo	40
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	43
3.1. Perfilagem de Poços	43
3.2 Interpretação Sísmica e Atributos	47
3.3 Interpretação Sismo-Estratigráfica	49
4. BASE DE DADOS E METODOLOGIA	54
4.1 Base de dados	54
4.2 Metodologia	55
5. RESULTADOS	56
5.1 Carregamento e Controle de Qualidade dos Dados	56
5.2 Calibração Poço-Sísmica	57
5.3 Interpretação Sísmica	61
5.4 Atributos Sísmicos	71
5.5 Modelo de Velocidade	81
5.6 Conversão Tempo-Profundidade	85
5.7 Mapas de Isópacas	94
5.8 Análise Petrofísica	102
5.9 Definição das Oportunidades Exploratórias	112
6 DISCUSSÕES DOS RESULTADOS	131
6.1 Interpretação de Falhas e Horizontes	131
6.2 Superfícies em Profundidade	133
6.3 Mapas de Isópacas	135
6.4 Análise Petrofísica	138
6.5 Oportunidades Exploratórias	138
7 CONCLUSÕES	143
BIBLIOGRAFIA	144

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo. _____	14
Figura 2.2. Representação paleogeográfica das bacias de margem brasileiras em suas diferentes fases tectônicas, detalhe para a posição relativa da bacia do Espírito Santo (retângulo vermelho). _____	18
Figura 2.3. Carta estratigráfica da bacia do Espírito Santo. _____	22
Figura 2.4. Seção sísmica 3D orientada W-E na bacia do Espírito Santo, visualização da transição de estruturas de sal rollover para diápiros em direção ao depocentro da bacia. _____	23
Figura 2.5. Seção sísmica 3D orientada W-E na bacia do Espírito Santo, evidenciando a presença de diápiros de sal em estágio avançado, evoluindo para estruturas como gotas e línguas de sal. _____	25
Figura 2.6. Mecanismos associados a movimentação do sal. _____	27
Figura 2.7. Diagrama esquemático mostrando os diferentes tipos de estruturas salíferas e terminologia utilizada. _____	28
Figura 2.8. Modelo físico reproduzindo os efeitos gravitacionais por sobrecarga sedimentar sobre camada de sal. _____	29
Figura 2.9. Modelo físico (A) com seção sísmica (B) demonstrando a distribuição de corpos turbidíticos (seta preta) nas áreas entre as estruturas de sal. _____	30
Figura 2.10. Modelo físico representativo de formação de diápiro de sal por efeito de compressão tardia e sua extrusão com estreitamento do caule e alargamento da parte superior com a subida do sal. _____	31
Figura 2.11. Modelo físico (A) com seção sísmica (B) demonstrando o comportamento do sal na forma de diápiros evoluindo para línguas de sal e a deformação dos sedimentos confinados pela estruturação salina em ambiente compressivo. _____	32
Figura 2.12. Esquema representativo de sistema petrolífero ativo, no contexto das bacias da margem leste Brasileira, evidenciando a influência da halocinese e as possíveis rotas de migração para o hidrocarboneto. _____	33
Figura 2.13. Modelo representativo de trapa estrutural da fase Riffe (<i>horsts</i> e <i>grabens</i>) e rocha selo (evaporito) da bacia do Espírito Santo. _____	36
Figura 2.14. Modelo representativo de trapa estrutural da fase Drifte da bacia, estruturas em rollover e o efeito da halocinese na formação de falhas lítricas. _____	36
Figura 2.15. Modelo representativo de trapas mistas, arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca em estruturas de <i>pinch-out</i> contra o sal e pelos folhelhos da Formação Urucutuca agindo como selo. _____	37

Figura 2.16. Representação do sistema petrolífero atuante na bacia do Espírito Santo.	39
Figura 2.17. Histórico exploratório de perfuração de poços na bacia do Espírito Santo.	41
Figura 2.18. Mapa da bacia do Espírito Santo e a distribuição dos principais campos produtores marinhos.	42
Figura 3.1. Perfis geofísicos de poço 1-BRSA-1143D. (a) Perfil Caliper (b) Perfil Raios Gama, (c) Perfil Densidade; (d) Perfil Neutrônico; (e) Perfil Resistividade; (f) Perfil Sônico.	44
Figura 3.2. Padrões de terminação de refletores dentro de uma sequência sísmica idealizada.	51
Figura 3.3. Padrão de clinofomas.	52
Figura 3.4. Quadro-resumo das geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas	53
Figura 4.1. Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo e do pacote de dados.	55
Figura 4.2. Fluxograma de atividades realizadas.	56
Figura 5.2.1. Construção do sismograma sintético.	57
Figura 5.2.2. Construção do sismograma sintético no domínio do tempo e no domínio da frequência.	58
Figura 5.2.3. Sismograma sintético do poço 906.	59
Figura 5.2.4. Calibração do poço 1128D mostrando os perfis utilizados: Sônico (DT) em preto e densidade (RHOB) em azul, e a função refletividade.	60
Figura 5.2.5. Seção sísmica do volume 3D mostrando o resultado da calibração com o poço 1128D.	61
Figura 5.3.1. Seção sísmica do volume 3D mostrando os horizontes e falhas mapeadas em tempo.	63
Figura 5.3.2. Mapas da superfície base do sal (A) mapeada em tempo.	64
Figura 5.3.3. Mapas da superfície topo do sal (B) mapeada em tempo.	65
Figura 5.3.4. Mapas da superfície topo do Turoniano (C) mapeada em tempo.	66
Figura 5.3.5. Mapas da superfície topo do Maastrichtiano (D) mapeada em tempo.	67
Figura 5.3.6. Mapas da superfície topo do Eoceno (E) mapeada em tempo.	68

Figura 5.3.7. Mapas da superfície topo do Mioceno (F) mapeada em tempo. ____ 69

Figura 5.3.8. Mapas da superfície topo do Fundo do mar (G) mapeada em tempo. 70

Figura 5.4.1. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (A) – *RMS* extraída no topo do Mioceno e (B) – *RMS* e Variância extraído no topo do Maastrichtiano. _____ 73

Figura 5.4.2. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (C) – *RMS* extraído no *slice* 3288 ms, (D) – *Sweetness* extraído no *slice* 3288 ms. _____ 74

Figura 5.4.3. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (E) – Envelope extraído no *slice* 4012 ms, (F) – *Sweetness* extraído no *slice* 4012 ms. _____ 75

Figura 5.4.4. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (G) – 3D *Edge Enhancement* extraído no *slice* 3288 ms, (H) – 3D *Edge Enhancement* extraído no *slice* 3996 ms. _____ 76

Figura 5.4.5. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (I) – Variância extraído no *slice* 3288 ms (J) – Variância extraída no *slice* 3996 ms. _____ 77

Figura 5.4.6. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (K) – Amplitude Negativa média no intervalo entre o Topo do Maastrichtiano e Topo do Eoceno (L) – Amplitude Negativa Mínima no intervalo entre o Topo do Maastrichtiano e Topo do Eoceno. _____ 78

Figura 5.4.7. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (M) – Atributo de texturização similar ao TECVA na *inline* 12779 (N) – Atributo de texturização similar ao TECVA na *crossline* 3035. ____ 79

Figura 5.4.8. Falhas mapeadas na sísmica 3D. (A) – Seções sísmicas *inline* e *crossline* no dado de amplitude e *slice* na sísmica 3D de variância em 3996 ms sem as falhas e (B) com as falhas mapeadas. (C) *Slice* no cubo de variância em 3996 ms e (D) polígonos das falhas e o estereograma com a atitude dos principais planos, e localização dos canais e domos. _____ 80

Figura 5.5.1. (a) Distribuição das velocidades comumente encontradas na prospecção de petróleo pelo método da reflexão sísmica. (b) Distribuição de velocidades de propagação de ondas sísmicas em função da profundidade. _____ 81

Figura 5.5.2. Relação entre as várias velocidades em função da profundidade. ____ 83

Figura 5.5.3. Velocidades <i>RMS</i> , intervalar e média. _____	83
Figura 5.5.4. Dados de entrada para a construção do modelo de velocidade. ____	84
Figura 5.5.5. Modelo de velocidade da área de estudo para cada intervalo estratigráfico. _____	85
Figura 5.6.1. Seção 0250-1473 em tempo (superior) e em profundidade (inferior) ressaltando o topo e a base do sal. _____	86
Figura 5.6.2. Mapas da superfície da Base do Sal (A) em profundidade. _____	87
Figura 5.6.3. Mapas da superfície do Topo do Sal (B) em profundidade. _____	88
Figura 5.6.4. Mapas da superfície do Topo do Turoniano (C) em profundidade. ____	89
Figura 5.6.5. Mapas da superfície do Topo do Maastrichtiano (D) em profundidade. _____	90
Figura 5.6.6. Mapas da superfície do Topo do Eoceno (E) em profundidade. ____	91
Figura 5.6.7. Mapas da superfície do Topo do Mioceno (F) em profundidade. ____	92
Figura 5.6.8. Mapas da superfície do Fundo do mar (G) em profundidade. _____	93
Figura 5.7.1. Intervalos Tectono-Estratigráficos delimitados na área de estudo. ____	95
Figura 5.7.2. Mapas de Isópacas entre Base do Sal e Topo do Sal (A), calculados a partir das superfícies em profundidade. _____	96
Figura 5.7.3. Mapas de Isópacas entre Topo do Sal e Topo do Turoniano (B), calculados a partir das superfícies em profundidade. _____	97
Figura 5.7.4. Mapas de Isópacas entre Topo do Turoniano e Topo do Maastrichtiano (C), calculados a partir das superfícies em profundidade. _____	98
Figura 5.7.5. Mapas de Isópacas entre Topo do Maastrichtiano e Topo do Eoceno (D), calculados a partir das superfícies em profundidade. _____	99
Figura 5.7.6. Mapas de Isópacas entre Topo do Eoceno e Topo do Mioceno (E), calculados a partir das superfícies em profundidade. _____	100
Figura 5.7.7. Mapas de Isópacas entre Topo do Mioceno e Fundo do Mar (F), calculados a partir das superfícies em profundidade. _____	101
Figura 5.8.1. Distribuição dos poços avaliados na área de estudo (quadrado vermelho). _____	102
Figura 5.8.2. Modelo diagrama proposto por Thomas e Stieber (1975) para a distribuição de folhelhos em um reservatório. _____	106

- Figura 5.8.3.** Janela de perfis no *software* IP para o poço 1-BRSA-1143D, com a identificação de zonas com indicadores de hidrocarbonetos através da análise das curvas. _____ 107
- Figura 5.8.4.** Aplicação do modelo diagrama de Thomas e Stieber, nos poços em intervalos de reservatórios com hidrocarbonetos entre o Topo do Eoceno e o Topo do Cretáceo. _____ 108
- Figura 5.8.5.** Aplicação do modelo diagrama de Thomas e Stieber, em *crossplot* de frequência, em reservatórios com hidrocarbonetos entre o Topo do Eoceno e o Topo do Cretáceo. _____ 109
- Figura 5.8.6.** Aplicação do modelo diagrama de Thomas e Stieber, nos poços em intervalos de reservatório com hidrocarboneto do Cretáceo. _____ 110
- Figura 5.8.7.** Aplicação do modelo diagrama de Thomas e Stieber, em *crossplot* de frequência, em reservatórios com hidrocarbonetos nos poços em intervalos do Cretáceo. _____ 111
- Figura 5.9.1.** Localização das oportunidades exploratórias identificadas na área de estudo nas linhas 2D e sísmica 3D, sobre o mapa do Topo do Sal. _____ 112
- Figura 5.9.2.** Seção 2D, 0066-0037 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Mineirão (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), no dado de amplitude (A) e com a interpretação sísmica (B). _____ 113
- Figura 5.9.3.** Seção 2D, 0066-0037 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Mineirão (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D). _____ 114
- Figura 5.9.4.** Seção 2D, 0066-0037 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Mineirão (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com a interpretação sísmica no atributo *RMS* (E) e no atributo *Sweetness* (F). _____ 115
- Figura 5.9.5.** Seção 2D, 0250-1468 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Morumbi (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), no dado de amplitude (A) e com interpretação (B). _____ 116
- Figura 5.9.6.** Seção 2D, 0250-1468 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Morumbi (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D). _____ 117
- Figura 5.9.7.** Seção 2D, 0250-1468 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Morumbi (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com a interpretação sísmica nos atributos *RMS* (E) e *Sweetness* (F). _____ 118
- Figura 5.9.8.** Seção 2D, 0250-1473 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Maracanã (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) no dado de amplitude (A) e com interpretação (B). _____ 119

- Figura 5.9.9.** Seção 2D, 0250-1473 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Maracanã (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D). _____ 120
- Figura 5.9.10.** Seção 2D, 0250-1473 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Maracanã (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) com a interpretação sísmica nos atributos *RMS* (E) e *Sweetness* (F). _____ 121
- Figura 5.9.11.** Seção *crossline* 3000 em profundidade no dado de amplitude (A) e com interpretação sísmica (B) onde são mostradas as oportunidades Beira-Rio (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) e Castelão (delimitada pelas linhas pontilhadas em vermelho). _____ 122
- Figura 5.9.12.** Seção *crossline* 3000 em profundidade com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D), onde são mostradas as oportunidades Beira-Rio (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) e Castelão (delimitada pelas linhas pontilhadas em vermelho). _____ 123
- Figura 5.9.13.** Mapas dos atributos sísmicos amplitude mínima (E) e variância (F) em profundidade no *slice* -3580 metros, onde são mostradas as oportunidades Beira-Rio, delimitada pelo polígono azul, e Castelão delimitada pelo polígono em vermelho no intervalo do Eoceno. _____ 124
- Figura 5.9.14.** Mapas de atributos sísmico *RMS*, (A) e *Sweetness* (B) em profundidade no *slice* -3740 metros delimitando a oportunidade Beira-Rio (polígono pontilhado branco). _____ 125
- Figura 5.9.15.** Mapas de topo (C) e base (D) em profundidade demarcando a oportunidade exploratória Beira-Rio (polígono pontilhado branco). _____ 126
- Figura 5.9.16.** Mapas de isópacas (E) e atributo sísmico *RMS* (F) em profundidade entre topo e base da oportunidade exploratória Beira-Rio (polígono pontilhado branco). _____ 127
- Figura 5.9.17.** Mapas de atributos sísmicos *RMS*, (A) e *Sweetness* (B) em profundidade no *slice* -3550 metros, delimitando a oportunidade Castelão (polígono pontilhado branco). _____ 128
- Figura 5.9.18.** Mapas de topo (C) e base (D) em profundidade demarcando a oportunidade exploratória Castelão. _____ 129
- Figura 5.9.19.** Mapas de isópacas (E) e atributo sísmico *RMS* (F) em profundidade entre topo e base da oportunidade exploratória Castelão. _____ 130

1. INTRODUÇÃO

O aumento na demanda por recursos energéticos impulsiona a indústria de hidrocarbonetos a desenvolver e aprimorar os conhecimentos geológicos nas bacias sedimentares. Neste contexto a bacia do Espírito Santo iniciou sua história de exploração a partir da década de 60, apenas em sua porção terrestre, e somente a partir dos anos 2000 que se deu o desenvolvimento de sua porção marítima considerada profunda, revelando uma nova fronteira de exploração com descobertas significativas, como os campos de Golfinho, Canapú, Camarupim, dentre outros.

Classificada como uma bacia de margem passiva, a bacia do Espírito Santo teve uma evolução tectono-estratigráfica semelhante as demais bacias sedimentares da margem leste brasileira. Contudo, a influência do vulcanismo de Abrolhos durante o Eoceno, associado a tectônica salífera, conferem a esta bacia um contexto particular, com a existência de estruturas geológicas complexas de sal alóctone como línguas, gotas, domos e muralhas, que condicionam a arquitetura de todo o pacote sedimentar depositado. Inseridos neste contexto, os elementos do sistema petrolífero como rotas de migração, trapas e áreas de acumulação tem sua origem e evolução altamente influenciados pela tectônica de sal, justificando a importância da compreensão dos processos tectono-sedimentares na caracterização de oportunidades exploratórias.

O desenvolvimento do conhecimento de áreas consideradas como fronteiras exploratórias e a busca por novas oportunidades para exploração de hidrocarbonetos justificam a necessidade de mais estudos técnicos e científicos. Dessa forma este trabalho tem como objetivo fazer a caracterização geofísica da porção centro-sul da bacia do Espírito Santo, em águas profundas e ultra profundas para identificação e caracterização de possíveis áreas de acumulações.

A dissertação está dividida em sete (7) capítulos e apresenta, a partir do capítulo dois (2) o contexto regional e a evolução tectono-sedimentar da bacia do Espírito Santo, incluindo a descrição dos mecanismos atuantes da tectônica salífera, o sistema petrolífero e o histórico exploratório da bacia. No capítulo três (3) é apresentado a fundamentação teórica do trabalho que se baseia nos conceitos de perfis de poços, interpretação sísmica, atributos e sismoestratigrafia. No capítulo quatro (4) é mostrada a base de dados sísmicos e de poços utilizados e a metodologia empregada. Na sequência, o capítulo cinco (5) mostra os resultados encontrados após a aplicação da

metodologia. No capítulo seis (6) as discussões dos resultados e por fim, o capítulo sete (7) traz as principais conclusões.

2. CONTEXTO REGIONAL DA BACIA

2.1 A Bacia do Espírito Santo

Localizada na margem leste meridional brasileira, a bacia do Espírito Santo (Figura 2.1), estende-se ao longo do estado do Espírito Santo na região sudeste do Brasil. Sua área marinha, assim como em outras bacias sedimentares da margem leste brasileira (Campos, Mucuri, Santos e etc.), que são delimitados por feições geológicas, a bacia do Espírito Santo é limitada ao norte pelo Complexo Vulcânico de Arolhos e ao sul pelo alto de Vitória. (Vieira *et al.*, 1994). É classificada como de margem passiva ou também chamada do tipo Atlântico, formada durante a separação do supercontinente Gondwana no Cretáceo Inferior.

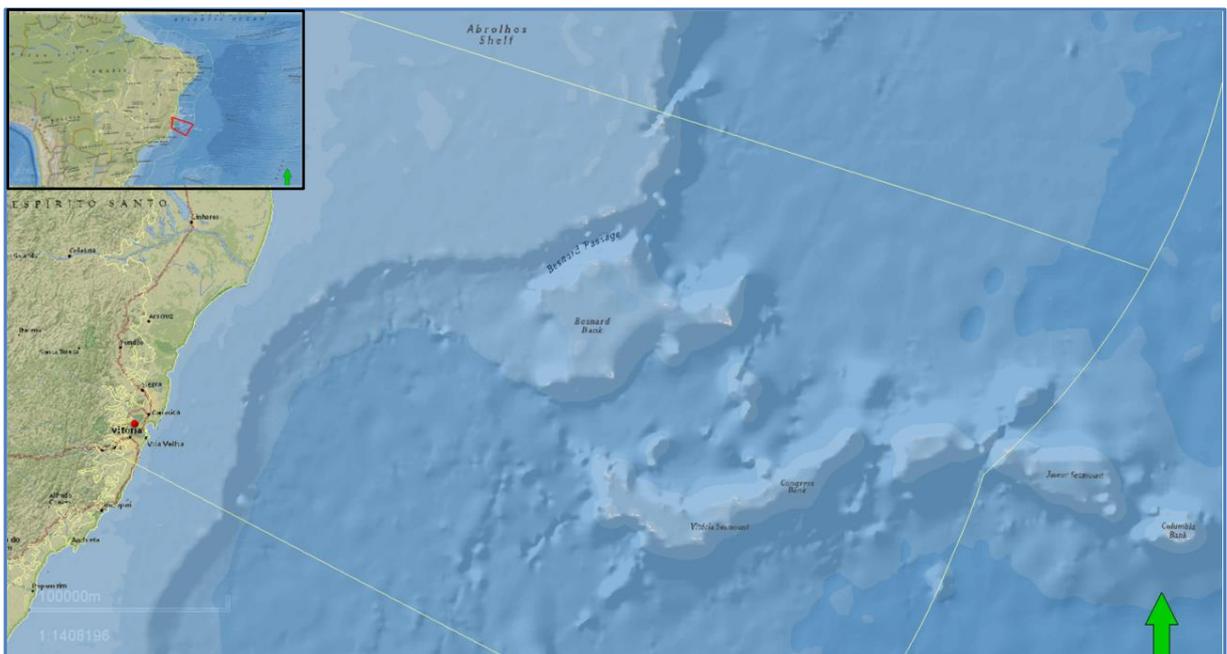


Figura 2.1. Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo.

2.2 Evolução Tectono-Estratigráfica

As bacias de margem continental passiva, de acordo com Porto (1972) e Asmus (1975), assemelham-se com os conceitos da teoria da tectônica de placas, descrevendo processos geológicos atuantes como adelgaçamento crustal, Rifteamento, subsidência termal e vulcanismo.

O embasamento da bacia consiste em uma complexa associação de rochas ígneas e metamórficas pertencentes à Província Mantiqueira. A estruturação do embasamento de direção NNE/SSW foi o fator determinante que condicionou a direção do sistema de Riftes originados na época de formação da bacia.

De acordo com Vieira *et al.*, (1994) a sua história evolutiva pode ser dividida em três fases: Rife, transicional e marinha. Mohriak (2003), descrito em Gamboa 2011, revisando as definições buscou descrever estes momentos críticos separando-os por discordâncias angulares e erosivas, em três grandes megassequências deposicionais. Abaixo seguem as visões descritas por esses autores de forma comparativa para cada fase da bacia, e mais adiante a definição utilizada por França *et al.*, (2007), para definir a evolução tectono-estratigráfica que tem sido empregada para a Bacia do Espírito Santo (Figura 2.2).

- A primeira fase é definida por Vieira *et al.*, (1994) como;

Continental ou de Rifteamento – Guiada por processos oriundos da ruptura da crosta continental, e origem estimada de 144 a 120 milhões de anos (Asmus & Porto, 1972), com intensa atividade tectônica e presença de falhas de altos rejeitos subverticais, propiciando o desenvolvimento de hemi-grabens. A tafrogênese propiciou a formação de lagos profundos e derrames de basalto toleítico da Formação Cabiúnas, análogos aos basaltos da bacia de Campos e, pela semelhança na posição estratigráfica, haveria correlação como um mesmo evento ígneo atuante em ambas bacias. As seqüências sedimentares incluídas nessa fase acomodam-se em depressões falhadas de orientação geral N-S e NE-SW, limitadas por falhas normais sintéticas, com seu topo definido por uma superfície de discordância.

Mohriak (2003), utiliza a denominação de Megassequência SinRife, introduzindo características sedimentares de um ambiente continental, onde somente atuavam uma sedimentação de origem fluvial e lacustre, durante o processo divergente de abertura entre as placas sul-americana e africana. Cainelli e Mohriak (1998)

descrevem que foi nessa fase, onde ocorreram os processos de subsidência mecânica, devido ao processo de Rifteamento da crosta, durante o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior. Segundo Milani e Thomaz Filho (2000), nesta fase estão inseridos os grabens e horsts do embasamento em uma direção de orientação paralela a costa. É nesta fase também, que são identificados os magmatismos vulcânicos básicos da Formação Cabiúnas (basaltos, vulcânoclastos e tufos vulcânicos) sendo correlacionados ao magmatismo ocorrido na bacia do Paraná (Fm. Serra Geral).

- A segunda fase classificada por Vieira *et al.*, (1994);

Transicional – De 115 a 111 milhões de anos, esse período relacionou-se a formação da crosta oceânica e início das primeiras incursões marinhas (fase de golfo) na região da bacia, recobrando a sedimentação referente a fase continental. De Idade Aptiana, possui como característica a relativa quiescência tectônica após a rotação e basculamento de blocos durante o Rifteamento. A ocorrência de eventos erosivos de ampla escala na bacia, moldam o contexto deposicional dos sedimentos de Idade Neoaptiana da Formação Mariricu. É neste período, de relativa estabilidade tectônica, que ocorreu a sedimentação clástica e evaporítica.

Segundo Mohriak (2003), a Megassequência Transicional possui uma relevância maior em decorrência da diminuição da atividade tectônica (assim como nas bacias de Santos e Campos), conhecida como fase SAG, marcada pelo fim do estiramento litosférico e do Rifteamento da crosta, interrompendo a atuação dos falhamentos originados do embasamento. Como descrito por Figueiredo e Mohriak (1984) e Veloso (2013), a sedimentação desta fase continental para a fase marinha fez-se pela presença de sedimentos siliciclásticos, de carbonatos (dolomitas) e por evaporitos (anidritas e halitas) durante o Aptiano. Sua grande importância no contexto petrolífero deve-se a tectônica salífera bastante atuante no controle da migração e distribuição dos hidrocarbonetos para os reservatórios.

- A terceira fase é denominada por Vieira *et al.*, (1994) como;

Marinho – De 111 milhões de anos até o recente. Ao término do Andar Alagoas, ocorreu uma alteração no estilo tectônico da bacia e o controle da subsidência, que era regido por pulsos devido aos esforços distensivos (subsidência mecânica), e passa a ser contínuo, associado ao resfriamento da litosfera (subsidência termal). É

durante essa fase termal que se evidenciou o basculamento acentuado da bacia na direção leste e pequenos deslocamentos verticais de blocos do embasamento.

Durante o Cenozóico, no intervalo Paleoceno-Eoceno (60-40Ma), registrou-se um evento magmático que deu origem ao Complexo Vulcânico de Abrolhos e condicionou uma expressiva reorganização estrutural na bacia. A seqüência vulcanoclástica do arquipélago ao norte, e as vulcânicas formadoras das ilhas de Trindade e Martins Vaz, no extremo leste da bacia, intercalaram-se com os sedimentos carbonáticos da Formação Caravelas e com os folhelhos da Formação Urucutuca. Essas seqüências vulcanoclásticas são compostas por complexos de basaltos de tendência alcalina a sub-alcalina de ocorrência isolada no contexto da bacia do Espírito Santo. A presença destas acumulações, em grandes volumes de magma na porção externa da plataforma continental, resultou em uma mudança no contexto convencional da halocinese na bacia, ocasionando uma inversão do fluxo de sedimentos em direção ao continente, devido ao peso exercido pelo complexo vulcânico, somado aos carbonatos depositados sobrejacentes ao sal e modificando as estruturas geológicas.

Segundo Mohriak (2003) a Megassequência Pós-Rifte, pode ser definida como a fase na qual ocorreu a subsidência termal da bacia em decorrência de seu afastamento da Dorsal Mesoceânica, como consequência do resfriamento da crosta. Engloba as rochas do período que se estende desde o Albiano Superior até o recente com destaque durante o Maastrichtiano, Eoceno Médio e Oligoceno, pela ocorrência de grande deposição de sequências turbidíticas que, posteriormente, vieram a constituir os reservatórios da margem continental.

Em decorrência desses processos Mohriak (2003) propôs que a Megassequência Pós-Rifte poderia ser dividida em duas Supersequências: Marinha Transgressiva e Marinha Regressiva.

A Marinha Transgressiva aborda o início do processo de incursão marinha na bacia, na qual há a ocorrência de uma seção sedimentar carbonática de plataforma rasa na borda, e de uma seção marinha profunda em direção ao seu depocentro, em ambiente de mar ainda restrito.

A Marinha Regressiva, tem seu início entre o Maastrichtiano / Paleógeno de ambiente marinho aberto, com seções espessas de siliciclásticos e de carbonatos (calcarenitos e dolomitos) em águas rasas intercalados com folhelhos.

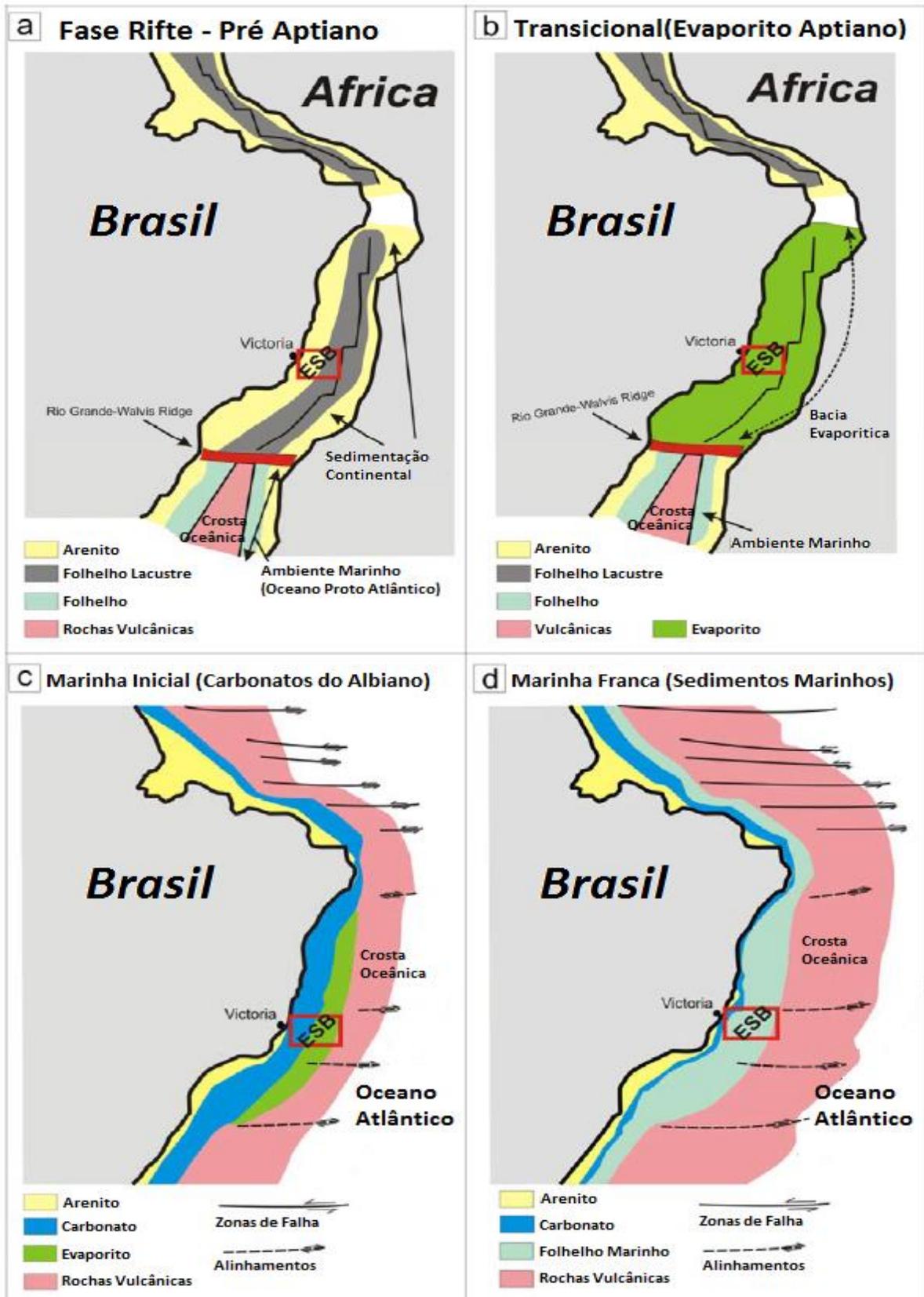


Figura 2.2. Representação paleogeográfica das bacias de margem brasileiras em suas diferentes fases tectônicas, detalhe para a posição relativa da bacia do Espírito Santo (retângulo vermelho). (a) Fase Rifte e a predominância de sedimentos de ambiente continental. (b) Fase Transicional e a ocorrência da deposição dos evaporitos em contexto de bacia restrita. (c) Fase Marinha inicial, e a presença da deposição de carbonatos em plataforma de água rasa. (d) Fase Marinha franca, e a sedimentação marinha correspondente. Modificado de Ojeda, (1982) em Gamboa (2011).

O atual entendimento sobre a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Espírito Santo é a proposta por França et. al. (2007).

Seguindo a mesma premissa de representar as fases de evolução da bacia como eventos deposicionais, França et al. (2007), classifica a bacia do Espírito Santo em três Supersequências principais, denominadas como Rifte (do Valanginiano ao Aptiano Inferior), Pós-Rifte (Aptiano Superior) e DRifte (do Albiano até o Recente) (Figura 2.3).

- A Supersequência Rifte – período de predomínio da fase Rifte, tem como característica principal o estiramento crustal que resultou na formação de falhamentos normais de direção aproximada N-S, que geraram *horsts* e *hemi-grabens* limitados no topo por uma discordância regional Pré-Aptiana. O ambiente deposicional é o lacustre com influência fluvial e aluvial na região das bordas dos falhamentos sendo que, nas áreas de altos estruturais, ocorriam os depósitos de coquinas e outros carbonatos. É nessa fase também que ocorreram diversos pulsos vulcânicos da Formação Cabiúnas.

O preenchimento sedimentar nesta fase da bacia é típico de um ambiente continental, com a ocorrência de arenitos e conglomerados pertencentes ao Membro Jaguaré e que, na sua parte mais distal, modifica-se para intercalações de folhelhos, calcários (coquinas) e margas do Membro Sernambi, constituintes da Formação Cricaré, que podem ser consideradas análogas aos grupos Lagoa Feia (bacia de Campos) e Guaratiba da bacia de Santos.

- Supersequência Pós-Rifte – O período de ocorrência, é restrito ao Aptiano (Fm. Mariricu) e possui como limite inferior a Discordância Alagoas e como limite superior um contato discordante dos evaporitos. Representada por sedimentos siliciclásticos do Membro Mucuri e evaporitos do Membro Itaúnas, é nessa fase que se inicia as primeiras incursões marinhas na bacia.

Os sedimentos nessa fase têm uma grande distribuição lateral, em contato discordante sobre a fase anterior, que devido aos seus falhamentos na direção N-S produziram blocos escalonados para leste.

Nas condições de bacia ainda restrita, ocorreram altas taxas de precipitação de depósitos de anidrita e halita (Membro Itaúnas), com uma tendência preferencial na

porção central e para as bordas a mescla com deposição também de anidritas e carbonatos devido a uma maior erosão. A movimentação posterior do sal devido ao efeito da sobrecarga e subsidência da bacia é considerada de vital influência na formação de barreiras e baixos estruturais, controlando a deposição de areias.

- Supersequência Drifte – Representa o pacote sedimentar mais espesso e representativo da bacia em sua porção submersa, essa sequência sedimentar pode ser separada, inicialmente, em uma seção marinha transgressiva, representada pelo Grupo Barra Nova do Albo-Cenomaniano, e por uma seção marinha transgressiva-regressiva, representada pelo Grupo Espírito Santo, depositada do Cenomaniano ao Recente.

França et al., (2007) classifica a deposição inicial dos sedimentos dessa fase, condicionados fortemente pelo ambiente com características de mar epicontinental, oriundo da fase evaporítica, no qual as variações relativas do nível do mar controlavam, por grandes extensões, o depósito das camadas sedimentares.

Compõem a base desta Supersequência as Formações do Grupo Barra Nova (Fm. São Mateus), com predomínio de arenitos e a Fm. Regência constituída por calcários de alta a baixa energia). Tectonicamente, a bacia grada para uma morfologia de rampa e gradiente de suave a acentuado, com o predomínio dos sedimentos de origem terrígena em relação aos carbonatos em uma alternância cíclica das fácies impostas pela variação relativa do nível do mar.

No topo do Grupo Barra Nova, o estilo tectônico da bacia se modifica intensivamente, devido ao seu basculamento contínuo na porção leste por subsidência térmica, que acarretou um lento escorregamento dos sedimentos evaporíticos em direção ao depocentro e na geração de jangadas, principalmente na porção central da bacia.

Com essa modificação no estilo tectônico, durante o Cenomaniano ocorreu o afogamento da plataforma carbonática tendo o seu ápice no Turoniano. Esses depósitos, representados por folhelhos cinza-escuros, calcíferos e arenitos turbidíticos, constituem um evento anóxico (folhelhos escuros radioativos), que registra o máximo de afogamento e a transição para os sedimentos que compõem a Formação Urucutuca do Grupo Espírito Santo (França et al., 2007).

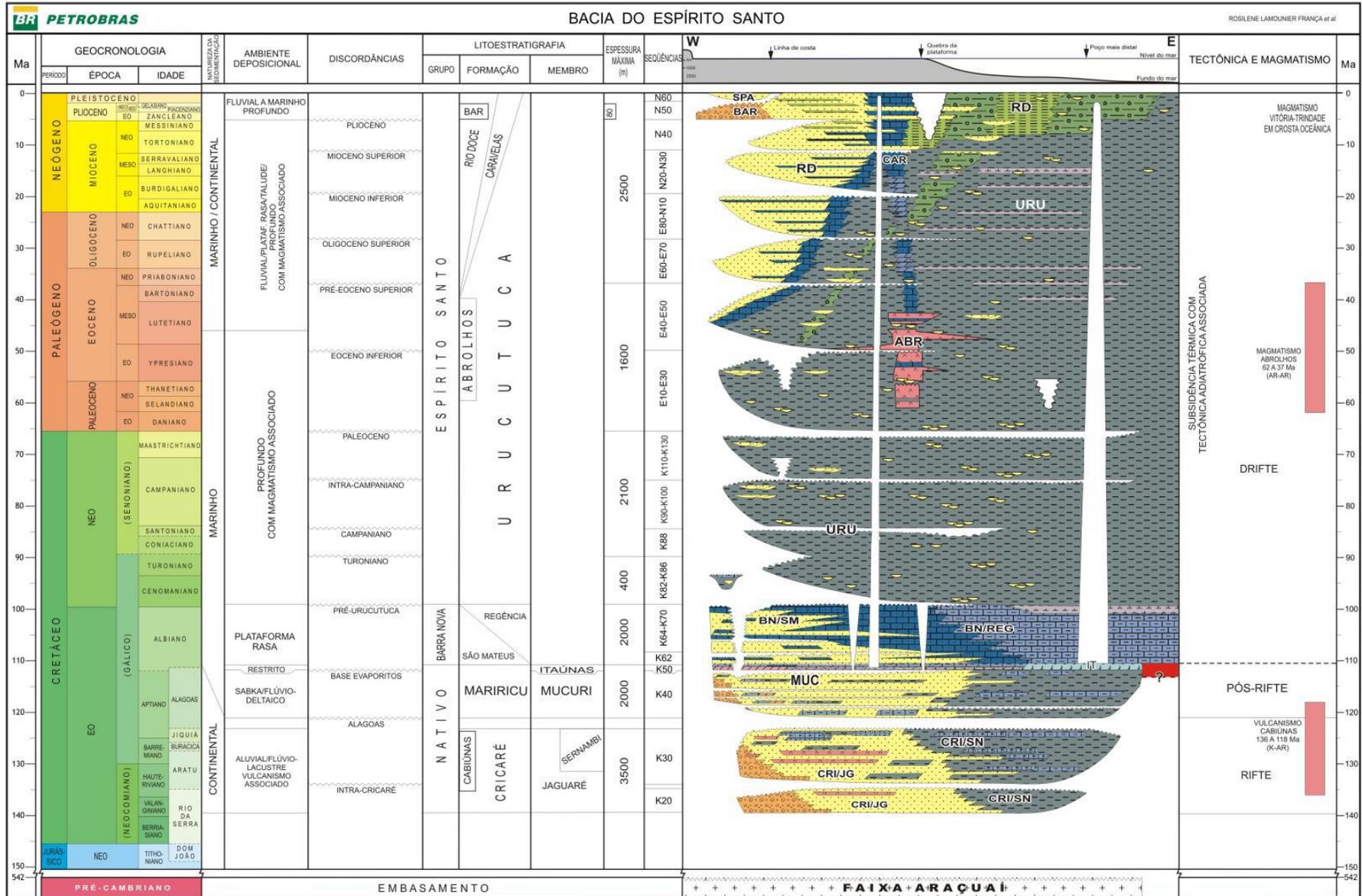
A Formação Urucutuca, é a que possui maior seção deposicional na bacia do Espírito Santo com padrão retrogradante (presença de areias turbidíticas, folhelhos e margas nas porções distais) e sua deposição é impulsionada pela contínua subsidência e basculamento da bacia. A transição do Cretáceo para o Paleoceno é identificada por uma ampla discordância (discordância do Paleoceno) que atingiu toda a bacia.

Durante o período do Paleoceno ao Eoceno a bacia do Espírito Santo passou por uma nova mudança no seu contexto tectônico e no nível do mar. O soerguimento da Serra do Mar, o vulcanismo de Abrolhos e a contínua halocinese, controlaram a distribuição das areias vindas de noroeste (França et al., 2007). Durante o Eoceno, em razão do soerguimento da Serra do Mar e do vulcanismo de Abrolhos, o aporte de sedimentos siliciclásticos aumentou intensamente a partir das bordas, formando espessos pacotes de corpos arenosos na forma de sistemas canalizados e de leques de assoalho, folhelhos, carbonatos e das vulcânicas (derrames da Fm. Abrolhos), evidenciando uma instabilidade crustal que culminou na formação do banco de Abrolhos.

A Formação Abrolhos é correspondente a sequência vulcanoclástica aflorante do arquipélago de Abrolhos sendo constituída por folhelhos, arenitos, calcários e pelas vulcânicas que formam as ilhas de Trindade e Martim Vaz, localizadas no extremo leste da bacia do Espírito Santo.

No Oligoceno uma nova fase de quiescência tectônica se formou na bacia, coincidente com a correlação do evento eustático descrito por Vail (1977) em França et al., (2007), contudo a sedimentação ainda foi influenciada pelos altos e baixos estruturais consequentes do tectonismo anterior, fortemente caracterizado por compressões, vulcanismo e halocinese, que condicionaram a formação de calhas e barreiras nas quais os sedimentos arenosos (turbiditos) se depositaram na direção sul/sudeste preferencialmente (França et al., 2007).

Os sedimentos do Mioceno são incluídos como pertencentes as Formações Rio Doce, Caravelas e Urucutuca, que, na parte terrestre (Fm. Rio Doce) constituem-se por arenitos, na parte proximal da bacia (Fm. Caravelas) por calcarenitos, e na parte média, distal e profunda (Fm. Urucutuca) por folhelhos, arenitos turbidíticos e margas (França et al., 2007).



2.3 A Halocinese na Bacia do Espírito Santo

Durante a sedimentação na bacia do Espírito Santo é possível distinguir dois momentos em que o movimento do sal (halocinese) esteve condicionado ao estilo tectônico atuante (Guerra & Szatmari, 1994).

A primeira fase da halocinese, atuante do Albiano ao Neo-Cretáceo, o fluxo do sal se deu de forma contínua em direção ao oceano, desenvolvendo estruturas como por exemplo; falhas distencionais normais com mergulho preferencial para leste, estruturas tipo almofadas assimétricas de sal nas regiões anteriores as falhas lítricas normais com pequenas estruturas em *rollovers*, domos de sal na parte proximal e muralhas de sal em porções mais profundas da bacia. Essa movimentação do sal foi associada aos processos de subsidência da bacia, em resposta ao resfriamento crustal, subida do nível do mar e sobrecarga sedimentar na direção leste devido ao basculamento progressivo da bacia, (Figura 2.4).

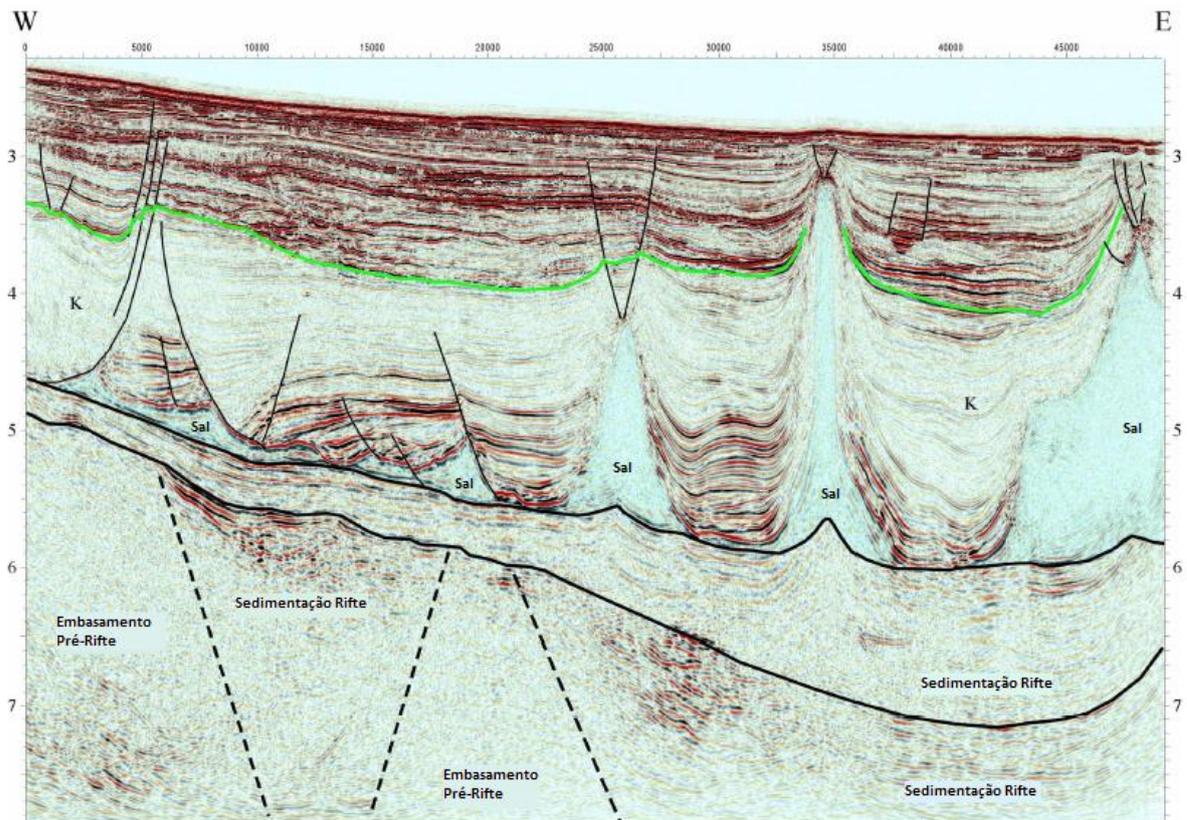


Figura 2.4. Seção sísmica 3D orientada W-E na bacia do Espírito Santo, visualização da transição de estruturas de sal *rollover* para diápiros em direção ao depocentro da bacia. Sobre a estruturação do embasamento, depositam-se sedimentos confinados em grábens da fase Rifte, gradando para sedimentos da fase transicional culminando nos evaporitos do Aptiano (azul claro). Sedimentação do Cretáceo (K), possuem diferentes respostas sísmicas; (1) Amplitudes fortes de refletos, indicativo de plataforma carbonática com estruturas em jangadas e cascos de tartaruga, e (2) Amplitudes dominantes fracas pela gradação para um ambiente marinho franco com margas e folhelhos associados. O horizonte verde evidencia a discordância regional que delimita o intervalo entre os sedimentos do Cretáceo superior e os turbiditos clásticos do Paleógeno. Modificado de Fiduk et al., (2004).

A segunda fase da halocinese está diretamente associada ao evento vulcânico do Paleoceno-Eoceno responsável pela formação do Complexo de Abrolhos. Esse evento propiciou o aumento do gradiente de temperatura nos sedimentos, reduziu a viscosidade da camada de sal e, como consequência, o aumento de sua fluidez. Esse processo favoreceu a formação de estruturas como diápiros estreitos que puderam evoluir para a forma de gotas de sal livres da camada de sal original (Figura 2.5).

Como consequência do expressivo episódio magmático da formação do Complexo Vulcânico de Abrolhos, a sobrecarga sedimentar adicionada as camadas sotopostas proporcionaram uma mudança, em parte, do regime estrutural atuante na bacia, no qual o sentido do fluxo da camada de sal foi revertido passando a ser em direção ao continente e não mais somente ao depocentro, o que lhe conferiu caráter convergente. Indicadores dessa mudança são a presença de falhas empurrão e de estruturas de sal com morfologia de línguas, gotas e corpos isolados da camada fonte.

Mohriak & Szatmari (2006) descrevem que, em grande parte, as estruturas formadas pela tectônica de sal na Bacia do Espírito Santo associam-se à depocentros sedimentares do Período do Cretáceo e Cenozóico, controlados pela movimentação do sal a partir do Albo-Cenomoniano. Algumas dessas feições assemelham-se a cascos de tartaruga associados a tectônica de “jangadas de sal” na plataforma continental. Na região de águas profundas ocorrem muralhas de sal e diápiros alinhados segundo uma direção N-S, sub-paralela às curvas de batimetria, mas localmente, influenciadas por lineamentos estruturais de falhas do embasamento.

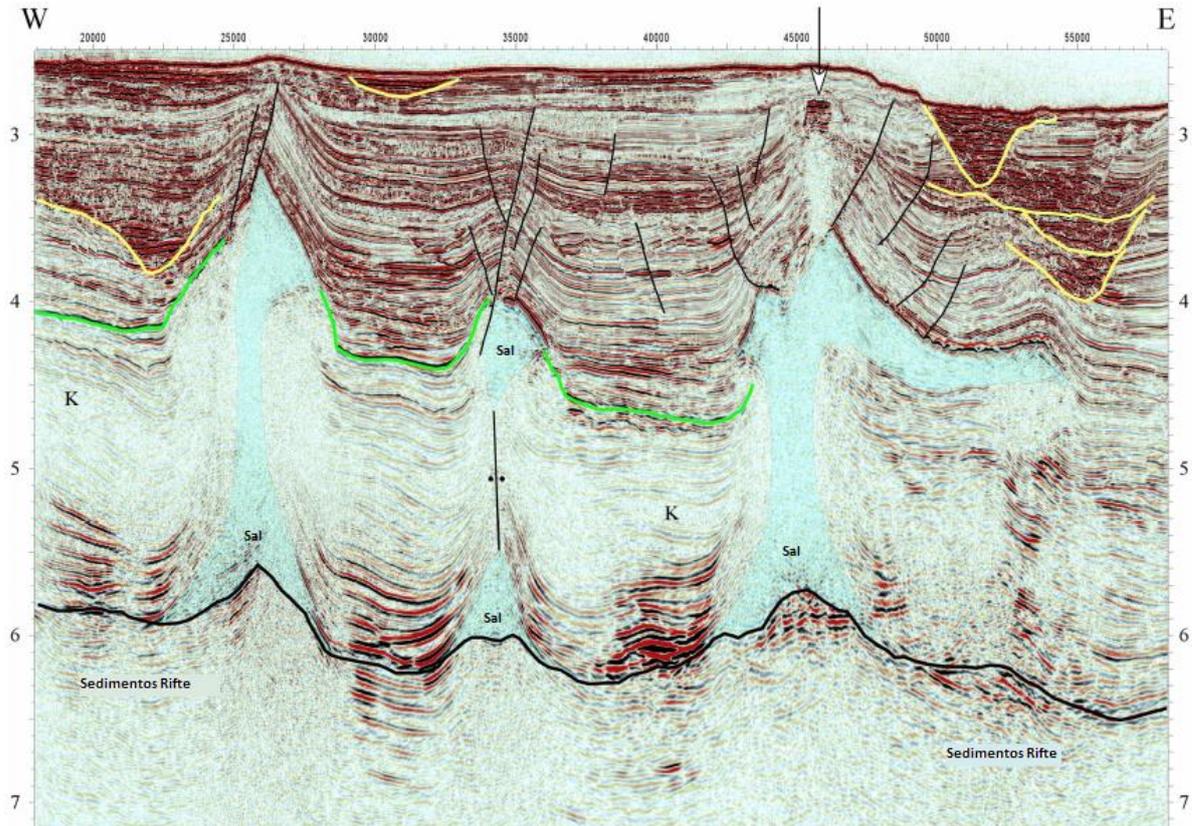


Figura 2.5. Seção sísmica 3D orientada W-E na bacia do Espírito Santo, evidenciando a presença de diápiros de sal em estágio avançado, evoluindo para estruturas como gotas e línguas de sal. A seta indica região rasa com presença de falhamentos e ocorrência de chaminé de gás (*bright spot*). O horizonte verde evidencia a discordância regional que delimita o intervalo entre os sedimentos do Cretáceo superior e os turbiditos clásticos do Paleógeno e as linhas amarelas realçam as canalizações do Eoceno Médio. Modificado de Fiduk et al., (2004).

Sampaio (2011) ressalta que o relevo batimétrico gerado pela movimentação do sal pode influenciar na espessura e no padrão de distribuição de sedimentos. Um bom exemplo de distribuição de sedimentos associado a diápiros de sal ocorre com a deposição de turbiditos nas Bacias de Campos e Espírito Santo. Nestas bacias os canais de areia são desviados quando interceptam barreiras formadas por diápiros de sal, ou depositam sua carga sedimentar quando confrontados com barreiras salíferas.

2.4 O Movimento do Sal e seus Mecanismos

Apesar de ser um tipo de rocha, devido a sua baixa densidade, o sal possui a capacidade de fluir, seja por efeito da gravidade, ou por tectonismo, assumindo um comportamento plástico, daí o conceito de halocinese. Fatores como temperatura, pressão e presença de água ou outros minerais não evaporíticos reduzem a capacidade plástica (Jackson & Talbot, 1986).

Dessa maneira, com a intenção de caracterizar o papel da movimentação do sal na tectônica de uma área, Jackson e Talbot (1986) desenvolveram uma classificação para descrever os mecanismos da tectônica salífera a partir dos conceitos definidos por Trusheim (Figura 2.6). Mecanismos esses que ditam a evolução, geometria e magnitude das estruturas formadas pela halocinese, sendo eles; sobrecarga diferencial, fluatibilidade, condutividade termal, compressão, distensão, espalhamento e deslizamento gravitacional. Sampaio (2011)

Ocasionada pela variação lateral da espessura de um sedimento, sua densidade, força ou taxa de deformação atuante sobre a camada de sal, o processo da sobrecarga diferencial condicionará o corpo salino a se deslocar para regiões que possuam menor sobrecarga, nesse caso, em direção as águas profundas da bacia deformando os sedimentos acima depositados.

O efeito da fluatibilidade do corpo salino consiste da diferença de densidade existente nos evaporitos e os demais sedimentos rochosos. Na busca por uma situação de equilíbrio, o sal que possui a propriedade de não variar a sua densidade ao contrário dos demais sedimentos que, ao serem soterrados e compactados, aumentam a sua densidade, é submetido a esforços ocasionados por essas rochas mais densas que afundam sobre o corpo de sal, o deslocando, seja verticalmente ou lateralmente de acordo com a direção das forças atuantes na sobrecarga.

A alta condutividade termal nos corpos salinos produz gradientes termais que induzem correntes de convecção termais que, em profundidades maiores que 3 km, sofrem influência do fluxo de calor do embasamento para a camada de sal. Esse processo é responsável por um aumento da fluidez do sal e, como consequência, a sua taxa de mobilidade aumenta com a profundidade.

Os processos relacionados aos esforços de compressão e distensão estão associados às forças atuantes nos corpos salinos e conseqüentemente às estruturas formadas em sua movimentação como, por exemplo: falhas reversas, lítricas, diapirismo, almofadas, muralhas e línguas de sal.

O espalhamento gravitacional é o mecanismo que por meio da força da gravidade dissipa por alívio os topos de corpos de sal que estejam localizados próximos das superfícies do fundo marinho ou em terra, na busca pelo equilíbrio entre os sedimentos sobrepostos com menores densidades.

O deslizamento gravitacional é originado pelo deslocamento de uma camada sedimentar declive abaixo sobre uma outra camada basal inclinada. Esse processo

se dá pela movimentação desses materiais, sob ação da gravidade, em direção a porção distal da bacia. Essa mudança na inclinação referente à superfície condicionante ao mecanismo de deslizamento gravitacional está condicionada, seja por influência da subsidência térmica, subsidência flexural ou episódios tectônicos de soerguimento continental (Rowan et al., 2004).

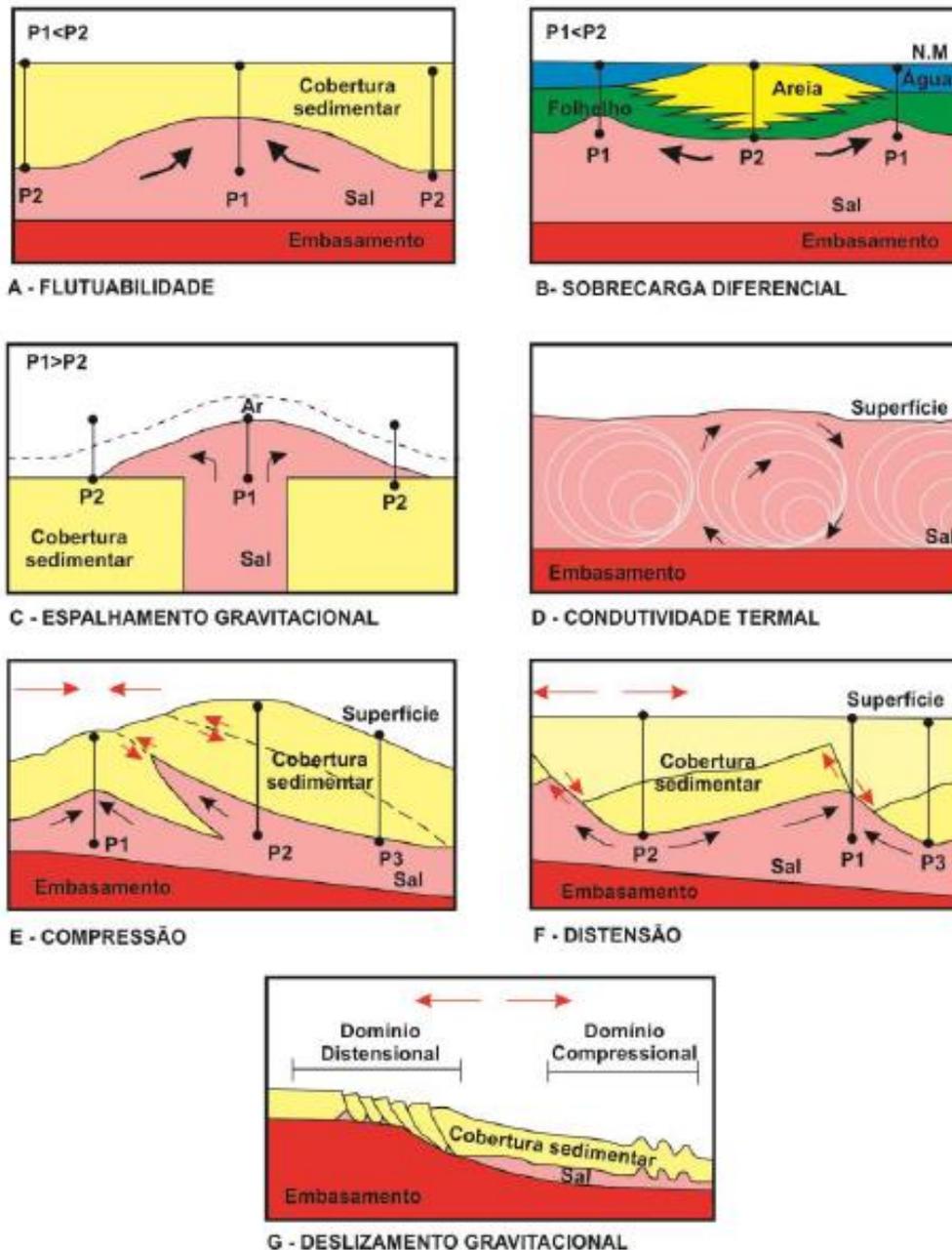


Figura 2.6. Mecanismos associados a movimentação do sal. (A) Flutuabilidade; (B) Sobrecarga diferencial; (C) Espalhamento gravitacional. A linha pontilhada indica a extrusão do sal sem o efeito da erosão; (D) Condutividade térmal. As linhas em cinza representam a mobilidade das partículas; (E) Compressão, o sal atua como zona de descolamento para as camadas em dobramento e cavalgamentos; (F) Distensão, *rollovers* de sal agem como uma superfície de descolamento sob as falhas lítricas normais, deslocando os sedimentos depositados acima; e (G) Deslizamento Gravitacional. A sigla (P) relaciona-se a pressão litostática em determinado ponto, devido a espessura e densidade da sobrecarga. As setas em preto indicam o deslocamento do sal. Modificado de Jackson & Talbot (1986) com inserção da figura de Cobbold & Szatmari (1991) em Sampaio, (2011).

2.5 A Tectônica Salífera e suas Feições Geométricas.

A deposição dos evaporitos, anteriormente aos processos tectônicos que venham a atuar sobre ele, decorre da evaporação de maneira tabular com uma variação lateral e vertical dos clásticos e sais que venham compor a sua estruturação. A estruturação do assoalho da bacia sobre a qual se deposita a camada de evaporitos também influencia o comportamento deposicional (espessura) e posteriormente a movimentação do sal (focalizando) em determinadas áreas, seja por consequência de uma subsidência não uniforme ou assoalho irregular.

A halocinese tende a modificar essa feição tabular dos corpos de sal em variadas formas estruturadas. Suas características são visualizadas em mapas ou em seções transversais aos corpos, possuindo formatos que podem ser circulares, alongados, verticais, inclinados, dentre outros, além da sua evolução do tipo concordante (baixa amplitude) ou perfurantes (alta amplitude) e com extrusões (Jackson & Talbot, 1986). As estruturas salinas classificadas como concordantes, possuem como exemplo de feições geométricas as almofadas de sal, o *salt roller* e como estruturas da tectônica salífera perfurantes os exemplos como diápiros, muralhas de sal, línguas e gotas de sal. A classificação destas estruturas é associada à posição relativa a camada original de sal, na qual, aquelas que se estruturam, contudo permanecem conectadas a camada de sal original, por evaporação são chamadas de estruturas de sal autóctone, enquanto que as feições que se localizam em regiões estratigráficas mais novas e desconectadas da camada de sal original são classificadas como estruturas de sal alóctone (Figura 2.7).

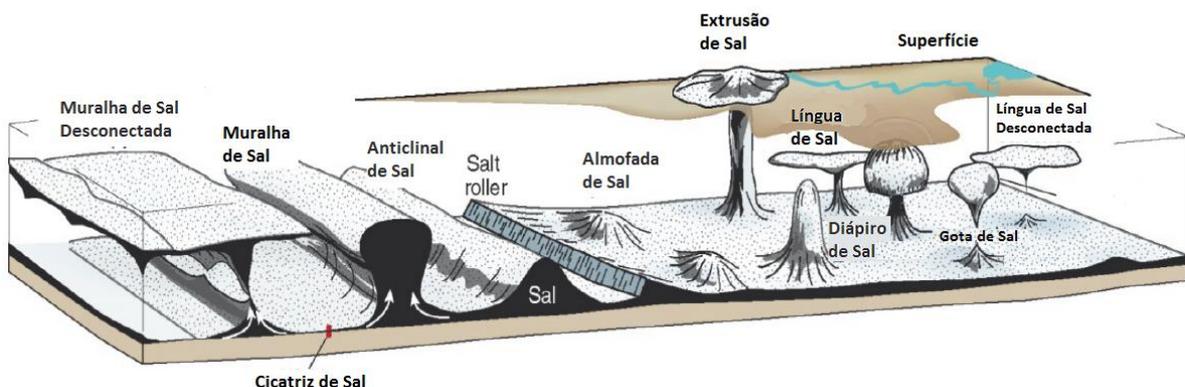


Figura 2.7. Diagrama esquemático mostrando os diferentes tipos de estruturas salíferas e terminologia utilizada. Modificado de Fossen (2012).

As estruturas salíferas visualizadas no diagrama da Figura 2.7 podem ser descritas da seguinte maneira:

Almofadas de sal - Possuem um formato dômico e base planar quando visualizados em seção.

Salt roller - Corpo de sal assimétrico que possui o formato de onda, são pequenos anticlinais de sal assimétrico quando visualizados em seção e estão associados a falhas lítricas.

Diápiros de sal - Estrutura salina discordante das rochas encaixantes. Seu topo possui formato de bulbo mais largo e seu corpo (raiz), mais delgado, e sua largura variam, a depender do grau de maturidade.

Muralha de sal - São estruturas de sal com grande espessura lateral que ao se deslocarem pela sobrecarga sedimentar bacia a dentro não desenvolvem estruturas individualizadas como os diápiros,

Língua de sal - Corpo de sal originado pelo estrangulamento intenso da camada fonte podendo ou não se desprender da raiz, agindo como um corpo isolado em meio a camadas de rochas encaixantes mais recentes.

Gotas de sal - Parte superior de um corpo de sal (diápiro) que ao sofrer ação de estrangulamento intenso, desconecta-se do corpo inferior e assume o formato similar ao de gotas.

O estudo dos mecanismos associados a tectônica de sal e suas estruturas por meio da modelagem física, revela a importância da progradação como processo disparador (Ge et al., 1997). Esses modelos consideram que uma cunha sedimentar progradante possui a capacidade de iniciar os processos de movimentação da camada de sal e conseqüentemente a formação de estruturas salinas em direção a bacia por diferença de sobrecarga (Figura 2.8).

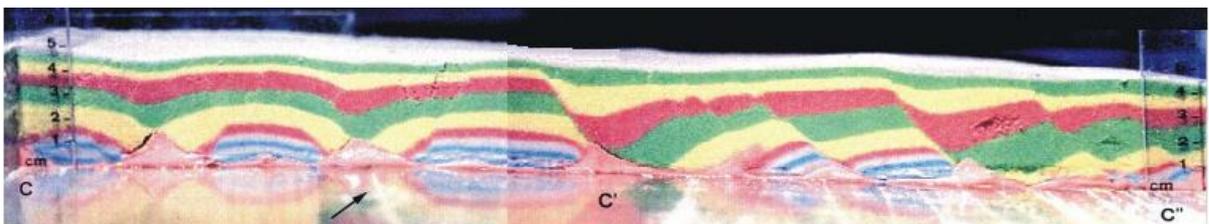


Figura 2.8. Modelo físico reproduzindo os efeitos gravitacionais por sobrecarga sedimentar sobre camada de sal (seta preta). No domínio ocidental, a camada dúctil é horizontal formando falhas sintéticas e antitéticas em um domínio simétrico; já no domínio oriental, a camada dúctil é basculada gerando falhas lítricas sintéticas de crescimento em domínio assimétrico. Almofadas e janelas de sal e jangadas são conseqüências dessa tectônica. Modificado de Mohriak et al., (2008).

Essa deformação ocorre em maior concentração na porção frontal da cunha progradante e na sequência de estruturas comumente geradas da parte proximal para a distal; 1) camadas de sal não deformadas, 2) almofadas de sal, 3) estruturas em *rollover* e *grabens* na crista das estruturas salinas, 4) sinclinais, 5) monoclinais, e 6) grandes acumulações de sal.

Durante todo o processo de deslocamento do sal em direção ao depocentro da bacia ocorrem as chamadas cicatrizes de sal, que se formam pelo processo de adelgaçamento da camada salina a ponto de sua resposta sísmica ser pouco perceptiva a inexistente (Figura 2.9).

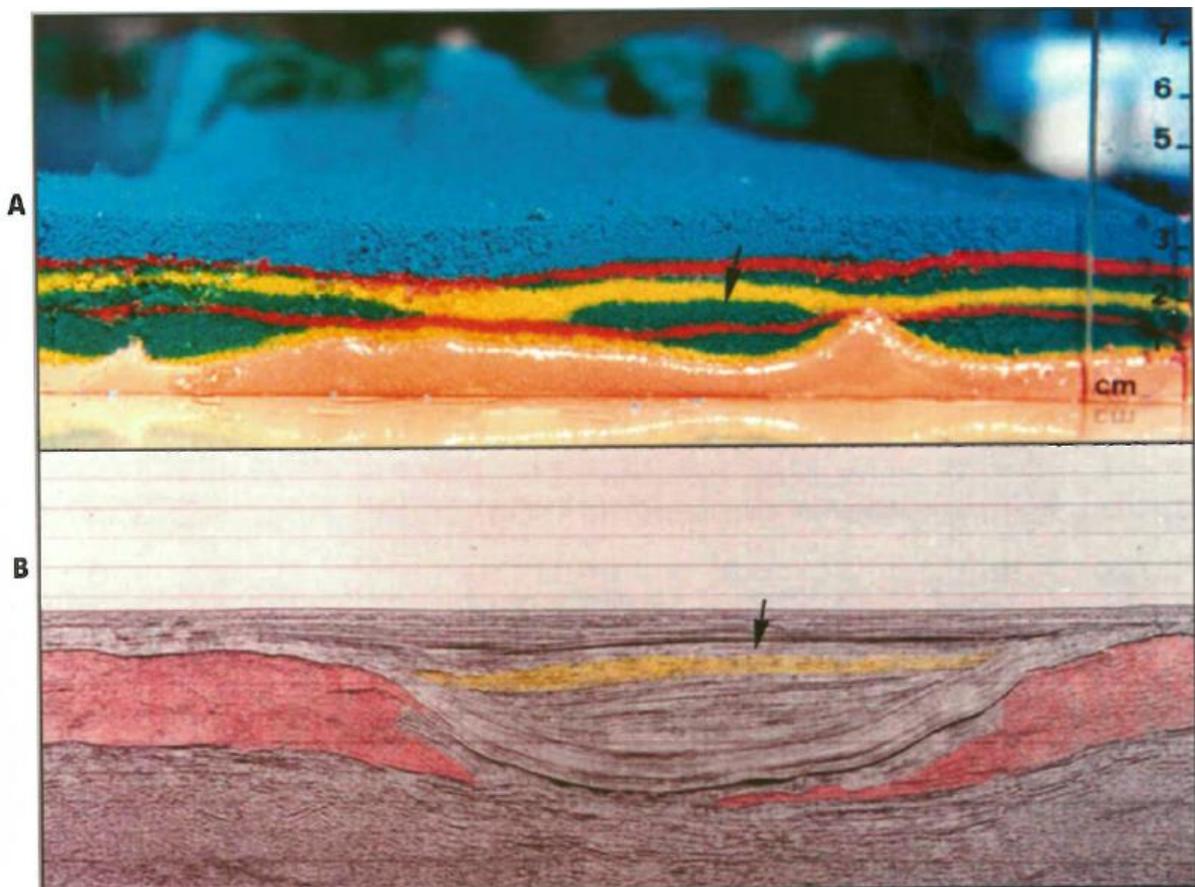


Figura 2.9. Modelo físico (A) com seção sísmica (B) demonstrando a distribuição de corpos turbidíticos (seta preta) nas áreas entre as estruturas de sal, é possível notar que devido a movimentação do sal, ocorre a presença de cicatriz de sal devido ao seu adelgaçamento na região mais baixa da mini bacia gerada. Extraído de Mohriak et al., (2008).

Os principais fatores para a movimentação das camadas de sal são o peso e o esforço de sobrecarga das camadas subjacentes. O alto contraste de viscosidade entre os corpos de sal e a rocha de sobrecarga bem como a taxa de diapirismo acelerada por rápida erosão e redeposição resultam em alto *stress* cisalhante propiciando o desenvolvimento de falhas entre os blocos da rocha de sobrecarga Poliakov et al., (1996) (Figura 2.10).

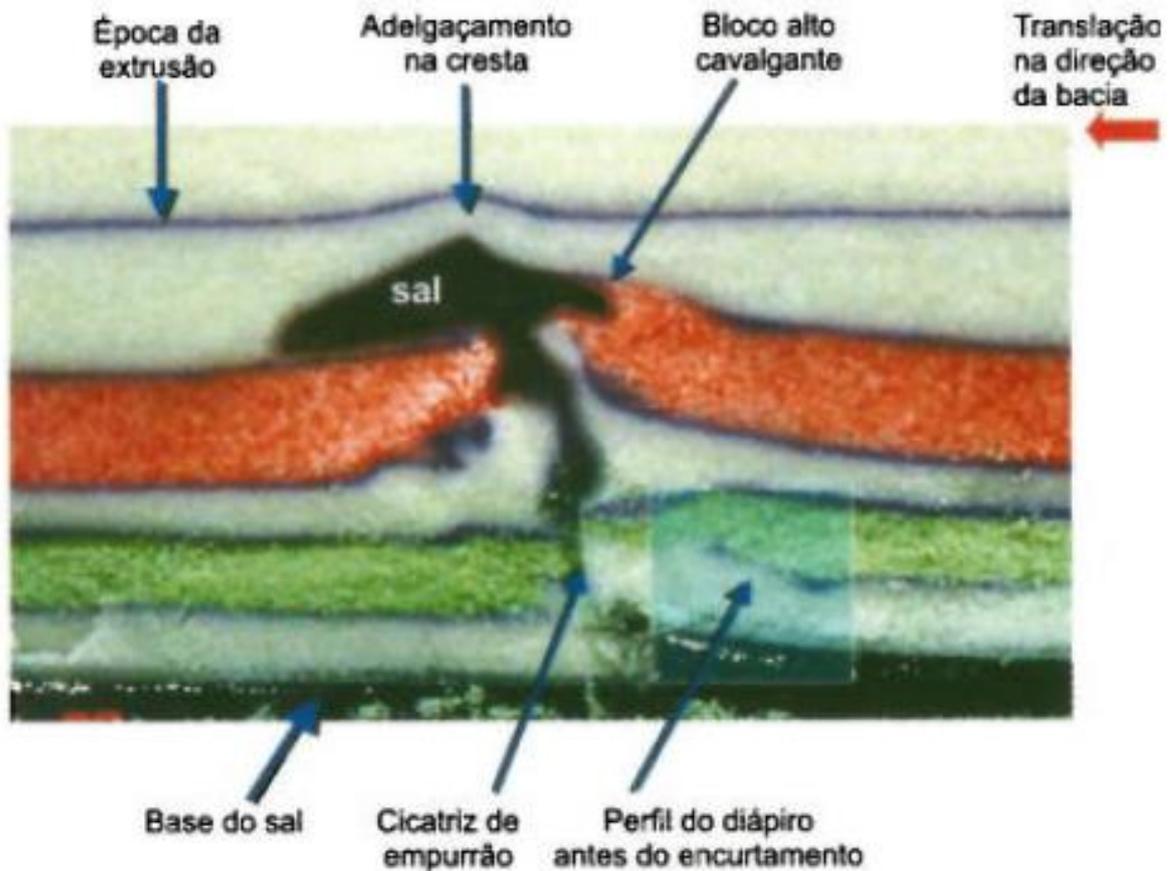


Figura 2.10. Modelo físico representativo de formação de diápiro de sal por efeito de compressão tardia e sua extrusão com estreitamento do caule e alargamento da parte superior com a subida do sal. Ocorrência de deslocamento lateral do sal devido ao efeito da falha de empurrão afetando as camadas sedimentares. Extraído de Mohriak et al., (2008).

A partir do processo de falhamento e fraturamento as rochas de sobrecarga sofrem um alívio de pressão o que propicia a migração dos evaporitos em direção às camadas superiores (Figura 2.11). Falhas normais são geradas nessas sequências deposicionais espessas de sobrecarga como um indicativo de tectônica preferencial distensiva. A ocorrência de falhas radiais subordinadas e falhas de empurrão nas cristas dos diápiros também são processos observados e correlacionados nos modelos físicos e nas seções sísmicas (Davison et al., 1993, Schultz-Ela et al., 1993).

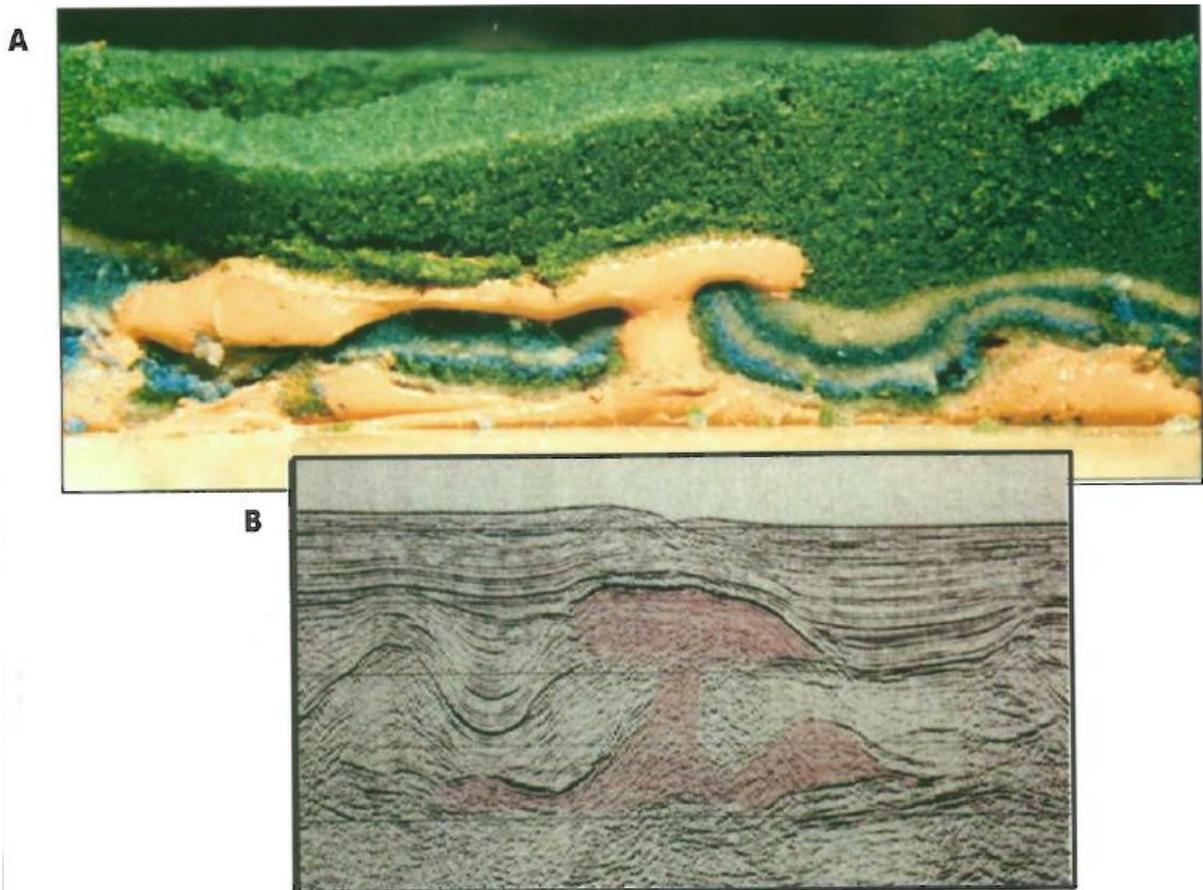


Figura 2.11. Modelo físico (A) com seção sísmica (B) demonstrando o comportamento do sal na forma de diápiros evoluindo para línguas de sal e a deformação dos sedimentos confinados pela estruturação salina em ambiente compressivo. Extraído de Mohriak et al., (2008).

2.6 Sistema Petrolífero

O termo sistema petrolífero, pode ser caracterizado, como o agrupamento de elementos e processos essenciais à formação, acumulação e preservação de hidrocarbonetos. A correlação desses fatores no tempo e espaço está ligado as seguintes condições.

- Presença de rocha sedimentar que possua características geradoras de hidrocarboneto em condição de temperatura e pressão.
- Existência de rocha sedimentar com características de porosidade e permeabilidade dita reservatório, favoráveis a acumular esses fluidos.
- Ocorrência de uma rocha sedimentar que tenha como composição caráter selante e impermeável para impedir o escape do fluido uma vez acumulado.
- Geometria tectônica e sedimentar propícia para movimentação (migração) e acumulação do hidrocarboneto

Todos esses processos descritos são importantes para a acumulação de hidrocarboneto, mas também o fator cronológico (*timing*) de suas ocorrências é peça chave (Figura 2.12).

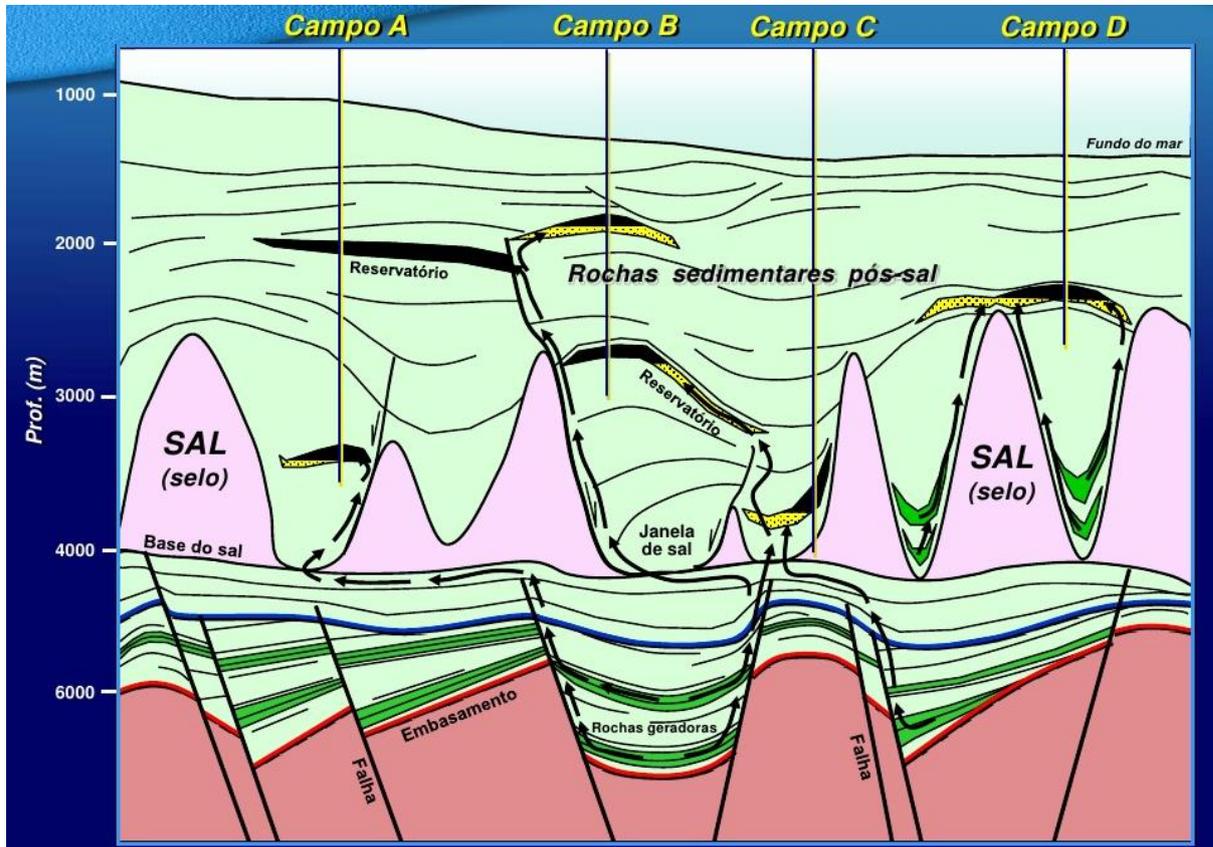


Figura 2.12. Esquema representativo de sistema petrolífero ativo, no contexto das bacias da margem leste Brasileira, evidenciando a influência da halocinese e as possíveis rotas de migração para o hidrocarboneto. Extraído de Azevedo, (2009).

- **Rochas Geradoras**

A caracterização das rochas geradoras na bacia do Espírito Santo foi abordada por diversos autores. Frota (1998) ao revisar os dados geoquímicos dos óleos extraídos da bacia do Espírito Santo reconheceu a presença de três tipos distintos de óleos. O primeiro tipo deles possuía indicadores de origem lacustre de água salobra a salina e gerado em diferentes fácies deposicionais características da fase Rife da bacia. O segundo tipo possuía indicadores de óleos com origem marinha carbonática em rochas que seriam de idade Albo-Turoniana. E finalmente, o terceiro grupo de óleos definidos como de provável geração marinha deltaica, formado em rochas possivelmente do Terciário.

As rochas geradoras depositadas no Barremiano correlacionam os óleos do primeiro grupo descrito, originadas a partir de folhelhos lacustres com predominância de

matéria orgânica amorfa, rica em lipídios e índices de hidrogênio que apontam um querogênio do tipo I, depositados na Formação Cricaré (Membro Sernambi) possuindo elevado conteúdo orgânico (COT 2-7%) e potencialidade de geração (S2 maior do que 12mgHC/gRocha), Mello & Maxwell (1990).

O segundo grupo de óleos foram definidos por Estrella *et.al.*, (1984) como os pertencentes às geradoras de Idade Albiano/Turoniano constituídos pelos carbonatos e margas da Formação Regência e folhelhos da base da Formação Urucutuca, depositados em ambiente marinho anóxico, o que justifica a presença de conteúdo orgânico (COT) que varia em torno de 1 podendo chegar a 4% nas regiões em terra e de plataforma. Seu potencial gerador é considerado moderado (2 a 10 mgHC/gRocha) e com predomínio de querogênio do tipo II (200 a 300 mgHC/gCOT) possivelmente oxidado e com alguma contribuição de material terrestre (presença de querogênio tipo III).

Segundo descrito por D'Avila *et.al.*, (1998), o terceiro grupo de óleos seriam originados dos folhelhos geradores marinhos do Terciário e depositados em um ambiente marinho siliciclástico sob influência de deltas, corroborando a existência de traços de matéria orgânica de origem continental nessas rochas. Este grupo reúne condições sedimentares, mesmo em camadas com pouca espessura, de moderado a baixo conteúdo orgânico e potencial gerador, com valores médios de COT inferiores a 1% com picos de 3%. Frota (1998) infere que um índice de hidrogênio geralmente menor que 200 mgHC/gCOT indica a dominância de querogênio do tipo III.

- **Rochas Reservatório**

Ao longo de toda a coluna estratigráfica da bacia do Espírito Santo os intervalos caracterizados como os constituintes de rochas reservatório possuem uma distribuição associada a eventos com pulsos eustáticos de recuo do nível do mar. No intervalo da seção Rife os reservatórios são representados pelo arenitos flúvio-deltaicos da Formação Mariricu (Membro Mucuri) do Andar Alagoas. Os reservatórios da seção marinha restrita estão relacionados aos calcarenitos da Formação Regência do Eo-Alagoas, enquanto que, na seção marinha franca as rochas reservatório da Formação Urucutuca são configuradas por corpos de arenitos turbidíticos frequentemente amalgamados do Neo-Cretáceo ao Terciário.

- **Migração**

A migração dos hidrocarbonetos no contexto da bacia do Espírito Santo decorreu predominantemente através de falhas, sejam elas associadas aos processos tectônicos de abertura da bacia (falhas normais) ou por contato lateral entre as rochas geradoras e as rochas reservatório devido a influência da tectônica salífera. Neste último caso, a migração se deu por meio de falhas nos flancos dos domos salinos, falhas lístricas e estruturas geradas pela halocinese (mini-bacias e quebras da plataforma formando estruturas com morfologia que se assemelham a cascos de tartaruga).

- **Trapas e Selos**

As trapas e selos atuam de maneira que o hidrocarboneto gerado se mantenha na rocha reservatório. Para cada intervalo produtor um tipo de trapa e selo pode estar associado; nos intervalos referentes à seção Rifte a acumulação está trapeada de forma estrutural, com configuração em feições dômicas e estratigraficamente pelo acunhamento da seção contra o embasamento na borda oeste da bacia e, o selo é feito pelos folhelhos e evaporitos do Membro Itaúnas (Fm. Mariricu) (Figura 2.13).

As acumulações de Idade Albo-Turoniano o trapeamento ocorreram preferencialmente nos arenitos turbidíticos do Cretáceo Superior e Terciário Inferior. O controle estrutural foi condicionado por falhas lístricas e arqueamentos associados a tectônica de sal e as rochas que atuam como selantes para estas acumulações são os folhelhos da Formação Urucutuca (Figura 2.14).

Nas acumulações referentes ao intervalo do Terciário o componente de trapeamento está associado à presença de trapas mistas, na qual os arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca estão em estrutura de *pinch-out* e também em estruturas formadas pelo desenvolvimento dos domos de sal. O selo atuante para essas acumulações está correlacionado aos próprios folhelhos da Formação Urucutuca (Figura 2.15).

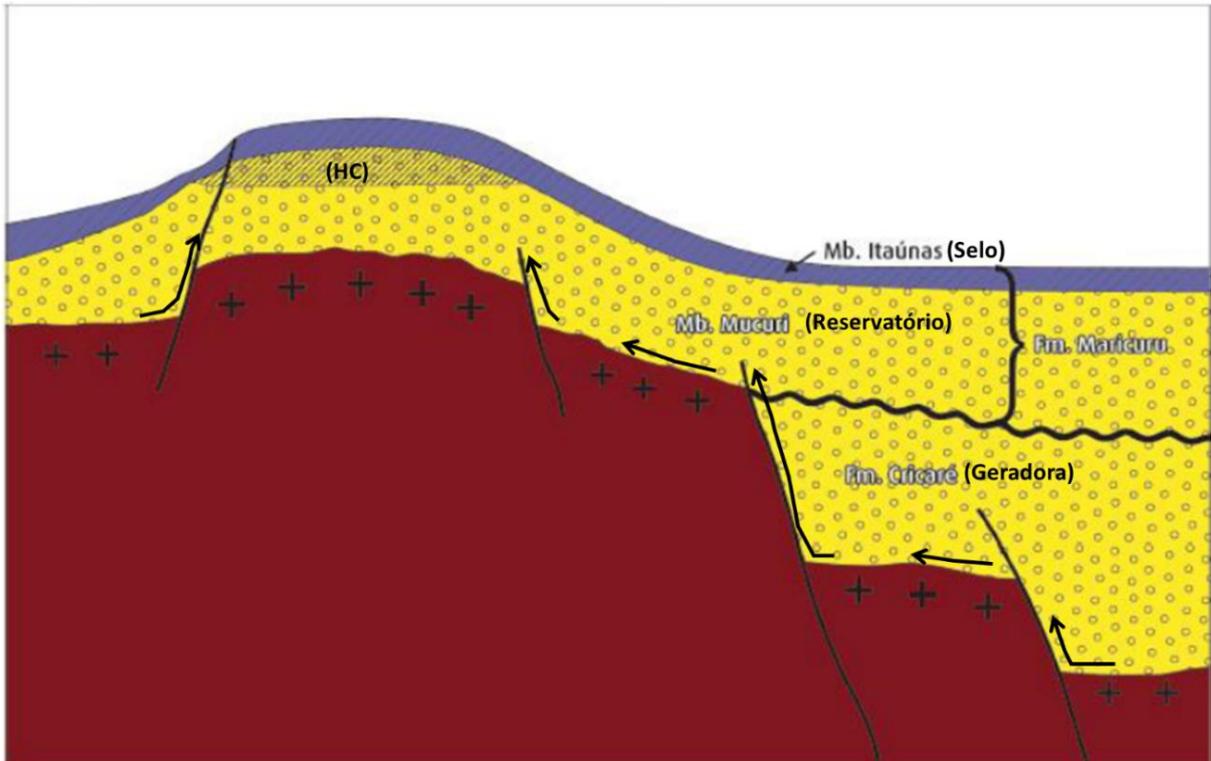


Figura 2.13. Modelo representativo de trapa estrutural da fase Rifte (*horsts e grabens*) e rocha selo (evaporito) da bacia do Espírito Santo. Modificado de ANP/COPPE, (2008).

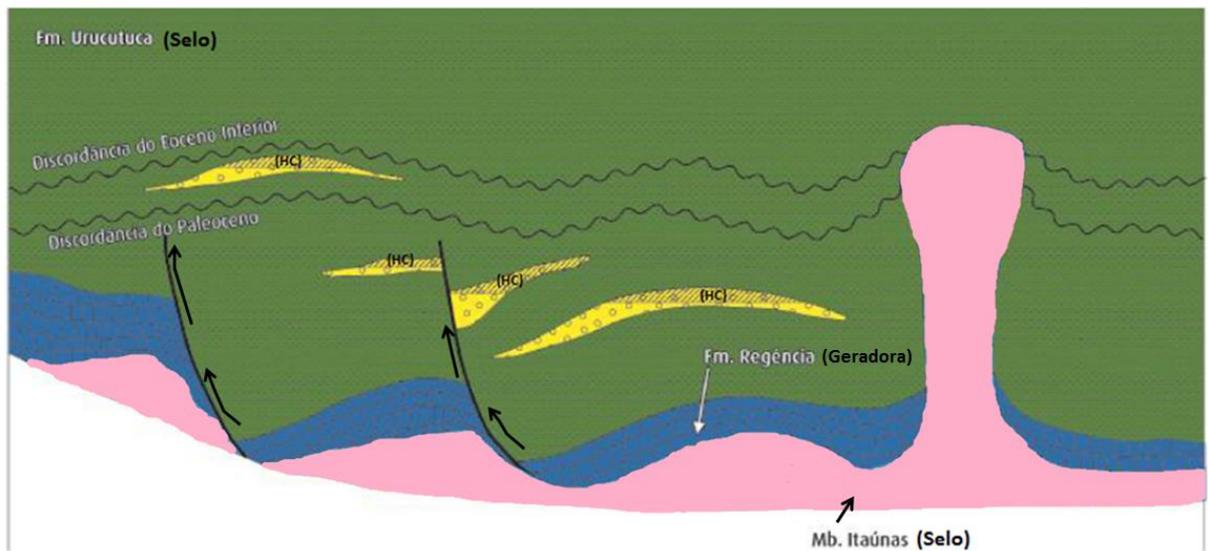


Figura 2.14. Modelo representativo de trapa estrutural da fase Drifte da bacia, estruturas em *rollover* e o efeito da halocinese na formação de falhas listricas que agem como rotas de migração do hidrocarboneto em direção aos arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca. Modificado de ANP/COPPE, (2008).

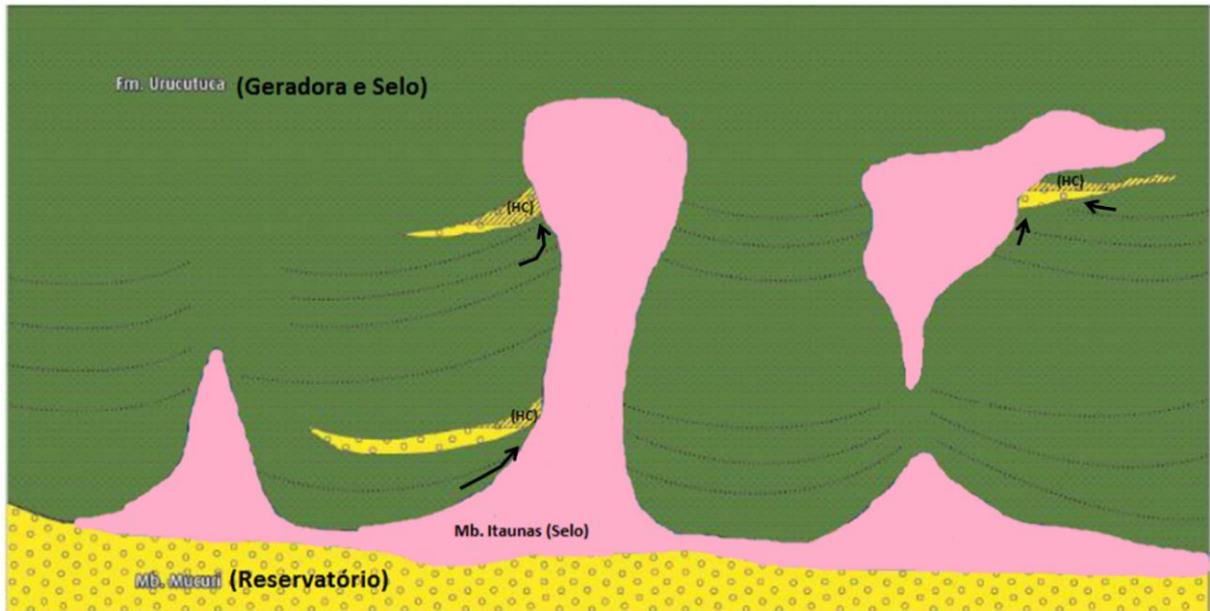


Figura 2.15. Modelo representativo de trapas mistas, arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca em estruturas de *pinch-out* contra o sal e pelos folhelhos da Formação Urucutuca agindo como selo. Modificado de ANP/COPPE, (2008).

Classificação do Sistema Petrolífero na bacia do Espírito Santo

Segundo estudos de diversos autores ao longo das descobertas dos hidrocarbonetos da bacia do Espírito Santo é reconhecida a existência de três sistemas petrolíferos atuantes: sistema Cricaré/Mariricu-Mariricu, sistema Regência-Urucutuca e sistema Urucutuca-Urucutuca (D'Avila et. al., 1998).

De forma a classificar de maneira mais correta os sistemas petrolíferos foi proposto que o nome do sistema estivesse acompanhado de um símbolo indicador de certeza da correlação presente entre a rocha geradora, a acumulação e a rocha reservatório. De tal maneira o sistema, para ser definido, deveria possuir, após o nome da rocha geradora, o nome da rocha reservatório a ela correlacionado e o símbolo que deveria indicar; (!) para um sistema comprovado, (.) para um sistema ainda hipotético, e (?) para um sistema considerado especulativo.

Os três sistemas petrolíferos comprovados na bacia do Espírito Santo são descritos da seguinte maneira:

- **Sistema Cricaré/Mariricu-Mariricu (!)**

Esse sistema é composto por óleos referentes ao primeiro grupo de rochas geradoras, formados em ambiente lacustre e pertencentes ao Membro Sernambi (Formação Cricaré). Os reservatórios são os arenitos flúvio-deltaicos da Formação Mariricu (Membro Mucuri) do Aptiano Superior.

Os folhelhos geradores desse sistema possuem como características principais o alto teor de COT e alto potencial gerador de hidrocarbonetos. O querogênio predominante é do tipo I, por evidências isotópicas de biomarcadores que apontam para uma condição sedimentar de ambiente lacustre e salino (Mello & Maxwell, 1990).

As rochas reservatórios por sua vez, são da Formação Mariricu compostas por arenitos flúvio-deltaicos que ocorrem ao longo da plataforma de São Mateus. São associadas a esse sistema as acumulações encontradas nos campos de Lagoa Parda, Rio São Mateus, Rio Itaúnas e Fazenda Cedro na parte terrestre (Figura 2.16).

- **Sistema Regência-Urucutuca (!)**

Representado pelos óleos definidos pelo segundo grupo, esse sistema é constituído pelas rochas geradoras da Formação Regência que englobam margas, calcarenitos e calcilitos do Albiano e pelos folhelhos da Formação Urucutuca de Idade Cenomaniano/Turoniano, depositados em um ambiente marinho anóxico.

O conteúdo orgânico total (COT) varia de moderado a baixo e seu potencial de geração, em geral, é considerado baixo, com o predomínio do querogênio do tipo II com contribuições do tipo III.

A acumulação nesse sistema ocorre nos arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca do Neo-Cretáceo e Paleoceno, na forma de corpos confinados em canalizações. Essas acumulações apresentam um forte controle estrutural dado pelas falhas lítricas, com arqueamento das camadas, incluindo aquelas com características de rocha reservatório do Grupo Barra Nova. A coluna sedimentar composta por folhelhos da Formação Urucutuca age como selo para esse sistema.

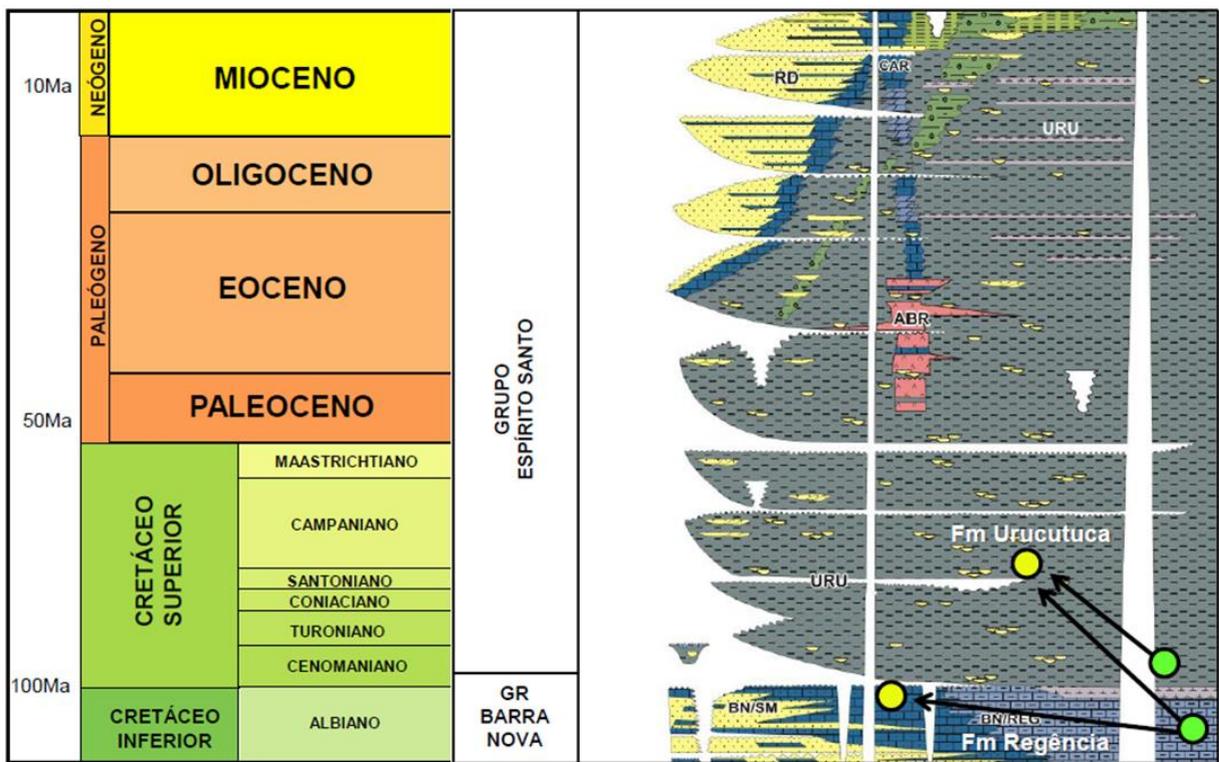
Das acumulações originadas nesse sistema podem ser destacados os campos de Lagoa Suruaca e Cação, inteiramente constituídos por óleos de ambiente lacustre e pelo campo de Cacimbas e Lagoa Parda, com mistura de óleos vindos da porção lacustre da Formação Cricaré (Figura 2.16).

- **Sistema Urucutuca-Urucutuca (!)**

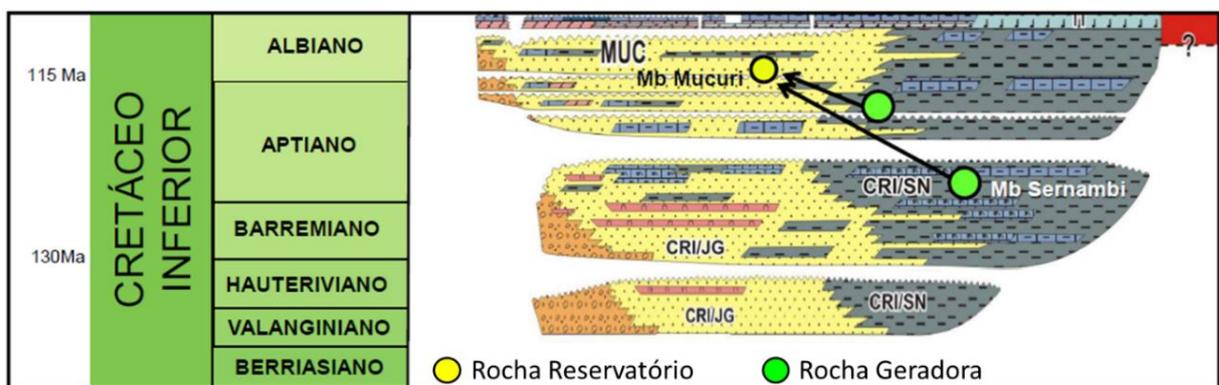
Inicialmente Estrela et.al., (1984), apesar de reconhecer a presença de amostras com teor orgânico e potencial gerador nos folhelhos do Terciário da Formação Urucutuca, não os classificou como adequados à geração de hidrocarbonetos. Somente quando se identificou a relação de idade dos marcadores biológicos dos óleos coletados dos campos de Peroá e Cangoá é que a existência de rochas geradoras do Terciário se efetivou. Frota & Guthrie (1997).

As rochas geradoras desse sistema são os folhelhos marinhos do Paleoceno e Eoceno da Formação Urucutuca que trapeam os arenitos turbidíticos da própria Formação Urucutuca da Época do Eoceno ao Oligoceno e selados pelos próprios folhelhos da mesma Formação Urucutuca. Esse sistema possui um condicionamento fortemente estratigráfico na parte emersa da bacia, enquanto que, na parte submersa há um predomínio estrutural devido ao fluxo gravitacional.

Apenas duas acumulações de hidrocarbonetos (gás condensado e óleo leve) foram correlacionadas com esse sistema e descritas nos campos de Cangoá e Peroá (D'Avila *et. al.*, 1998) (Figura 2.16).



● Rocha Reservatório ● Rocha Geradora



● Rocha Reservatório ● Rocha Geradora

Figura 2.16. Representação do sistema petrolífero atuante na bacia do Espírito Santo, da base para o topo; O sistema Cricaré/Mariricu-Mariricu (!) da fase Rife, o sistema Regência-Urucutuca (!) da fase transicional e o sistema Urucutuca-Urucutuca (!) da fase marinha. Modificado de França et al., (2007).

2.7 Histórico Exploratório na Bacia do Espírito Santo

A bacia do Espírito Santo pode ser classificada como uma bacia em estágio maduro de sucesso de produção e identificação de acumulações em sua porção terrestre e ainda, em etapa exploratória em sua porção marinha, devido aos limitados sucessos encontrados.

Na porção *onshore* o histórico das descobertas econômicas remonta ao ano de 1969 com a descoberta do campo de São Mateus em reservatórios da fase Rife, impulsionando os trabalhos exploratórios na bacia que propiciaram a descoberta do campo de Fazenda Cedro em 1972 e Lagoa Parda em 1978. Na plataforma continental foram descobertas o campo de Cação em 1977, em reservatórios do Grupo Barra Nova (Albiano) e o campo de Congoá com reservatórios em arenitos turbidíticos de Idade Neo-Eocênica da Formação Urucutuca em 1988. Posteriormente em 1996, foi descoberto o campo de Peroá com reservatórios constituídos por arenitos turbidíticos do Oligoceno da Formação Urucutuca. Mais tarde esses campos foram declarados como produtores de gás e condensado.

Com a abertura do mercado de hidrocarbonetos no Brasil em 1997, foi possível o aumento do investimento por empresas estrangeiras na bacia, o que proporcionou a descoberta do primeiro campo na região de águas consideradas profundas, o campo de Canapu, com os principais corpos arenosos portadores de hidrocarbonetos de Idade Maastrichtiano. Em 2004 foi declarada comercialidade deste campo com fluido primário produtor de gás.

Paralelo a descoberta do campo de Canapu, outros campos na porção marinha profunda foram encontrados, alavancando a produtividade e atratividade de investimentos na exploração da bacia do Espírito Santo. Os campos de Golfinho, com boas reservas de óleo leve em reservatórios de arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca do Maastrichtiano, e os campos de Camarupim e Camarupim Norte, em corpos arenosos da Formação Urucutuca do Maastrichtiano Inferior contribuíram para agregar mais reservas de gás e condensado a bacia do Espírito Santo (Figuras 2.17 e 2.18).

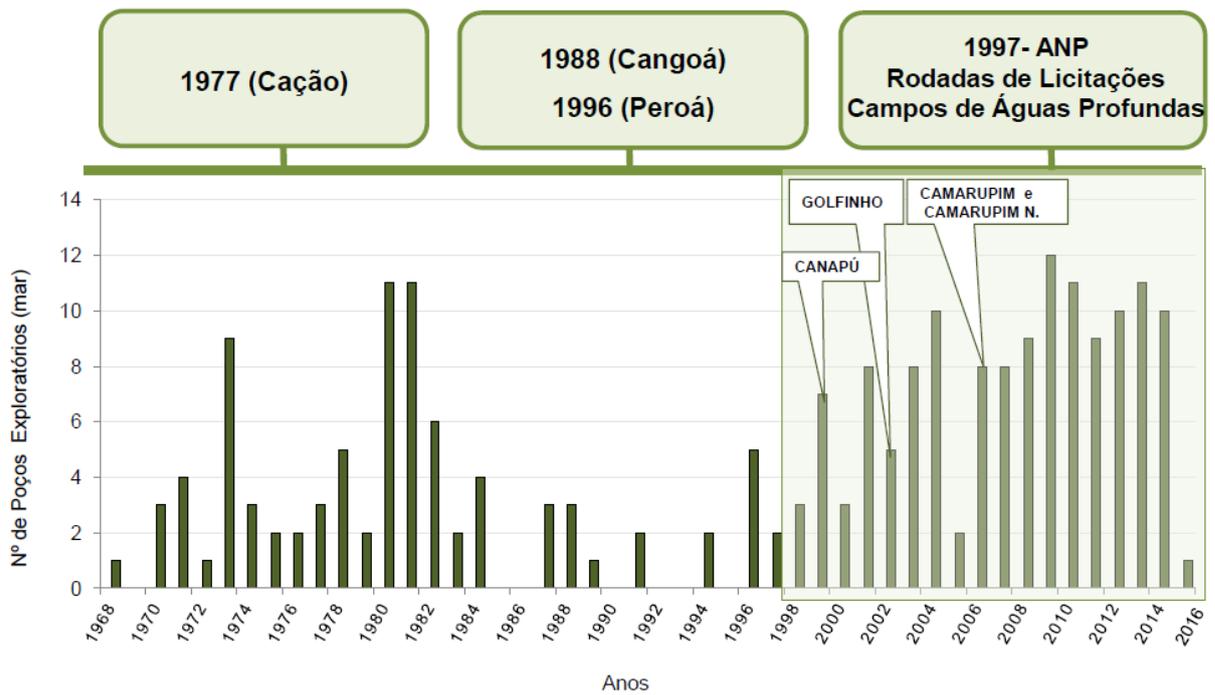


Figura 2.17. Histórico exploratório de perfuração de poços na bacia do Espírito Santo. Extraído de ANP 13º Rodada de Licitações.

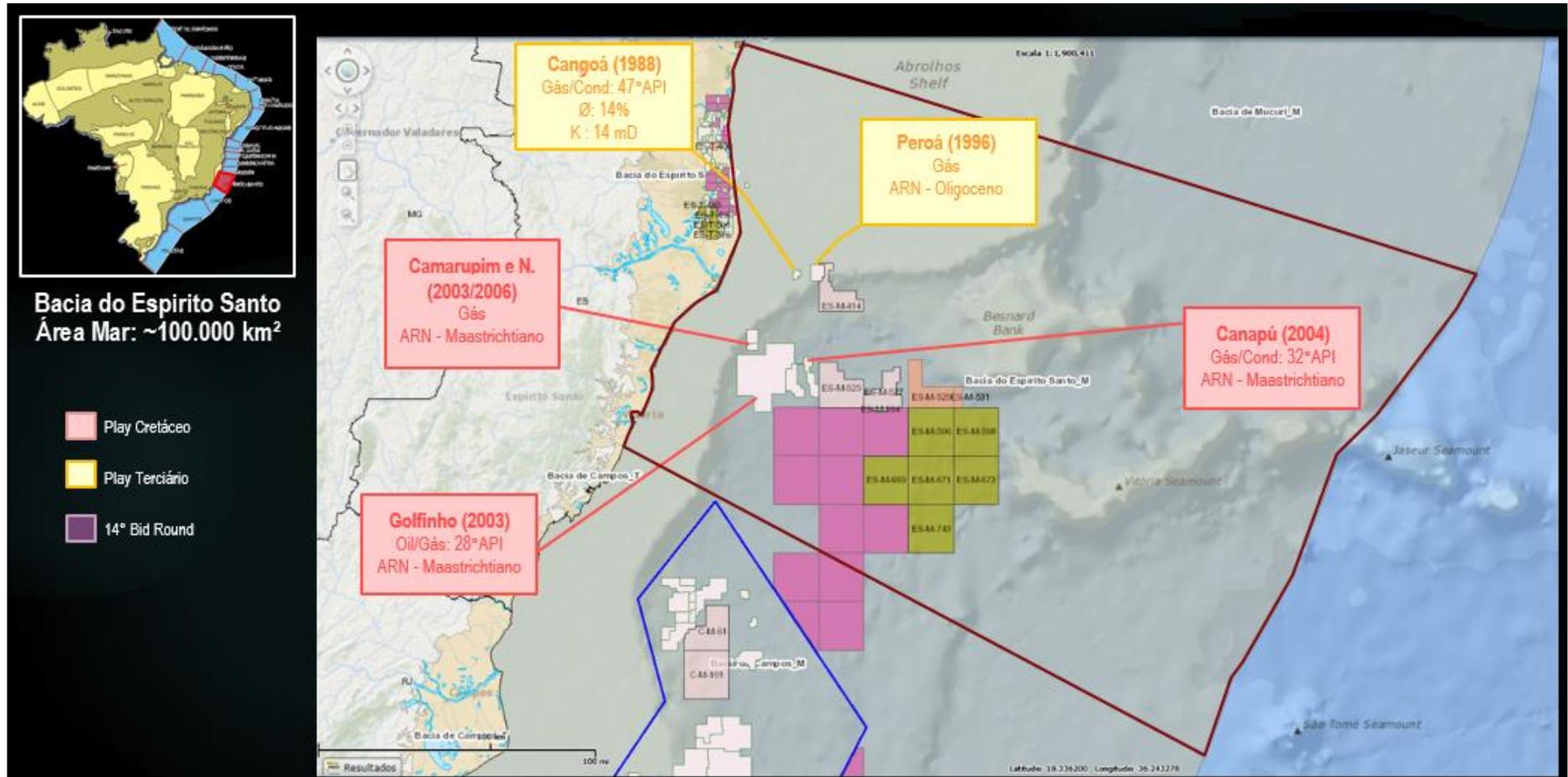


Figura 2.18. Mapa da bacia do Espírito Santo e a distribuição dos principais campos produtores marinhos, seus reservatórios e tipos de hidrocarbonetos produzidos. Modificado de ANP.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Perfilagem de Poços

O perfil de um poço é a representação gráfica vertical em profundidade de uma ou mais propriedades físicas medidas das rochas perfuradas (radioatividade natural ou induzida, resistividade elétrica, potencial eletroquímico natural, tempo de trânsito de ondas mecânicas etc.). Para a obtenção de tais propriedades um ou mais sensores são deslocados dentro do poço por meio de um cabo elétrico resultando em um registro contínuo em profundidade (Nery, 2013).

A alta importância da aquisição e processamento adequado dos perfis na indústria do petróleo, reside no fato de que as propriedades físicas mais importantes para a caracterização e avaliação de economicidade dos reservatórios, que são porosidade, permeabilidade e saturação de hidrocarbonetos são estimadas de maneira indireta por meio deles, ou seja, embora essas propriedades não sejam lidas diretamente através da perfilagem, são estimadas em uma avaliação conjunta dos perfis adquiridos pela análise petrofísica.

Existem muitos tipos diferentes de perfis com finalidades específicas de acordo com a pesquisa a ser realizada. No presente trabalho foram utilizados perfis de Caliper, Raios Gama (GR), Densidade (RHOB), Resistividade (ILD), Sônico (DT), Neutrão (NPHI). Abaixo segue uma breve descrição dos princípios e mecanismos físicos que estes perfis utilizam (Figura 3.1).

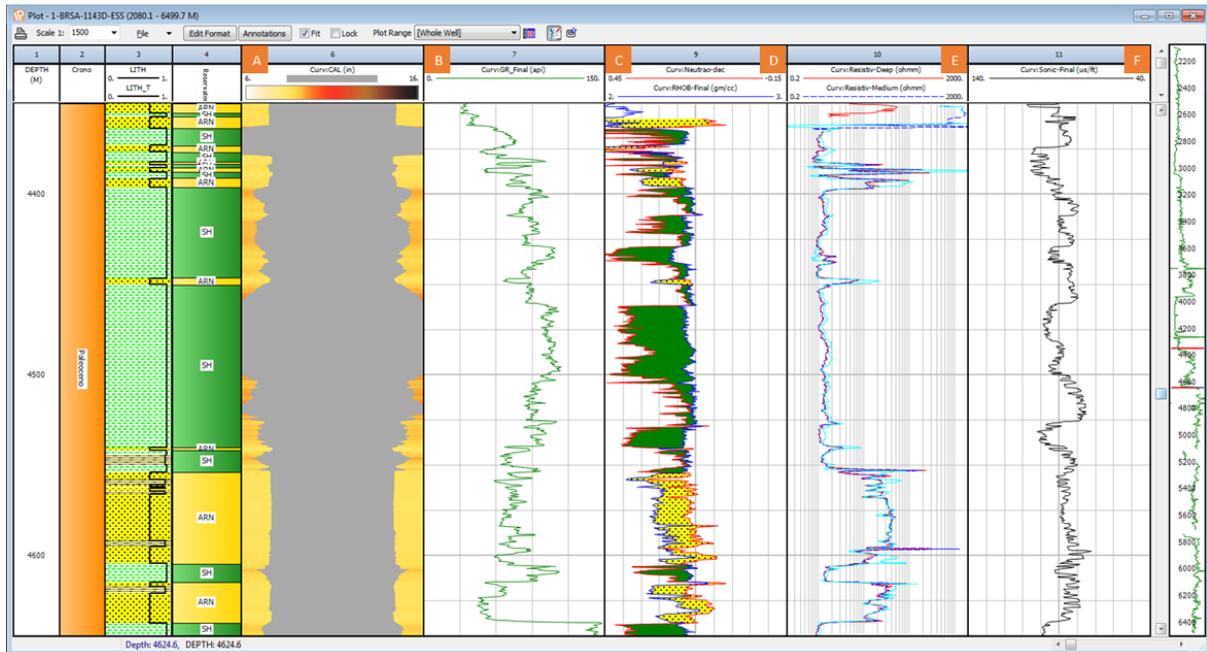


Figura 3.1. Perfis geofísicos de poço 1-BRSA-1143D. (a) Perfil Caliper (b) Perfil Raios Gama, (c) Perfil Densidade; (d) Perfil Neutrônico; (e) Perfil Resistividade; (f) Perfil Sônico.

- **Perfil Caliper**

O perfil do caliper mede o diâmetro do poço e fornece informações muito úteis sobre as condições da parede do poço, antes de executar as demais perfilagens com outras sondas, incluindo aquelas que contêm fontes radioativas. Detecta quando há arrombamentos que podem ser resultado da presença de *break-outs* (fraturas por cisalhamento), rochas muito fraturadas, presença de zonas vulgares ou má execução da perfuração. É muito utilizado como controle de qualidade para verificar anomalias ocorridas em outros perfis geofísicos.

- **Perfil Raios Gama (GR)**

Mede a radioatividade natural das rochas. Radioatividade é a propriedade pela qual os átomos de grande número atômico (Z) emitem espontaneamente radiação devido à instabilidade de seus núcleos. Os principais representantes dessa classe são o potássio (K40), o urânio (U) e o seu elemento filho tório (Th) e o perfil de raios gama simples fornece a radioatividade destes três elementos combinados. Nas rochas sedimentares os folhelhos são os mais radioativos sendo o potássio K40 o responsável pela maior taxa de emissão. Outras rochas como arenitos arcossianos, ou aqueles formados em ambientes redutores e ainda conglomerados policompostos

também emitem radiação, o que pode comprometer análises do conteúdo de argila em uma rocha.

O perfil de GR é usado para definição da litologia distinguindo o que é folhelho de não folhelho, definição eventual de ambientes de deposição permitindo a correlação entre poços vizinhos, identificação de minerais radioativos e evaporitos e cálculo de argilosidade ou volume de folhelho. Utiliza a unidade Graus API e varia em um intervalo de 0 a 200 Graus API.

- **Perfil Densidade (RHOB)**

O perfil de densidade registra continuamente as variações das densidades das camadas com a profundidade. A medida da densidade é realizada pelo bombardeio das camadas por um feixe de raios gama que colidem com os elétrons e perdem energia. A quantidade de partículas que retorna ao sensor é registrada, sendo que, o maior número de partículas representa maior densidade.

O perfil densidade em conjunto com o sônico é usado para geração de sismogramas sintéticos para amarrações poço-sísmica e cálculo das constantes elásticas. Na análise petrofísica é usado para cálculo da porosidade total das camadas, determinação da litologia, quando usado em conjunto com sônico e/ou neutrônico e na identificação de zonas de hidrocarbonetos leves (gás e/ou condensado) quando usado junto com o neutrônico. A unidade de medida é dada em g/cm³.

- **Perfil Neutrônico (NPHI)**

Os perfis neutrônicos medem a radioatividade induzida artificialmente por meio de bombardeios nas rochas com nêutrons de alta energia ou velocidade. Ao se chocarem com os átomos do meio os nêutrons perdem parte de sua energia inicial e essa quantidade de energia perdida dependerá da massa relativa do núcleo colidido. Contudo verificou-se que as maiores perdas ocorrem quando os nêutrons se chocam com núcleos de massa praticamente igual a sua, no caso, com núcleos de hidrogênio. A partir do momento que os nêutrons perdem energia eles se difundem no meio até serem capturados por algum núcleo, não necessariamente de hidrogênio. O núcleo que o captura se torna excitado e emite raios gama de alta energia para retornar à estabilidade e são esses raios gama medidos pela ferramenta.

O hidrogênio está presente livre nas moléculas de água, adsorvidas nas estruturas cristalinas, nos hidrocarbonetos e nos argilominerais preenchendo os poros das

rochas. Em geral os óleos têm menor concentração de hidrogênio que a água, no entanto, alguns óleos a depender de sua densidade podem ter a mesma concentração de hidrogênio por unidade de volume que a água. O gás e o condensado por sua vez, apresentam uma concentração de hidrogênio substancialmente menor ocasionada pela dispersão das moléculas o que leva a sinalizar uma baixa porosidade (Nery 2013).

Idealmente o perfil neutrônico é utilizado combinado com o perfil de densidade, juntos são uma excelente ferramenta na identificação de gás nas rochas reservatório e para cálculo de porosidade em poço aberto e revestido. A unidade de medida é unidades de porosidade (UP) relativa a uma litologia de calibração (calcário ou arenito). Neste estudo as curvas foram calibradas para calcário e os valores em UP variaram de -0,15 a 0,45.

- **Perfil de Indução ou Resistividade (ILD)**

Mede a condutividade elétrica das rochas (relação inversa da resistividade) em zonas a partir do centro do poço e sua resposta varia com a profundidade de investigação. A zona profunda ou virgem, onde não há invasão da lama de perfuração, fornece a informação da resistividade original da rocha, enquanto que, as demais curvas registradas sofrerão influência da invasão da lama, em maior ou menor escala, a depender das características da rocha. A medida da condutividade elétrica é feita através da indução de campos eletromagnéticos que penetram nas formações rochosas. A antena transmissora induz uma corrente elétrica na formação rochosa que produz um campo magnético captado pela antena receptora.

A principal característica explorada por esse perfil é que valores altos de resistividade podem indicar uma rocha porosa e que contenha hidrocarbonetos. O fato é que a maioria das rochas é isolante, enquanto seus fluidos são condutores, especialmente se for água salgada. No entanto, hidrocarbonetos são uma exceção, pois possuem elevada resistividade. Se a formação é porosa e contém água salgada a resistividade será baixa, enquanto que, se contiver hidrocarbonetos a resistividade será elevada.

- **Perfil Sônico (DT)**

O Perfil Sônico mede o tempo de trânsito que uma onda sonora leva para percorrer o espaço entre dois detectores localizados a distâncias fixas entre si.

A velocidade do som varia de acordo com o meio em que suas ondas se propagam, sendo maior em sólidos do que em líquidos e gases. Isso significa que quanto maior a velocidade de propagação, menor o tempo necessário para percorrer uma mesma distância. Se uma rocha, entre duas semelhantes, contém maior quantidade de fluidos nos seus poros (maior porosidade), então o tempo de trânsito do pulso será maior. Por outro lado, zonas de fratura também podem ser identificadas devido a um maior tempo de trânsito do pulso para alcançar o receptor (ou receptores) devido ao acréscimo de porosidade secundária (Nery 2013).

Os principais usos deste perfil são para o cálculo da porosidade intergranular, detecção de zonas fraturadas ou perda de circulação, juntamente com o perfil de densidade é utilizada para a geração de sismograma sintético para amarração poço-sísmica e construção de modelos de velocidade, além de cálculo das constantes elásticas (razão de Poisson, módulo de cisalhamento, módulo de Young,) auxiliando nos trabalhos de geomecânica.

A unidade de medida é expressa em microssegundos por pé, apresentada geralmente na escala de 140-40 $\mu\text{s}/\text{pé}$

3.2 Interpretação Sísmica e Atributos

Interpretação sísmica consiste na aplicação de uma série de operações no dado sísmico, de maneira integrada, com o objetivo final de definir e caracterizar jazidas para exploração e produção do bem mineral de interesse, sendo sua maior aplicação na indústria do petróleo.

Antes de iniciar o trabalho de interpretação o primeiro ponto de atenção do intérprete é conhecer muito bem a história e características do dado recebido, sejam de linhas 2D, sísmica 3D e os dados de curvas de poços. O intérprete deve conhecer sua origem, os parâmetros de aquisição, quais as etapas de processamento pelas quais o dado foi submetido, analisar a polaridade, a fase e a presença de ruídos que não foram removidos pelo processamento. Esta etapa é de grande importância para que se estabeleça uma relação de confiança com o dado que se irá interpretar.

O controle de qualidade que se faz na sequência é avaliar a resposta da amplitude do dado. Se ela se deve ao sinal de retorno da geologia da subsuperfície, a presença de ruídos ou problemas de iluminação. Ao identificar ruídos deve-se avaliar como estão

distribuídos e a que estão relacionados e as zonas de “apagão” na amplitude se essas são resultado de efeitos de iluminação ou geologia complexa associada a zonas de escape de gás ou intenso falhamento e fraturamento.

Conhecendo o dado sísmico e suas principais características a etapa seguinte consiste na análise da informação geológica fornecida pelos poços. Contudo, os poços estão em profundidade e a sísmica em tempo, sendo necessária a construção de uma lei de conversão. Esta lei é feita a partir da construção de um sismograma sintético, no qual o poço será representado por um traço sísmico e este traço é amarrado à sísmica. O resultado deste processo, que está mais bem detalhado no decorrer do trabalho, é uma tabela tempo-profundidade, que rege a lei de conversão. Um dos resultados mais importantes desta etapa é analisar a resposta dos marcadores geológicos em um traço sísmico sintético. Por este processo avalia-se a expressão deles em termos de amplitude, a correspondência com os refletores sísmicos e a capacidade da sísmica de resolver as camadas limitadas pelos marcadores.

O mapeamento sísmico se dará então, a partir do momento que se identifica quais os refletores sísmicos se associam aos principais eventos geológicos do poço, ressaltados por seus marcadores, e essa informação é espalhada através do rastreamento dos refletores na sísmica.

O principal objetivo do mapeamento sísmico é a definição do arcabouço tectono-estratigráfico da área, dando significado geológico a sísmica. O mapeamento tectônico se refere ao mapeamento das falhas, que são marcadas por descontinuidades do refletor, buscando identificar as principais fases de deformação na área, distinta por diferentes estilos estruturais. O mapeamento stratigráfico consiste no mapeamento dos horizontes, que, em geral, são limites de sequencias, em especial discordâncias de maior expressão, ou superfícies de inundação. As duas interpretações associadas possibilitam a definição do arcabouço e o entendimento da evolução tectono-estratigráfica da área por meio da construção de mapas de isópacas.

O processo de se fazer mapeamento sísmico consiste no reconhecimento de padrões. Identificar padrões e terminações de refletores e saber reconhecer estruturas de associações de falhas exigem conhecimento prévio de sismoestratigrafia e geologia estrutural. Isso se torna essencial quando há problemas com a amplitude do dado em

determinadas regiões em que a continuidade dos refletores está comprometida, devido à alta intensidade de falhas ou ainda problemas de iluminação e ruídos e é necessário que o interprete dê uma resposta. Os principais conceitos da interpretação sísmo-estratigráfica aplicados no mapeamento sísmico são apresentados no item 3.3.

Para auxiliar o mapeamento sísmico comumente se faz uso de atributos. Chopra e Marfurt (2008) definem atributos sísmicos como sendo uma medida quantitativa de uma propriedade sísmica de interesse. Em outras palavras, os atributos sísmicos são operações matemáticas que se faz no dado sísmico com o objetivo de se investigar alguma propriedade.

Existem dois tipos principais de atributos: geométricos e de intensidade. Os atributos geométricos visam avaliar a presença de descontinuidades no dado sísmico associadas à presença de falhas, fraturas ou ruídos. Os atributos de intensidade vão avaliar a variação da amplitude do dado, que podem estar relacionadas a mudanças laterais de fácies, ou problemas de iluminação e presença de ruídos.

Os atributos podem ser extraídos independentes do domínio: tempo ou profundidade e nas seções 2D ou na sísmica 3D. Podem ser analisados ao longo das seções nas direções *inline*, *crossline* e em *time ou depthslice*, independente do mapeamento sísmico. Com as superfícies interpretadas, eles podem ser extraídos ao longo de um horizonte ou em um intervalo entre dois horizontes e ainda em uma janela a partir do horizonte. A escolha pelo método de extração e análise é função da propriedade que se deseja investigar e como se imagina que ela esteja distribuída.

A utilização de atributos sísmicos é de grande importância para a interpretação sísmoestratigráfica, uma vez que, permite o realce das feições estratigráficas e estruturais, revelando ao intérprete estruturas geológicas que não são evidentes no dado de amplitude.

3.3 Interpretação Sísmo-Estratigráfica

A sísmoestratigrafia é o estudo de sucessões estratigráficas a partir de dados sísmicos de reflexão. É uma ferramenta muito útil na definição de sequências deposicionais e de suas fácies sedimentares correlatas, permitindo compreender a evolução tectono-estratigráfica de uma bacia sedimentar. Uma sequência deposicional é definida como uma unidade estratigráfica representada por um conjunto de estratos relativamente

concordantes limitado na base e no topo por discordâncias e suas concordâncias correlativas (Mitchum Jr. et al., 1977).

Essa ferramenta foi desenvolvida inicialmente para o mapeamento de sequências depositadas em um contexto de margem continental passiva, no entanto, sua aplicabilidade tem sido estendida no mapeamento de sequências depositadas em outros contextos, entre eles, SAGS intracontinentais, bacias Rífte, bacias *Foreland* com adaptações nos conceitos e terminologias.

A sismoestratigrafia tem grande aplicação na exploração de hidrocarbonetos. Por meio dela é possível compreender o ambiente tectônico e deposicional da bacia, identificando trapas estratigráficas e/ou estruturais presentes nas rochas reservatórios.

Um dos princípios básicos da sismoestratigrafia consiste na interpretação das terminações e configurações das reflexões sísmicas no reconhecimento e correlação de sequências, na predição de ambientes deposicionais e de litofáceis (Mitchum Jr. et al., 1977).

As reflexões sísmicas são registro do tempo de percurso de ondas mecânicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em sub-superfície quando encontram interfaces físicas entre duas camadas com diferentes valores de impedância acústica. A impedância acústica é uma propriedade da camada definida como o produto da sua velocidade pela sua densidade. As superfícies que representam essas interfaces e produzem reflexões sísmicas são, em geral, de caráter cronoestratigráfico e se correlacionam a limites de sequências estratigráficas como superfícies de inundação e discordâncias, ou ainda, podem representar contato óleo-água, intrusões vulcânicas e zonas de alteração digenética.

Na interpretação sismo-estratigráfica o reconhecimento e individualização das sequências deposicionais é feita a partir de padrões de terminação dos refletores. As terminações dos estratos são definidas pela relação geométrica entre eles e a superfície estratigráfica na qual eles terminam. Limites superiores são marcados por truncamentos erosionais, *toplaps* e terminações concordantes no topo, enquanto que limites inferiores são marcados por *onlap*, *downlap*, e terminações concordantes na base Mitchum Jr. et al., (1977) (Figura 3.2).

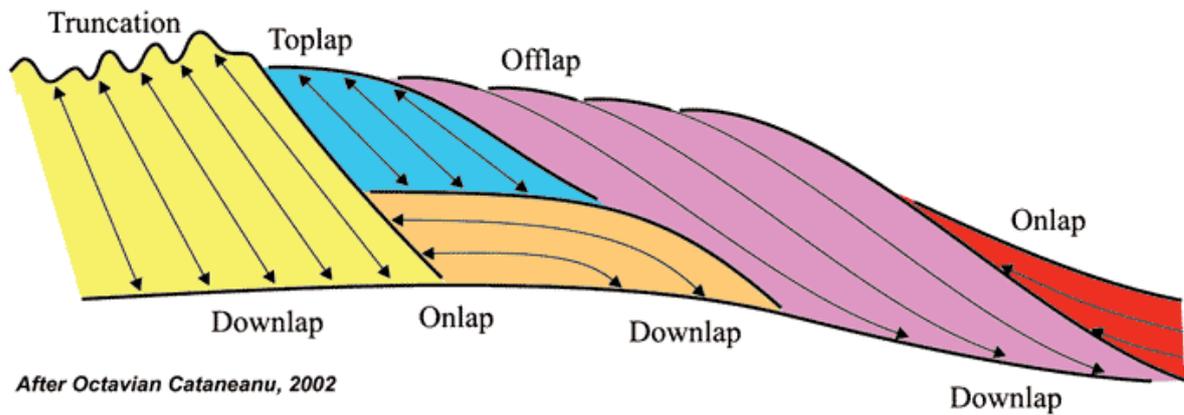


Figura 3.2. Padrões de terminação de refletores dentro de uma sequência sísmica idealizada Modificado de Catuneanu (2006).

O truncamento erosional consiste na terminação de estratos contra uma superfície de erosão sobrejacente. No *toplap* as terminações dos estratos inclinados são contra uma superfície sobrejacente de ângulo mais baixo, não necessariamente uma discordância. No *onlap* as terminações de estratos de baixo ângulo são contra uma superfície estratigráfica mais íngreme e indica um preenchimento sedimentar progressivo podendo se desenvolver em ambientes marinhos, costeiros e não marinhos. No *downlap* as terminações dos estratos inclinados são sobre uma superfície de ângulo inferior. Na bacia associam-se esses estratos a uma progradação sedimentar sobre uma superfície de inundação. Por fim o padrão *offlap* representa uma mudança progressiva do avanço das unidades sedimentares sentido *offshore* dentro de uma sequência de estratos concordantes. Este padrão é produto da queda do nível de base, sendo diagnóstico de regressão forçada.

Além da análise de padrões das terminações dos refletores, o reconhecimento das fácies sísmicas é fundamental para delimitação e caracterização das sequências deposicionais.

Fácies sísmica ou sismofácia é definida como uma unidade tridimensional, composta por um conjunto de reflexões sísmicas com características ou padrões próprios, que diferem dos conjuntos adjacentes dentro de uma sismossequência (Mitchum Jr. et al., 1977). De acordo com Ojeda (1991), uma sismofácia caracteriza uma mudança litofaciológica dentro da sucessão de estratos, resultado de diferentes processos sedimentares.

A análise de sismofácies tem por objetivo reconhecer os padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das sequências e dos tratos de sistemas,

interpretando os seus significados geológicos, permitindo, assim, construir um ou mais modelos geológicos (Severiano Ribeiro 2001).

O padrão interno das reflexões está diretamente relacionado a estratificação, aos processos deposicionais e erosionais, e a existência de canalizações e deformações contemporâneas. Os principais tipos de padrões estão resumidos na figura 3.3 e serão discutidos abaixo, de acordo com a concepção de (Mitchum Jr. et al., 1977), Ojeda (1991) e Severiano Ribeiro (2001).

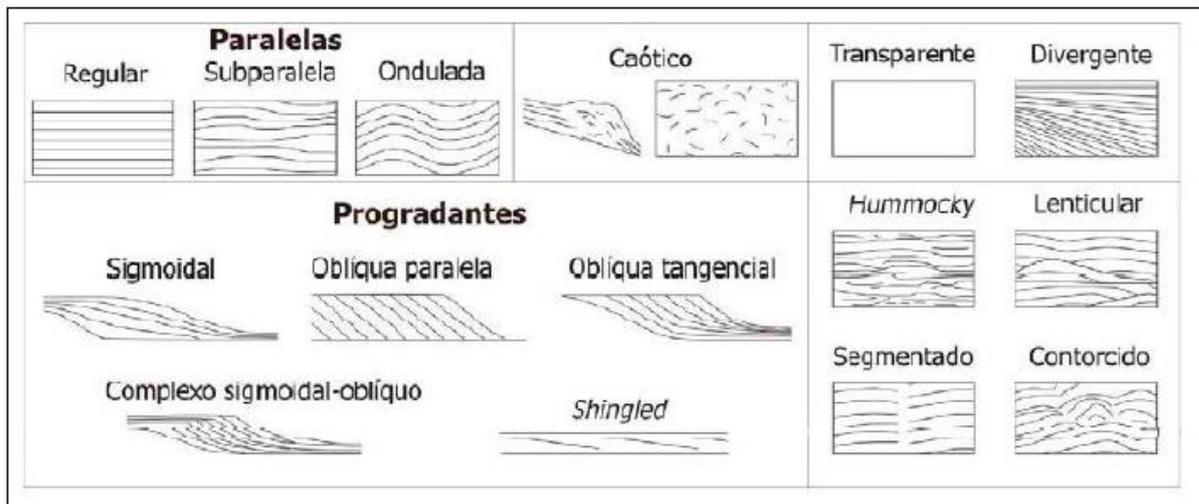


Figura 3.3. Padrão de clinoformas. Severiano Ribeiro (2001).

O padrão de reflexões paralelas/subparalelas indica uma taxa de deposição constante sob subsidência uniforme. O padrão divergente sugere uma variação lateral na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato ou atuação simultânea destes dois fatores.

As configurações progradantes constituem estratos que se empilham lateralmente sobre superfícies inclinadas, cuja superposição lateral gera clinoformas que podem ser obliquas (paralelas e tangenciais), sigmoidais, complexo sigmoidal-obliquo e *shingled*, a depender, principalmente, das variações entre as taxas de sedimentação e variação do nível do mar. A configuração obliqua está associada com alto suprimento sedimentar, alta energia durante a deposição, baixa ou nenhuma taxa de subsidência e nível do mar estacionário. Por outro lado, as clinoformas sigmoidais relacionam-se a baixo suprimento sedimentar, taxa de subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar em ambiente de baixa energia. O complexo sigmoidal-obliquo é um padrão intermediário entre as condições ambientais, as quais originam as clinoformas obliquas e sigmoidais. Por último as clinoformas *shingled* tem um padrão progradante de pequena espessura com refletores internos de mergulho suave,

geralmente associada a deposição em águas rasas. Estas configurações estão presentes em sistemas deposicionais prográdantes, tais como, sistemas deltaicos, de leques costeiros, de plataforma, de borda de plataforma, de talude e bacia.

A configuração caótica consiste em reflexões descontínuas e discordantes que indicam ambiente de alta energia e deformação sin e pós deposicionais, com presença de estratos dobrados, falhas e estratificação convoluta. *Mounds* carbonáticos que passaram por processos de dissolução e recristalização também apresentam esta configuração.

O padrão transparente é resultado de estratos intensamente deformados ou litologias homogêneas com ausência de estratificação.

O padrão *hummocky* é constituído por pequenos refletores, descontínuos e irregulares subparalelos que formam um padrão segmentado com terminações não sistemáticas. Esta sismofácia é característica do sistema sedimentar de leques deltaicos e submarinos que apresentam o empilhamento do tipo *hummocky*, originado por fluxos gravitacionais em tempos de tempestade.

A geometria das fácies sísmicas também constitui uma característica relevante na análise em subsuperfície. As seqüências deposicionais podem apresentar geometrias que estão diretamente relacionadas com o ambiente deposicional, sob os quais elas foram depositadas. Os principais tipos de geometria externa são: lençol, lençol ondulado, cunha, banco, lente, montiforma e de preenchimento (de canal, de bacia ou de talude) (Figura 3.4). Nesta figura, da esquerda para a direita os quatro primeiros blocos diagramas ilustram as geometrias relacionadas com deposição em ambientes de plataforma (Mitchum, Jr. et al., 1977).

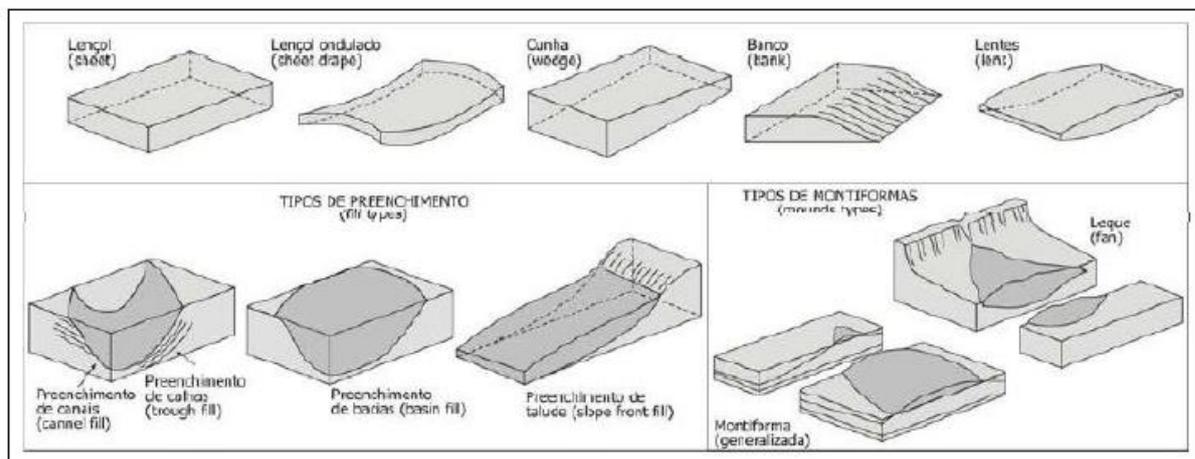


Figura 3.4. Quadro-resumo das geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas (Reproduzido de Mitchum Jr. et al. 1977).

A geometria em lençol possui sismofácies paralelas e indica deposição em planícies aluvias, plataforma ou planície abissal, enquanto que a de lençol ondulado marca a deposição em condições de baixa energia, em bacias evaporíticas ou planícies abissais. Severiano Ribeiro (2001).

A geometria em lente é comum nas clinofomas progradantes, enquanto as montiformas caracterizam feições deposicionais topograficamente mais elevadas, como resultado de processos sedimentares, vulcânicos ou biogênicos (leques submarinos, lobos de escorregamentos, turbiditos, contornitos, recifes e outros tipos de construções carbonáticas e vulcânicas (Mitchum, Jr. et al., 1977).

As geometrias de preenchimento são interpretadas como feições negativas no relevo deposicional sendo erosivas ou não, tais como canais, *canyons*, calhas estruturais, sopé de talude, dentre outros Severiano Ribeiro (2001).

4. BASE DE DADOS E METODOLOGIA

4.1 Base de dados

A realização desta dissertação se deu pela integração de dados sísmicos, de poços perfurados na área de interesse e informações obtidas do levantamento bibliográfico. O conjunto de dados de sísmica e de poços foram obtidos através do convênio da Agência Nacional do Petróleo (ANP) com as universidades. Foram disponibilizados um (1) volume sísmico, quinze (15) poços e trinta (30) linhas sísmicas 2D com orientação *dip* e *strike*, derivadas de levantamentos sísmicos diversos, em lâmina d'água acima de 1800 metros de profundidade (Figura 4.1).

O volume sísmico 3D, cuja área contém cerca de 100 km² com espaçamento entre linhas de 12,5m e intervalo de amostragem de 2ms, pertence ao levantamento 0264_BES2_BMES1_BMES2 adquirido em 2001. As linhas 2D fazem parte de três levantamentos distintos: 0259_2D_SPP_2Q_1999_PSTM_2003_2, R0003_GRAND_ESPÍRITO_SANTO_1 e R0003_GRAND_NORTH_CAMPOS_3, adquiridos entre os anos de 2003 e 2004, com intervalos de amostragem de 2ms. Tanto o volume quanto as linhas sísmicas 2D foram disponibilizados com migração *Kirchhoff* em tempo.

As informações dos poços disponibilizados são constituídas por relatórios da perfuração e perfis obtidos da perfilarem, como a curva de raios gama, sônico, densidade, resistividade e de nêutrons, todos no formato DLIS.

A interpretação sísmica foi realizada no *software* Petrel 2014 da empresa Schlumberger e dos poços no *software* IP da empresa LR Senergy, disponíveis academicamente na universidade.

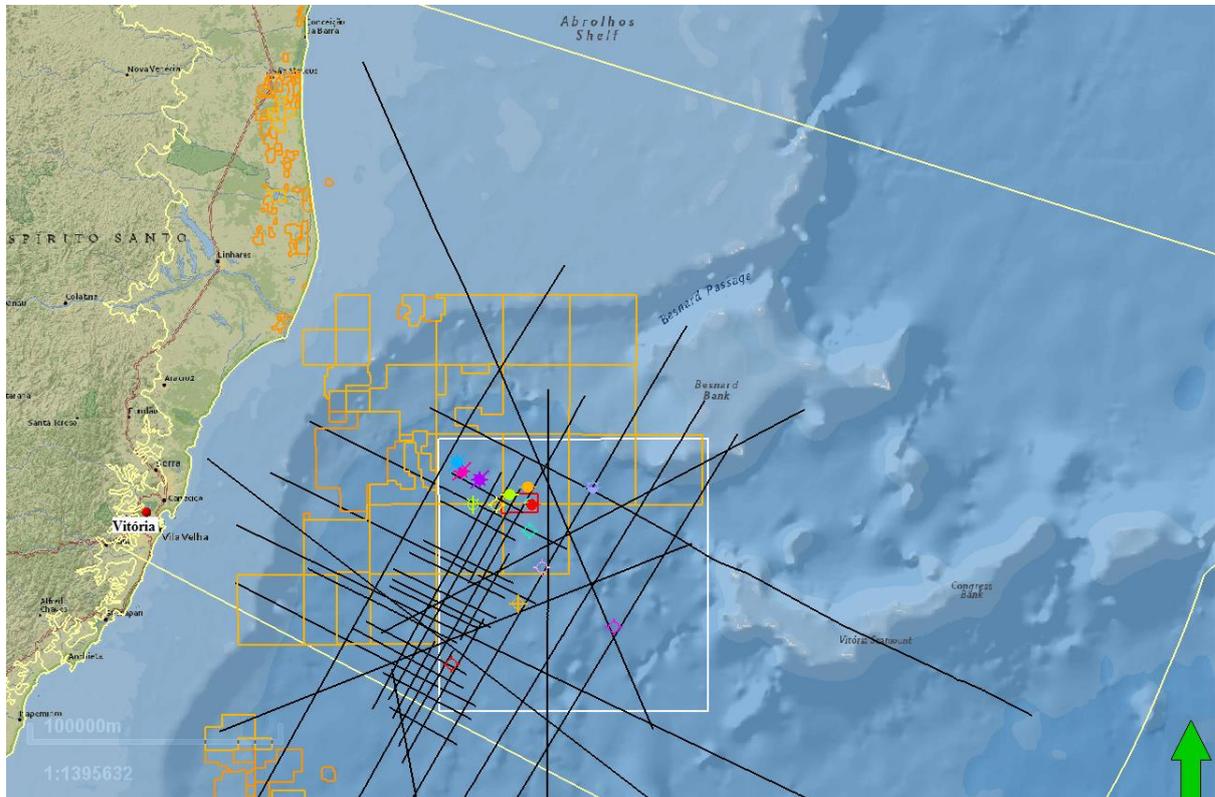


Figura 4.1. Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo com o pacote de dados (linhas sísmicas 2D em preto, volume sísmico 3D em vermelho e poços (colorido) na área de estudo. O polígono branco representa a área interpretada e os polígonos em alaranjado representam as áreas de concessões exploratórias.

4.2 Metodologia

Com o objetivo de caracterizar oportunidades exploratórias na porção sul da bacia do Espírito Santo, desenvolveu-se uma série de atividades a partir dos dados sísmicos e de poços disponíveis. Estas atividades consistiram no carregamento e controle de qualidade dos dados, calibração sísmica-poço, interpretação sísmica e de atributos, construção do modelo de velocidade, conversão tempo-profundidade, análise petrofísica e identificação e caracterização de possíveis alvos exploratórios (Figura 4.2). Os principais conceitos de cada uma destas etapas e os resultados são apresentados no capítulo 5.

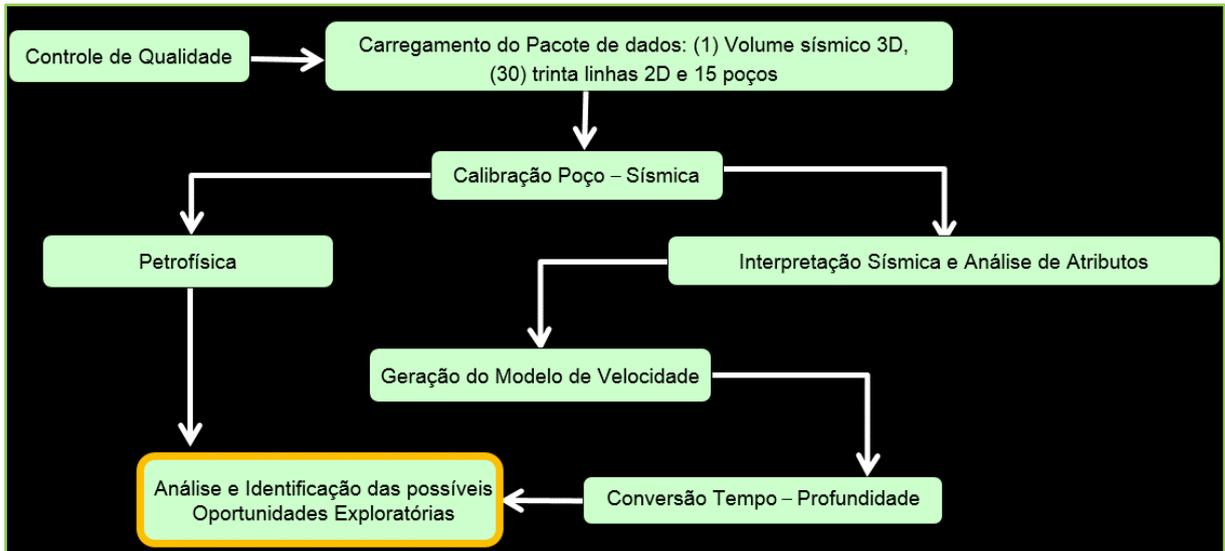


Figura 4.2. Fluxograma de atividades realizadas.

5. RESULTADOS

5.1 Carregamento e Controle de Qualidade dos Dados

Após o carregamento, o controle de qualidade realizado nos dados sísmicos (30 linhas 2D e uma sísmica 3D) consistiu basicamente na padronização da polaridade a ser trabalhada e correção do deslocamento em tempo entre as linhas. Adotou-se a polaridade americana neste estudo, que considera os contrastes de impedância positivos representados por uma *wavelet* de amplitude positiva. Na sequência foi feita a verificação da fase do dado, a partir da análise do fundo do mar, na qual todas as linhas 2D e a sísmica 3D tiveram suas *wavelets* ajustadas para a fase zero. Esta verificação é de grande importância, pois garante que a máxima energia da *wavelet* esteja na interface entre as duas camadas. A correção do deslocamento em tempo foi realizada na sequência com o objetivo de se fazer um nivelamento vertical dos dados sísmicos e utilizou-se como referência o fundo do mar da sísmica 3D. Cada linha 2D foi deslocada em tempo na vertical, sem alteração de escala, de maneira que todos os dados estivessem nivelados com o fundo do mar do dado sísmico 3D.

O controle de qualidade dos 15 poços consistiu na análise das curvas para exclusão de pontos anômalos, união de curvas de um mesmo poço em diferentes corridas, interpolação da curva de maneira analítica em intervalos onde não houve aquisição de dados e conversão de formato de arquivos de DLIS para LAS, de modo que estes fossem reconhecidos pelo Petrel 2014.

5.2 Calibração Poço-Sísmica

Uma vez que os dados sísmicos estão no domínio do tempo e dados de poços estão em profundidade é necessário construir uma lei de conversão. Esta lei, na qual o poço inicialmente é convertido para o domínio do tempo, permite a visualização na seção sísmica através da definição de uma tabela tempo-profundidade, que é um dos produtos da construção do um sismograma sintético e posterior calibração poço-sísmica.

No processo de geração do sismograma sintético utiliza-se o perfil do sônico e de densidade para o cálculo da impedância acústica, obtida na multiplicação da velocidade obtida no perfil sônico pela densidade para cada profundidade medida no poço. Do perfil de impedância acústica são calculados os coeficientes de reflexão para cada interface sísmica, compondo o perfil de refletividade. Para a etapa seguinte, que consiste na criação do sismograma sintético, a convolução do perfil de refletividade com uma *wavelet* com frequência central de 30Hz, extraída do dado sísmico, de maneira a propiciar uma calibração satisfatória (Figura 5.2.1).

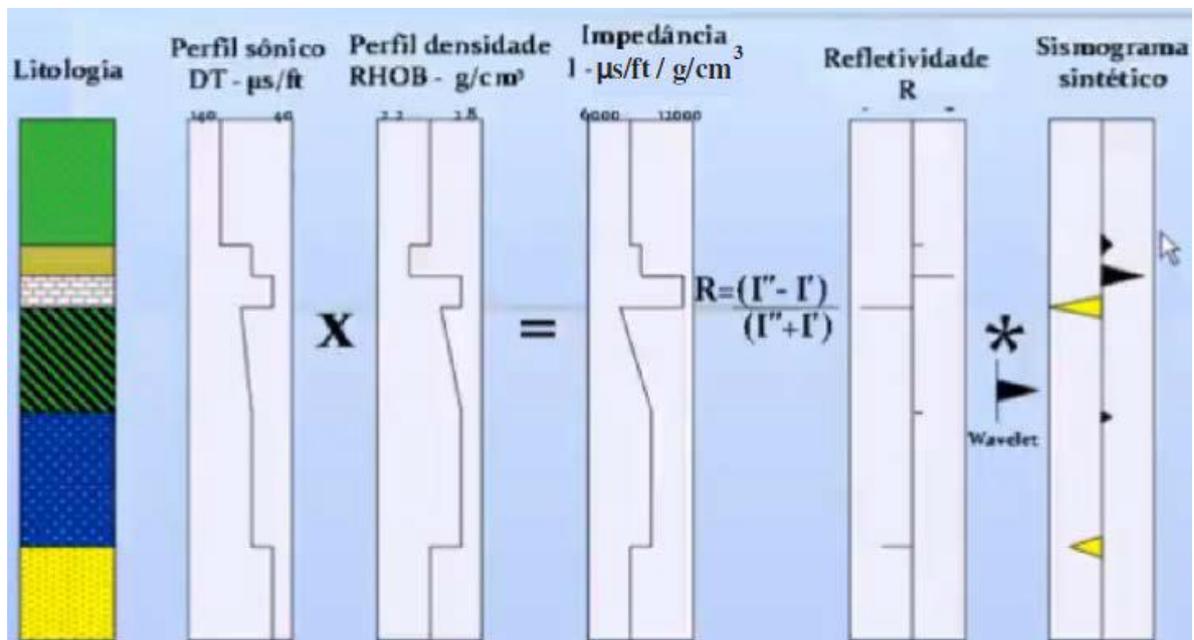


Figura 5.2.1. Construção do sismograma sintético (Extraído de Andrade 2009).

A operação da construção do sismograma sintético funciona como um filtro de frequência, uma vez que, no processo de convolução, presume-se que a função refletividade possui o espectro de frequências referente ao da Terra, com todas as

frequências (espectro branco) e que, ao ser convolvida com a *wavelet* extraída do dado sísmico, que possui o espectro de frequências limitado, resulta em um traço sintético do poço com o espectro de frequências da *wavelet* (Figura 5.2.2).

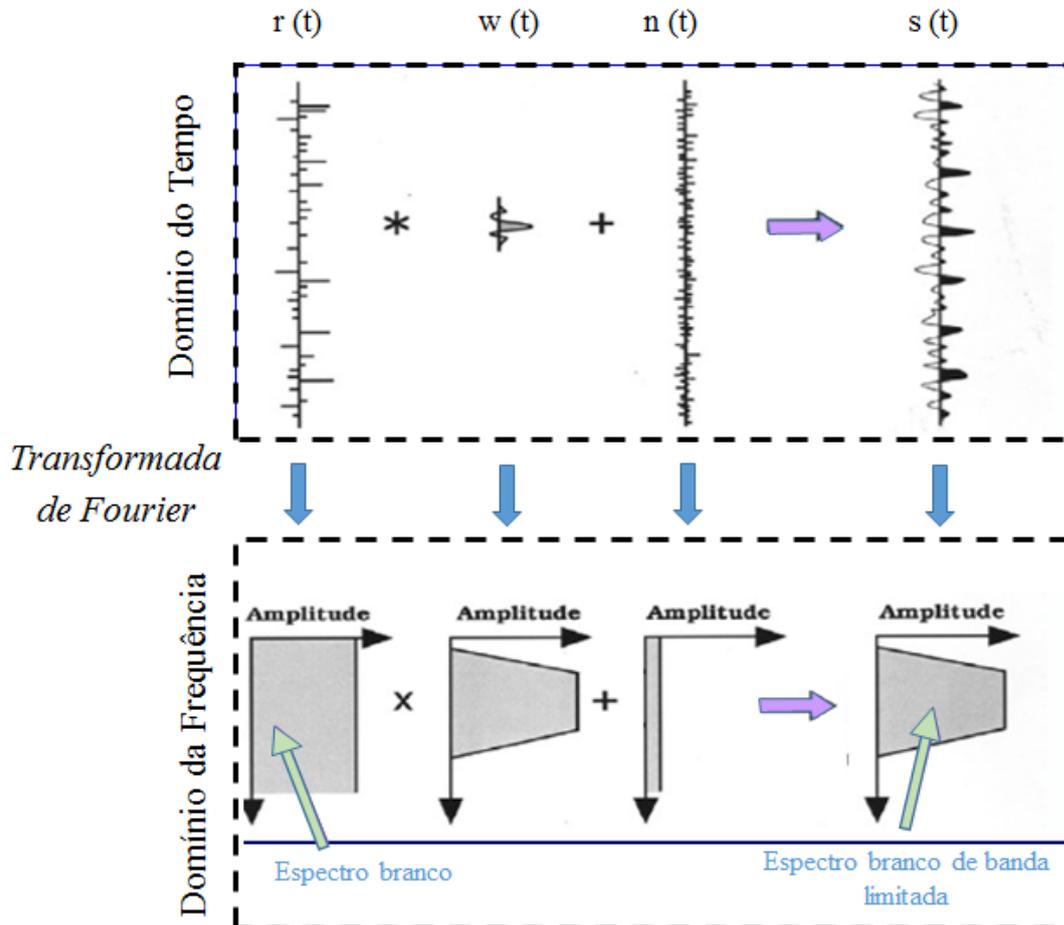


Figura 5.2.2. Construção do sismograma sintético no domínio do tempo e no domínio da frequência, modificado de Partyka et al, (1999).

A figura 5.2.3 apresenta o sismograma sintético do poço 906 construído a partir das curvas do sônico e densidade, com destaque na zona do reservatório deste poço. Nota-se como o sintético não é capaz de representar as heterogeneidades visíveis nas demais curvas do poço, devido ao seu menor conteúdo de frequências, consequência do seu processo de construção, que resulta na perda de baixas e mais altas frequências e natural diminuição da resolução das camadas de menor espessura impossibilitando sua individualização.

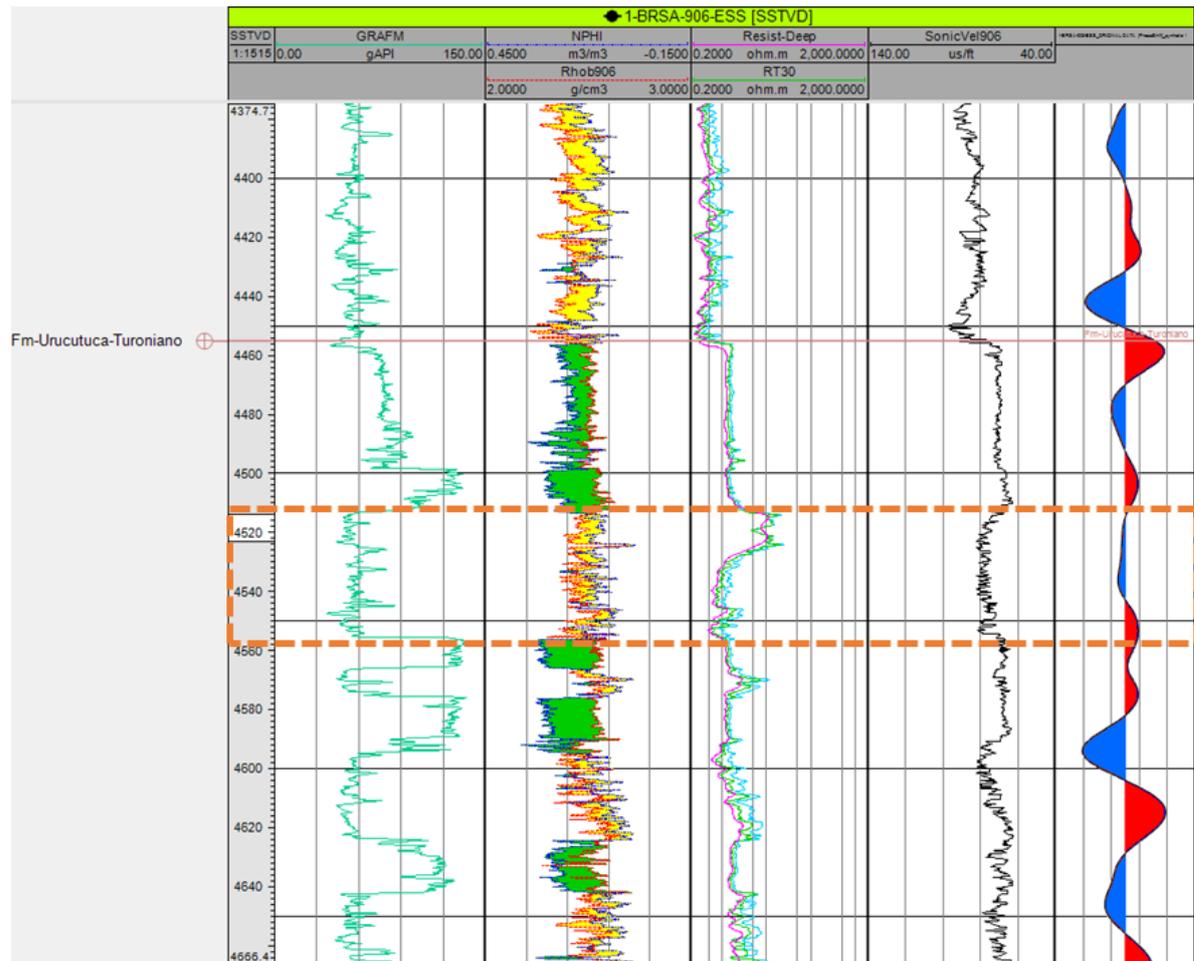


Figura 5.2.3. Sismograma sintético do poço 906. As heterogeneidades do poço não são representadas no sintético. O retângulo alaranjado representa a zona de reservatório.

Para a calibração foram gerados 15 sismogramas sintéticos através da convolução do perfil de refletividade com a *wavelet*. Para cada poço foi definida uma *wavelet* estatística, extraída diretamente do dado sísmico, em uma janela no intervalo de interesse, propiciando uma calibração mais adequada (Figura 5.2.4).

Na primeira etapa os eventos mais marcantes na sísmica em tempo são identificados e calibrados com a sua resposta nos poços e posteriormente são feitos ajustes para os demais marcadores do perfil na sísmica. A figura 5.2.4 apresenta o resultado da calibração do poço 1128D com as informações utilizadas dos perfis, marcadores, *wavelet* e sismograma sintético.

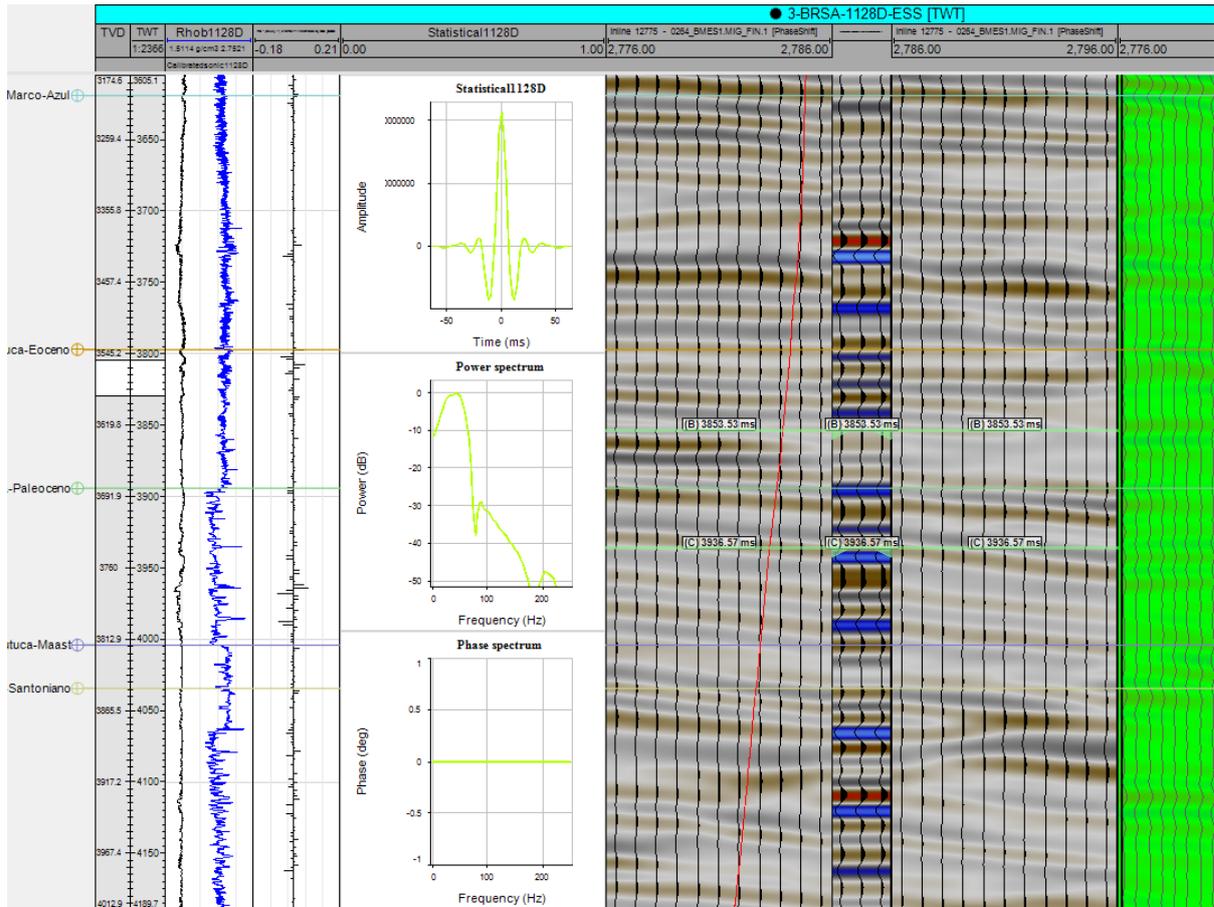


Figura 5.2.4. Calibração do poço 1128D mostrando os perfis utilizados: Sônico (DT) em preto e densidade (RHOB) em azul, e a função refletividade estimada a partir deles. Nas colunas seguintes tem-se a *wavelet* estatística extraída e suas características de fase, o sismograma sintético gerado e sua correspondência com a sísmica.

O resultado da calibração do poço 1128D na seção sísmica é mostrado na figura 5.2.5.

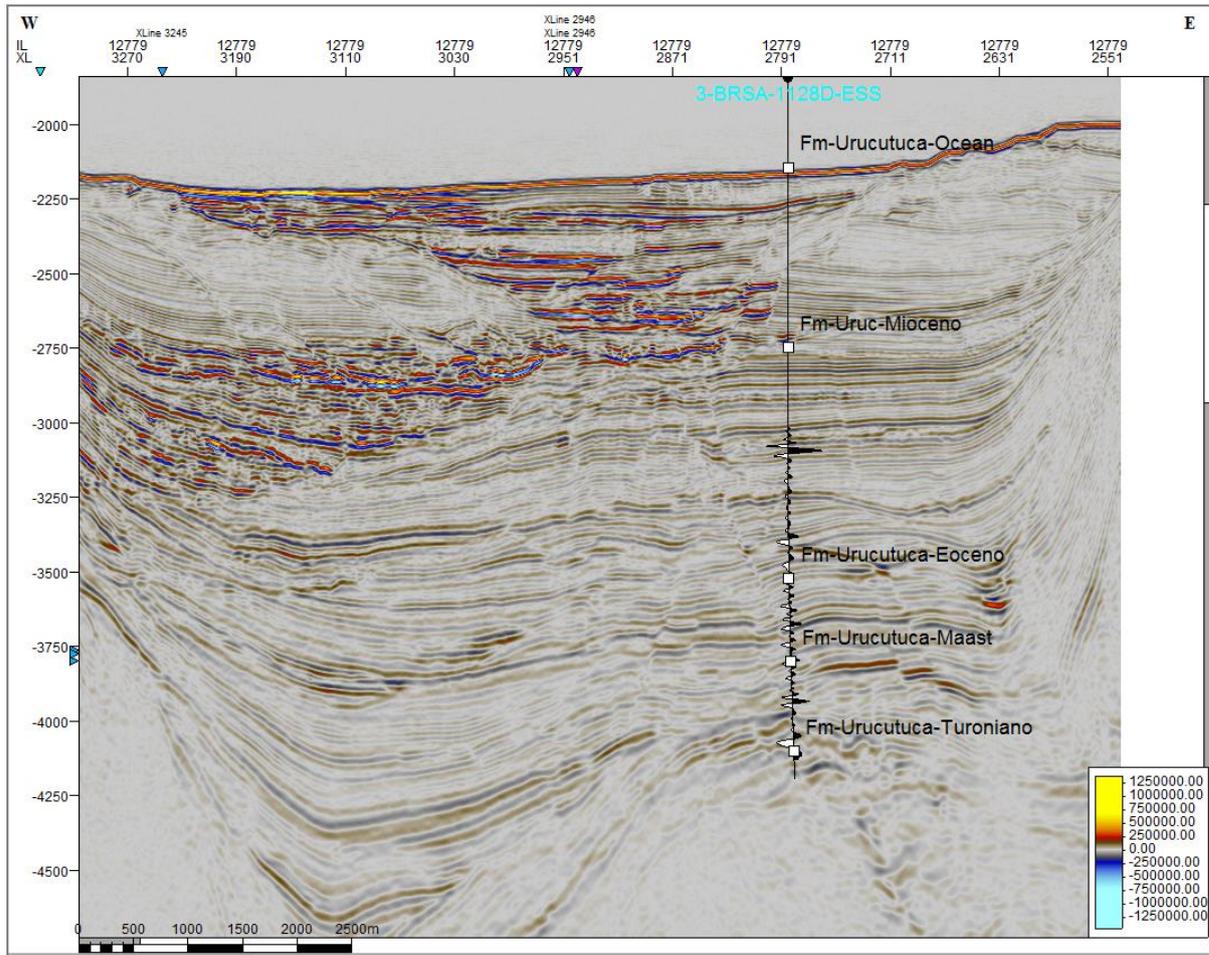


Figura 5.2.5. Seção sísmica do volume 3D mostrando o resultado da calibração com o poço 1128D.

O processo da calibração resulta em uma tabela tempo-profundidade, que representa a lei de conversão entre o poço e a sísmica e pode ser utilizada adiante para a geração e calibração do modelo de velocidade.

5.3 Interpretação Sísmica

A interpretação sísmica na área de estudo realizada para definir o arcabouço estrutural foi feita com o dado em tempo e consistiu no mapeamento de 6 horizontes e cerca de 80 falhas na sísmica 3D, e de 30 linhas sísmicas 2D.

A definição dos horizontes a serem mapeados foi feita a partir da calibração dos poços através dos marcadores geológicos de maior expressão na sísmica, passíveis de serem rastreados. A interpretação se iniciou a partir da sísmica 3D e foi estendida para as linhas 2D, uma vez que, as mesmas interceptavam a sísmica 3D. Os refletores sísmicos importantes para este estudo, como por exemplo topo e base do sal, os quais

não foram interceptados por poços, tiveram como base os exemplos de trabalhos da literatura de interpretação sísmica na área da bacia do Espírito Santo e que, por analogia, permitiram o reconhecimento de refletores que correspondem a eventos geológicos importantes na área estudada.

Os horizontes mapeados são apresentados na seção da figura 5.3.1 e nos mapas das figuras 5.3.2 a 5.3.8. São eles: Base do Sal, Topo do Sal, Topo do Turoniano, Topo do Maastrichtiano (Topo do Cretáceo), Topo do Eoceno, Topo do Mioceno Inferior e Fundo do mar. Esses horizontes representam, na sua maioria, superfícies cronoestratigráficas associadas a discordâncias regionais da bacia e limitam importantes intervalos tectono-estratigráficos.

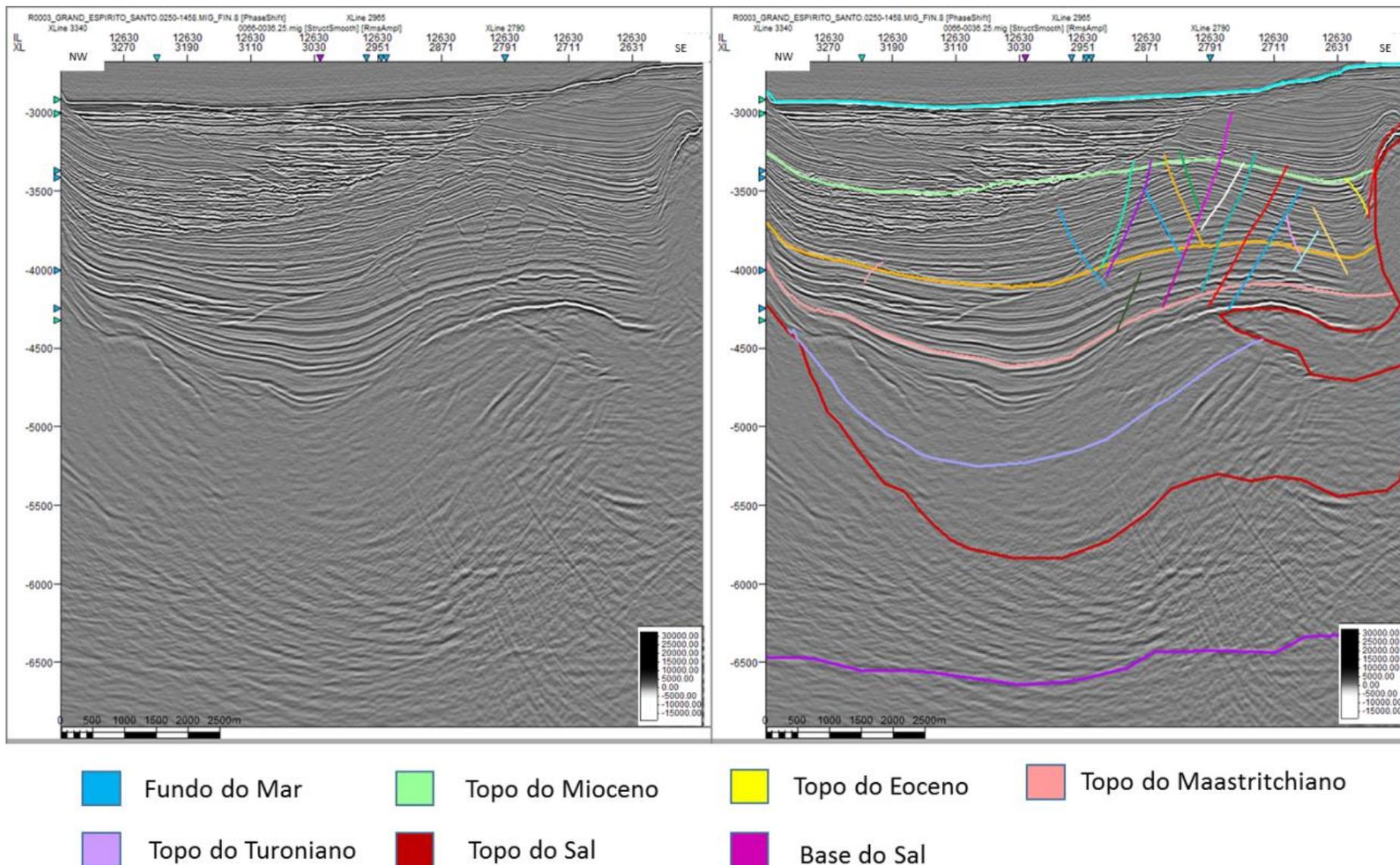


Figura 5.3.1. Seção sísmica do volume 3D mostrando os horizontes e falhas mapeadas em tempo.

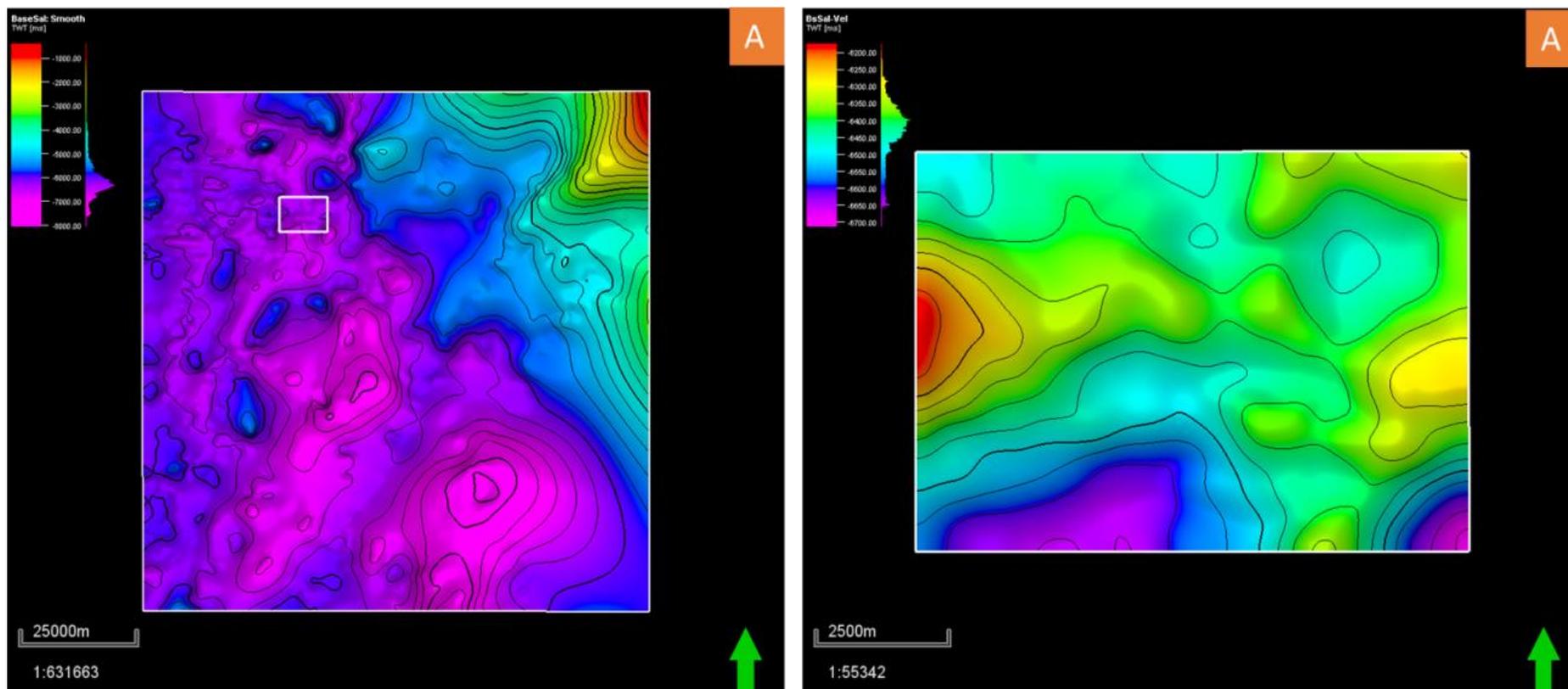


Figura 5.3.2. Mapas da superfície base do sal (A) mapeada em tempo. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D, e a da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

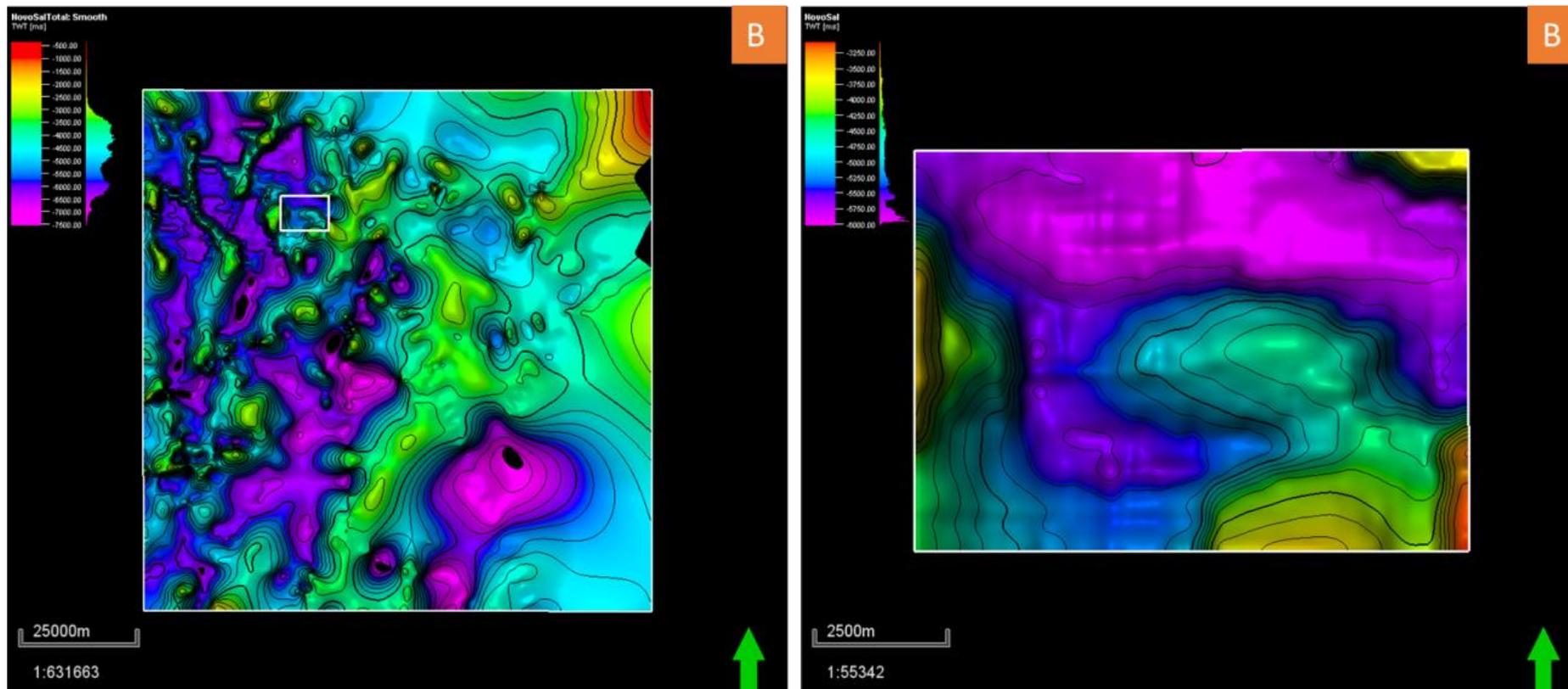


Figura 5.3.3. Mapas da superfície topo do sal (B) mapeada em tempo. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D, e a da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

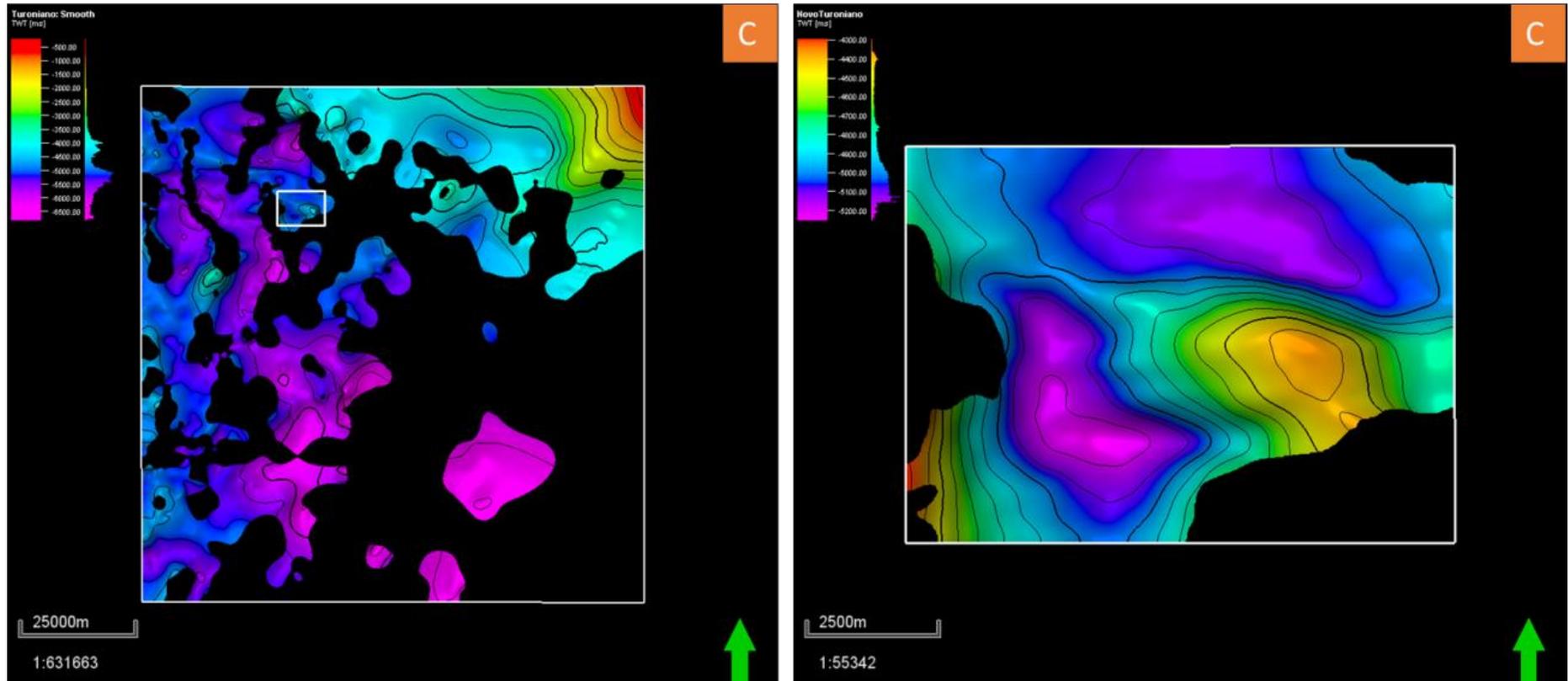


Figura 5.3.4. Mapas da superfície topo do Turoniano (C) mapeada em tempo. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D, e a da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

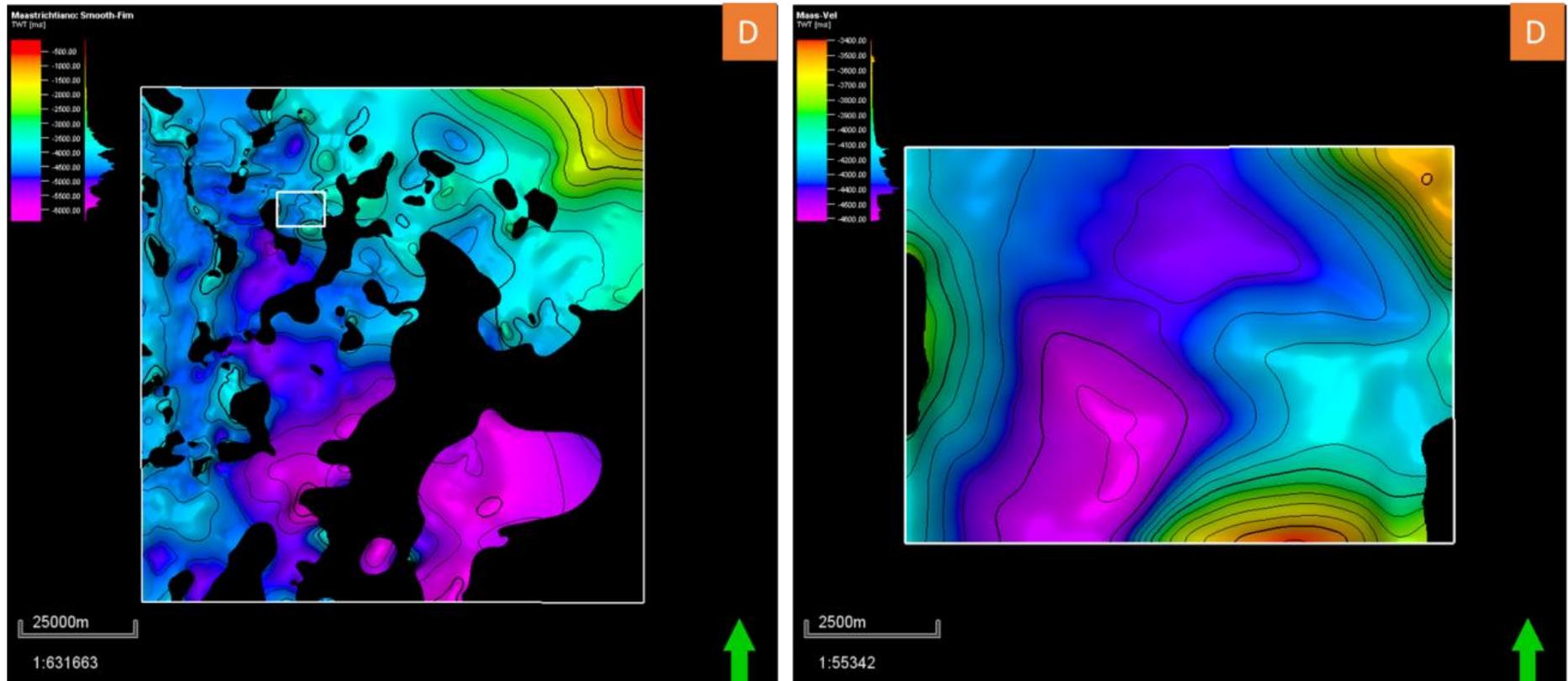


Figura 5.3.5. Mapas da superfície topo do Maastrichtiano (D) mapeada em tempo. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D, e a da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

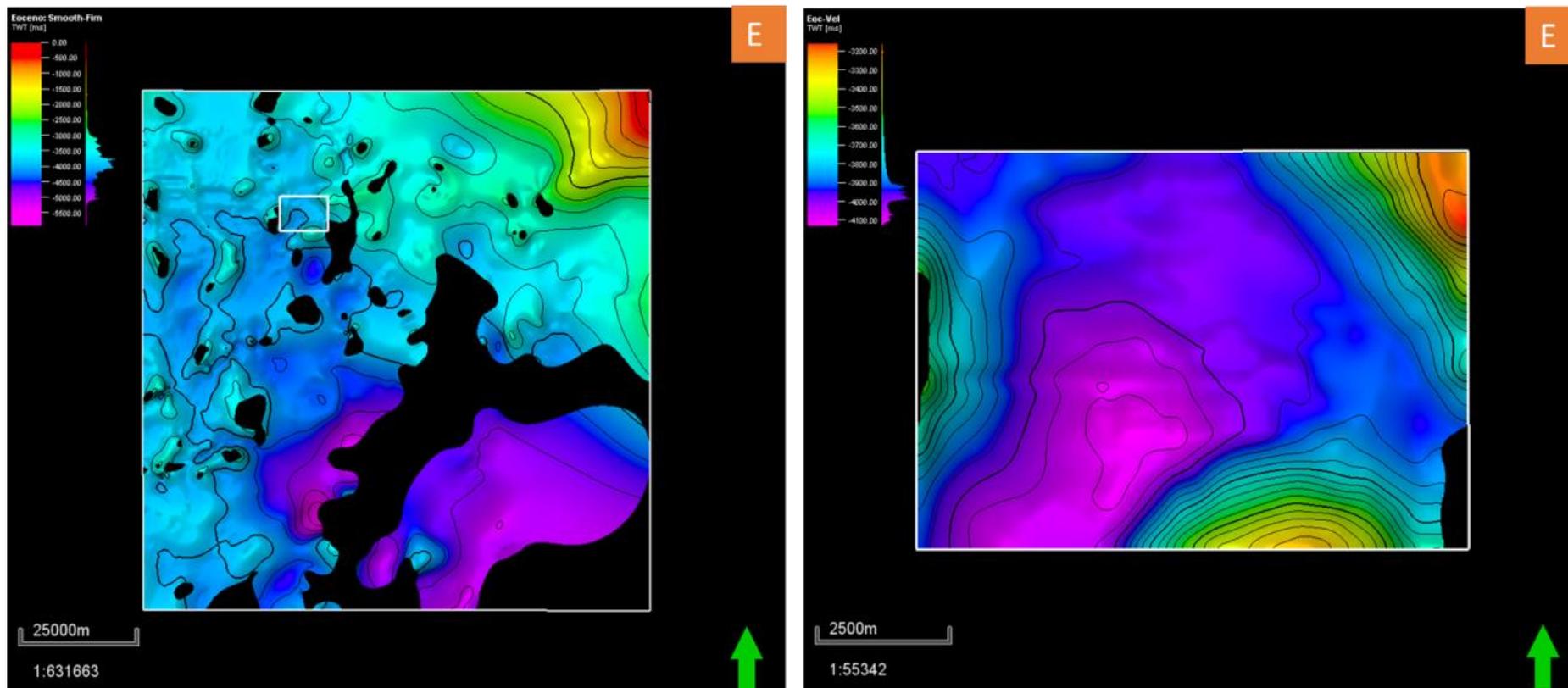


Figura 5.3.6. Mapas da superfície topo do Eoceno (E) mapeada em tempo. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D, e a da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

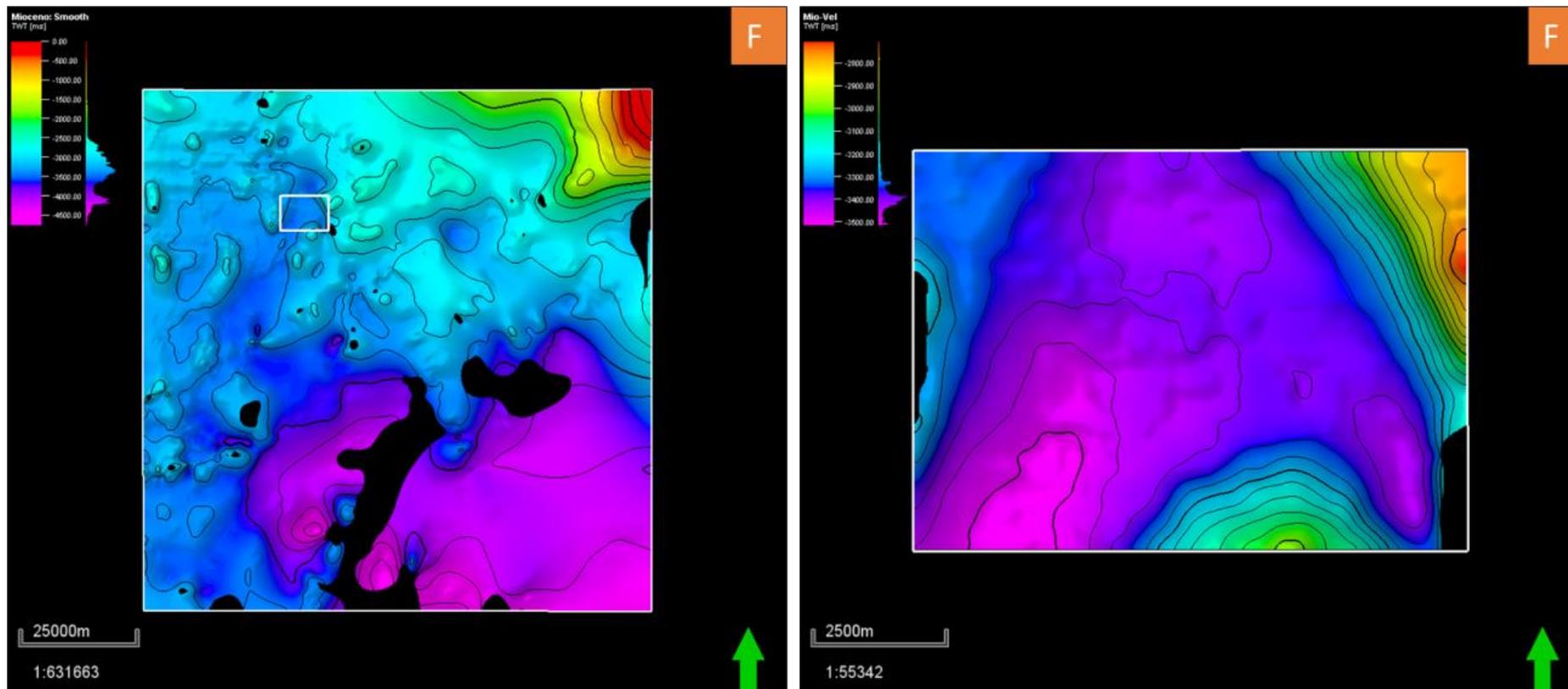


Figura 5.3.7. Mapas da superfície topo do Mioceno (F) mapeada em tempo. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D, e a da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

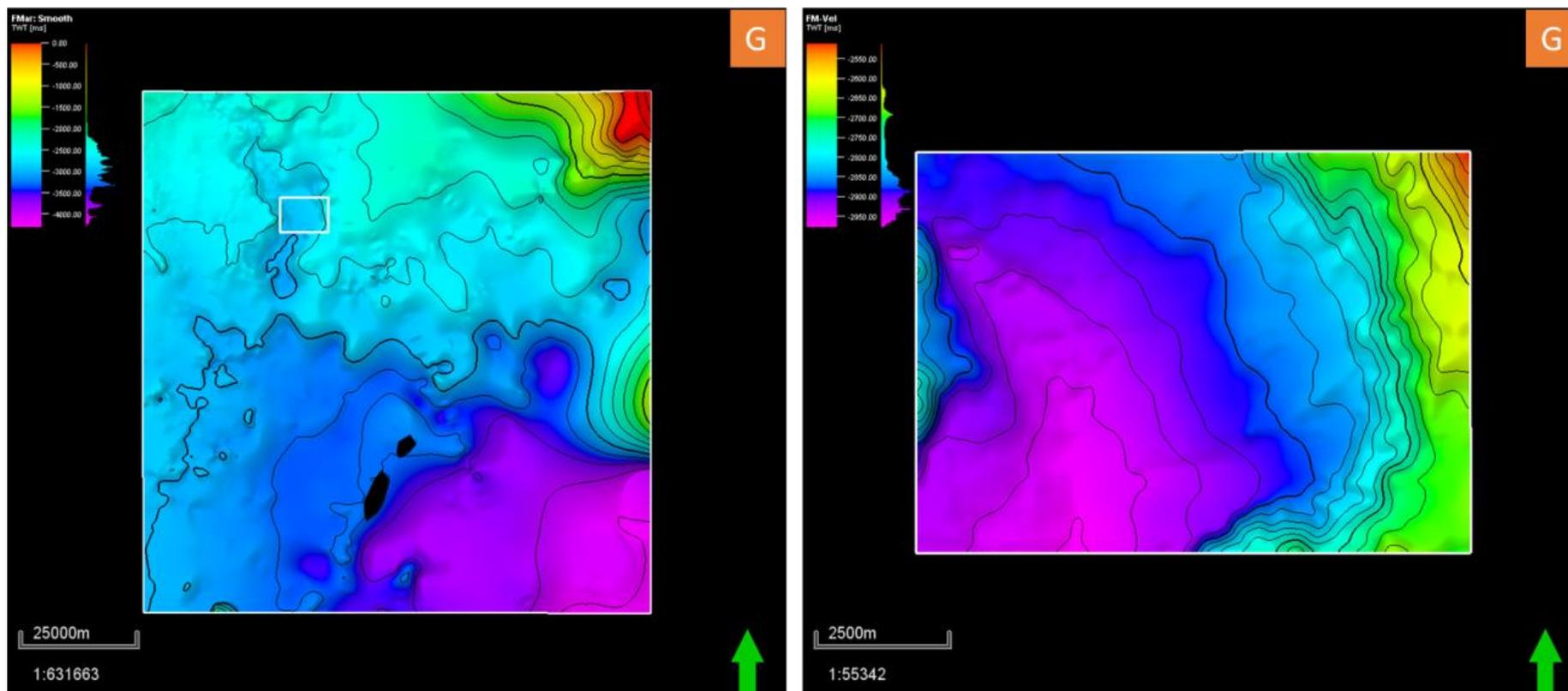


Figura 5.3.8. Mapas da superfície topo do Fundo do mar (G) mapeada em tempo. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D, e a da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

5.4 Atributos Sísmicos

Os atributos sísmicos geométricos e de intensidade foram gerados para auxiliar o mapeamento sísmico das falhas, dos horizontes e na identificação das oportunidades exploratórias em análises feitas em mapa e seção sísmica e no *time slice*, ao longo dos horizontes mapeados. Neste trabalho os principais atributos utilizados foram: *RMS*, amplitude negativa mínima e média, envelope e *Sweetness* (atributos de intensidade), variância, *3D Edge Enhancement* (atributos geométricos), de Texturização, similar ao atributo TECVA de Bulhões (2005).

O atributo amplitude *RMS* (*root mean square*) é o cálculo da raiz quadrada da somatória das amplitudes quadráticas, dividido pelo número de amostras calculado em uma janela de tempo. É utilizado para avaliar como a energia varia em um determinado intervalo estratigráfico, e para delimitar feições geológicas tais como canalizações, cujo contraste de impedância é forte com as rochas encaixantes (Figuras 5.4.1 A, B e 5.4.2 C).

O atributo de mínima e média amplitude negativa é extraído em uma janela, em determinado intervalo estratigráfico, ou em torno de um horizonte, e retorna como a amplitude negativa (mínima ou média) varia neste intervalo. Como reservatórios de areia tais como turbiditos ou canalizações são marcadas no topo por uma amplitude fortemente negativa, esse atributo é útil para avaliar a variação da amplitude negativa neste intervalo e as regiões de maior intensidade (Figura 5.4.6 K, L).

O Envelope é a raiz quadrada da soma dos quadrados das amplitudes dos traços real e imaginário, representando a quantidade total de energia em um intervalo previamente definido. Este atributo pode indicar limites de sequências sísmicas e mudanças deposicionais abruptas, geralmente realçando anomalias de amplitude (Figura 5.4.3 E).

O atributo *Sweetness* resalta as baixas frequências e consiste na combinação de dois atributos derivados da transformada de Hilbert (envelope e frequência instantânea). É resultado da razão entre o envelope pela raiz quadrada da frequência instantânea e indicado para identificar as mudanças da assinatura do sinal de baixa frequência associado a regiões com maior variação de amplitude (Figuras 5.4.2 D e 5.4.3 F).

O atributo de texturização é calculado a partir do *RMS*, rotação de fase e transformada de Hilbert e fornece uma imagem que resalta as interfaces e semelhanças de uma fotografia de um afloramento, pois realça as maiores amplitudes. Ideal para visualizar regiões de sal homogêneo e estratificado, auxiliando na delimitação destes corpos (Figura 5.4.7 M e N).

O atributo variância é computado em uma janela de tempo em que se calcula a razão entre a energia do traço médio, representativo da janela, pela energia total da janela. O resultado resalta a similaridade de um traço sísmico com o outro em uma escala que varia de 0 a 1, sendo variância zero muito similar e 1 atribuído a zonas de baixa coerência, que podem estar associados a falhas, fraturas ou ruídos (Figura 5.4.5 I e J).

O atributo 3D *Edge Enhancement* é um atributo de filtragem volumétrica que resalta características maiores e suaviza os menores, como o ruído. Por ser tridimensional, o plano de filtragem indicado para detecção de descontinuidades pode ser escolhido em qualquer direção (Figura 5.4.4 G e H).

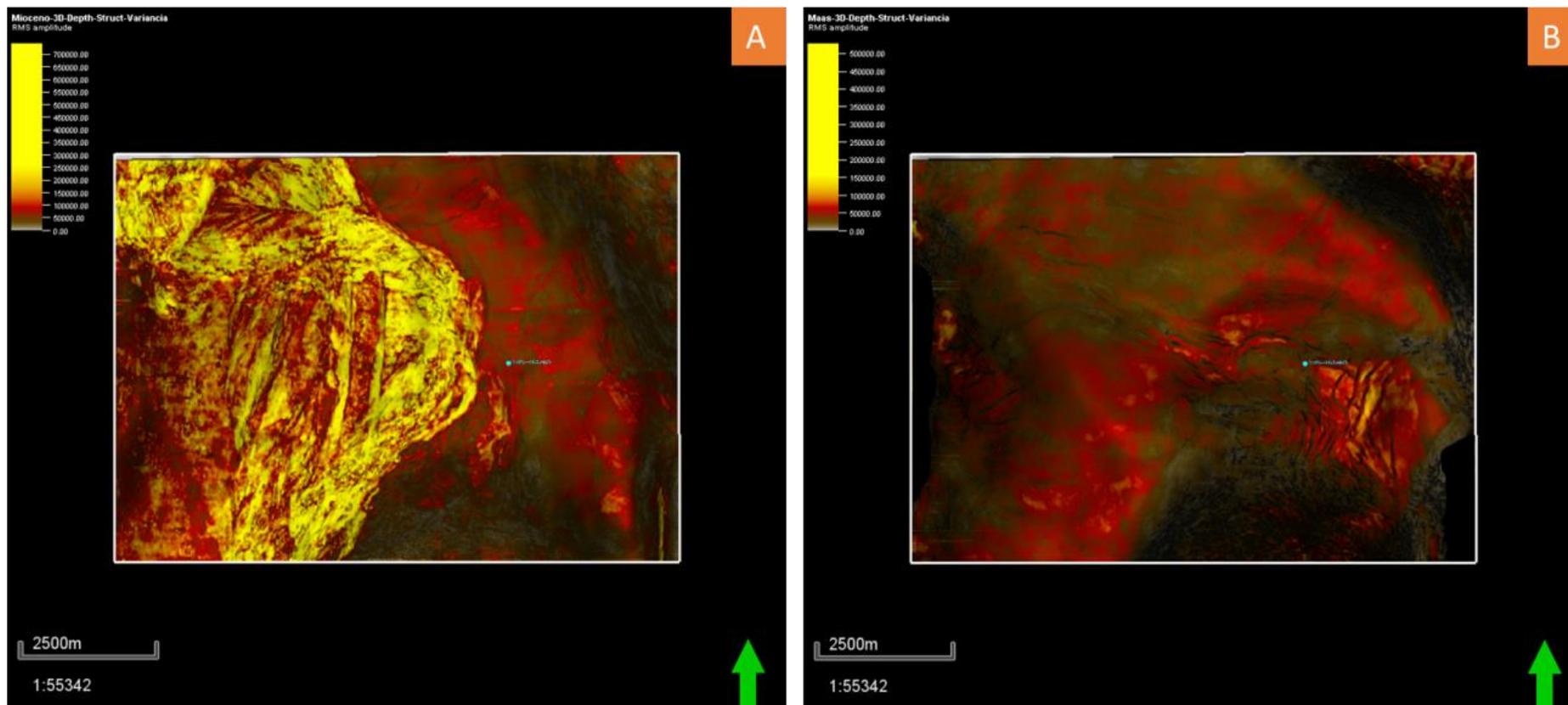


Figura 5.4.1. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (A) – RMS extraída no topo do Mioceno e (B) – RMS e Variância extraído no topo do Maastrichtiano.

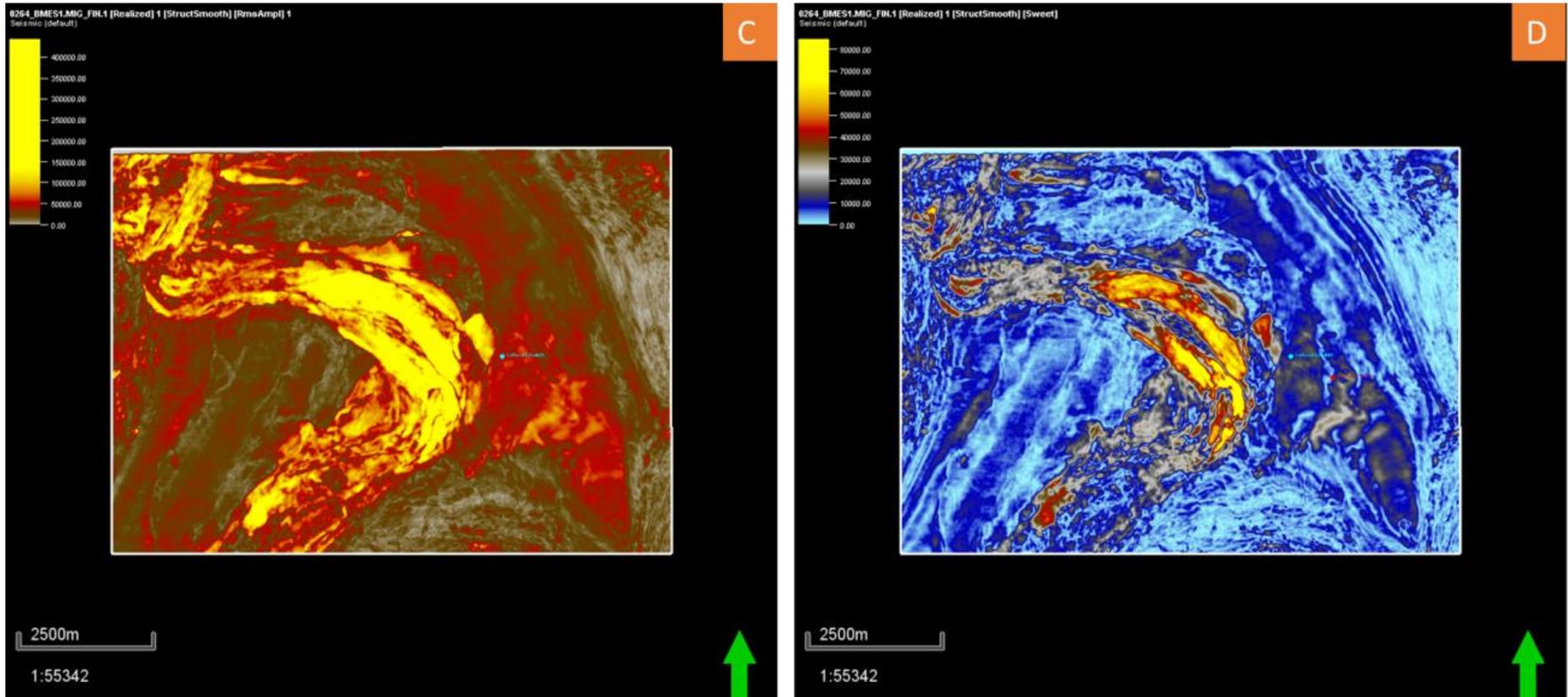


Figura 5.4.2. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (C) – RMS extraído no *slice* 3288 ms, (D) – Sweetness extraído no *slice* 3288 ms.

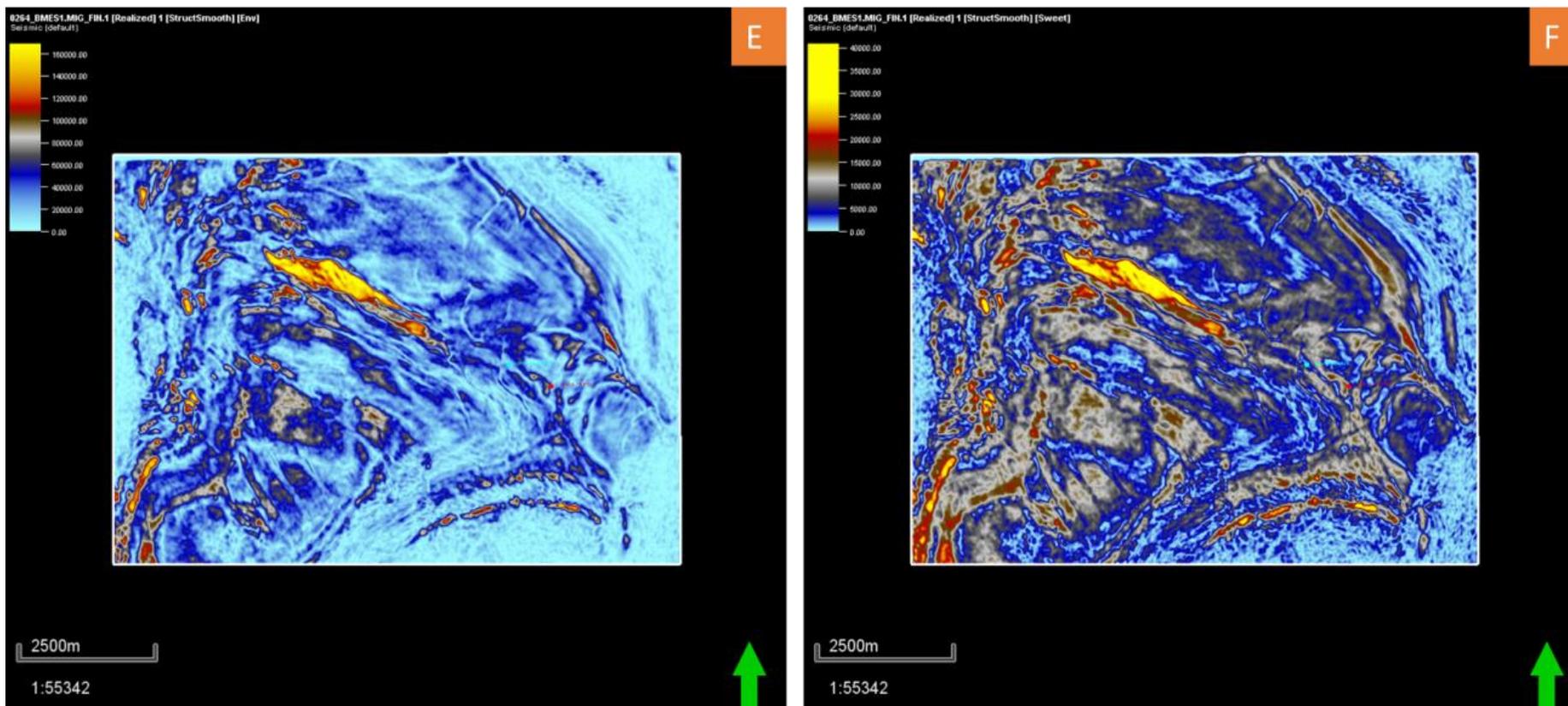


Figura 5.4.3. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (E) – Envelope extraído no *slice* 4012 ms, (F) – *Sweetness* extraído no *slice* 4012 ms.

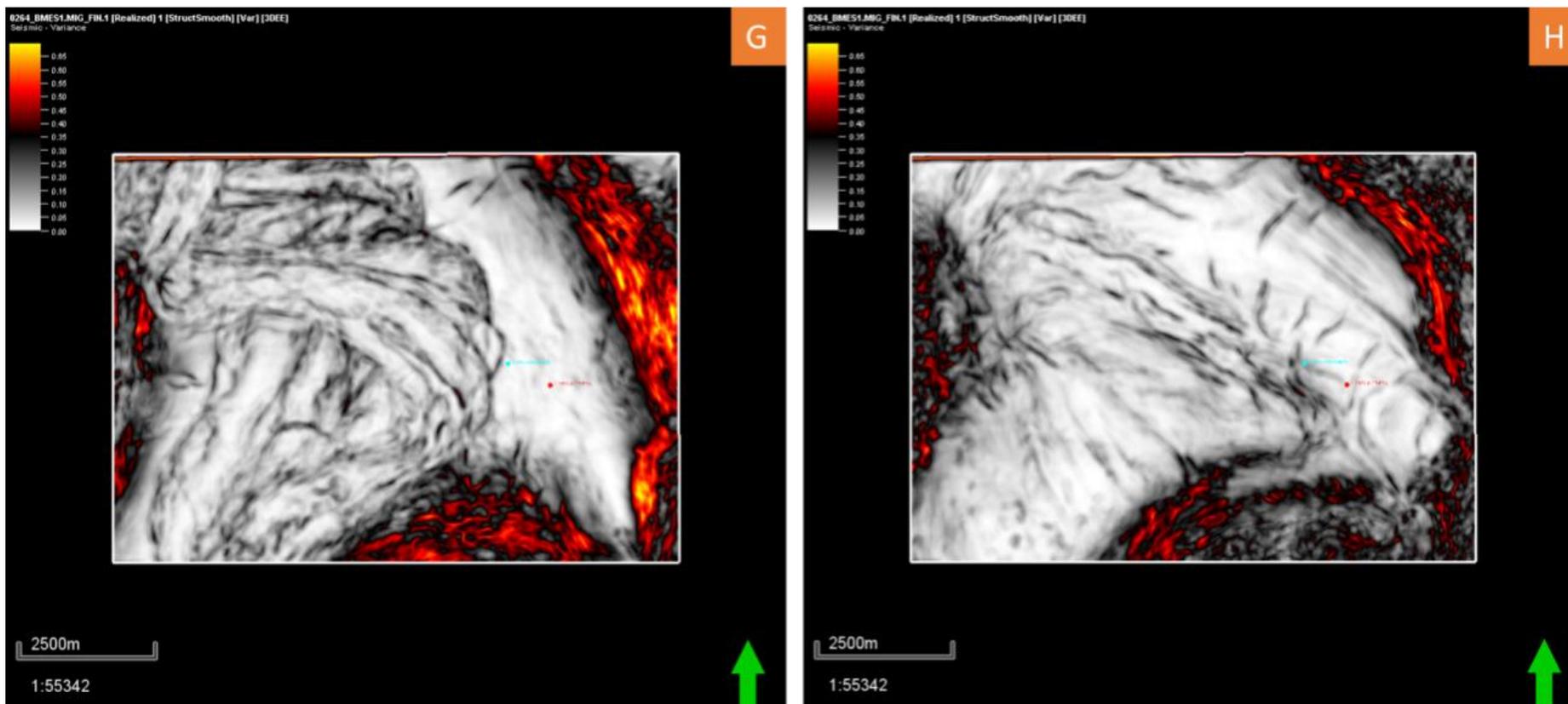


Figura 5.4.4. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (G) – 3D Edge Enhancement extraído no slice 3288 ms, (H) – 3D Edge Enhancement extraído no slice 3996 ms.

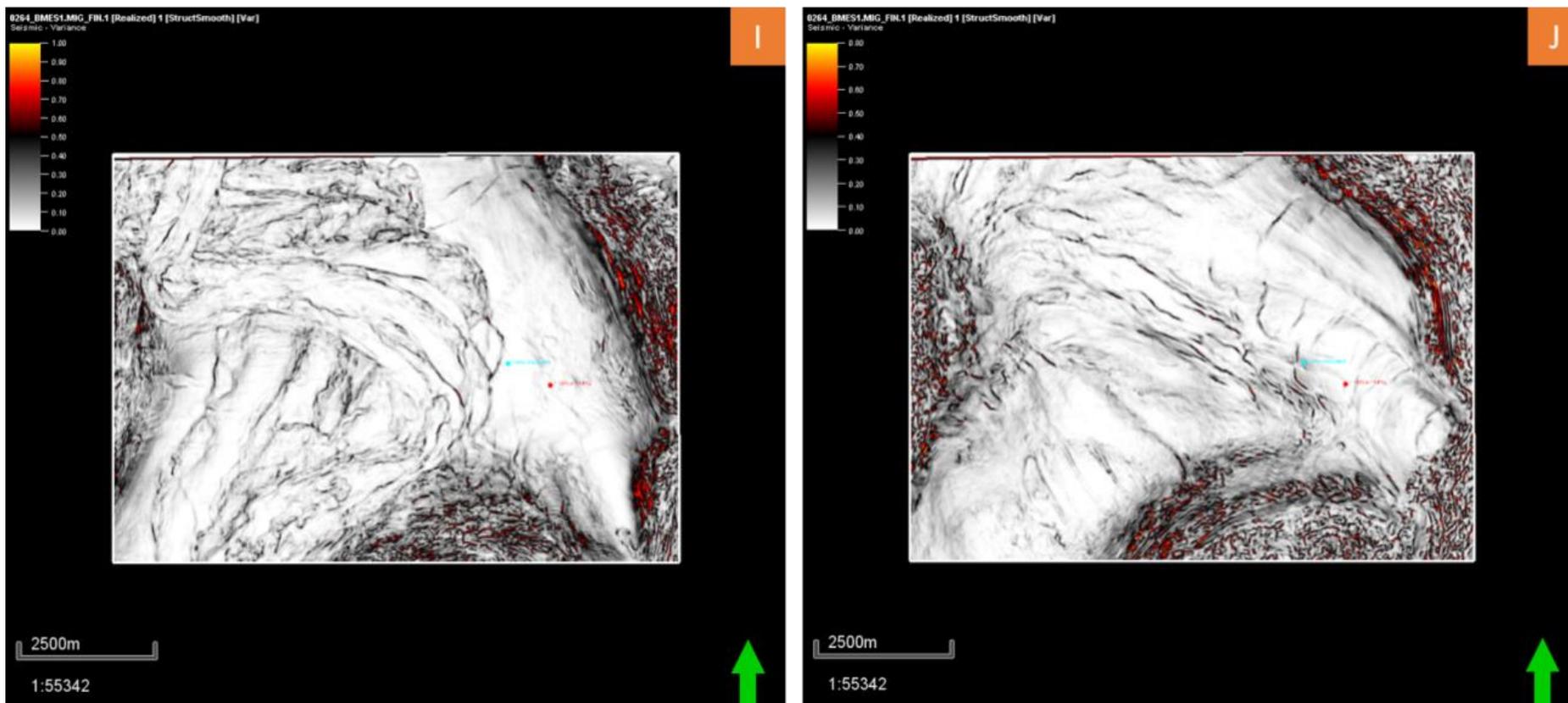


Figura 5.4.5. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (I) – Variância extraído no *slice* 3288 ms (J) – Variância extraída no *slice* 3996 ms.

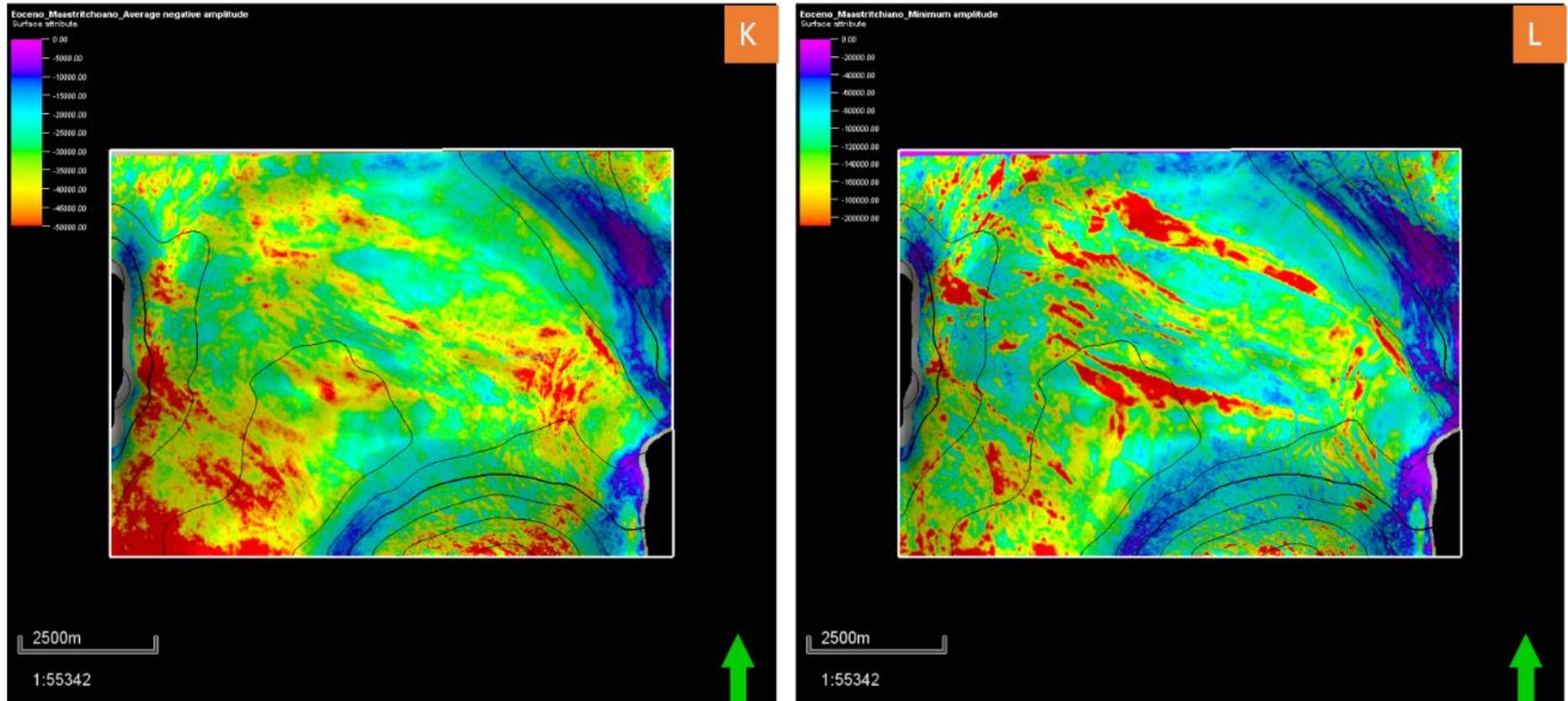


Figura 5.4.6. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (K) – Amplitude Negativa média no intervalo entre o Topo do Maastrichtiano e Topo do Eoceno (L) – Amplitude Negativa Mínima no intervalo entre o Topo do Maastrichtiano e Topo do Eoceno.

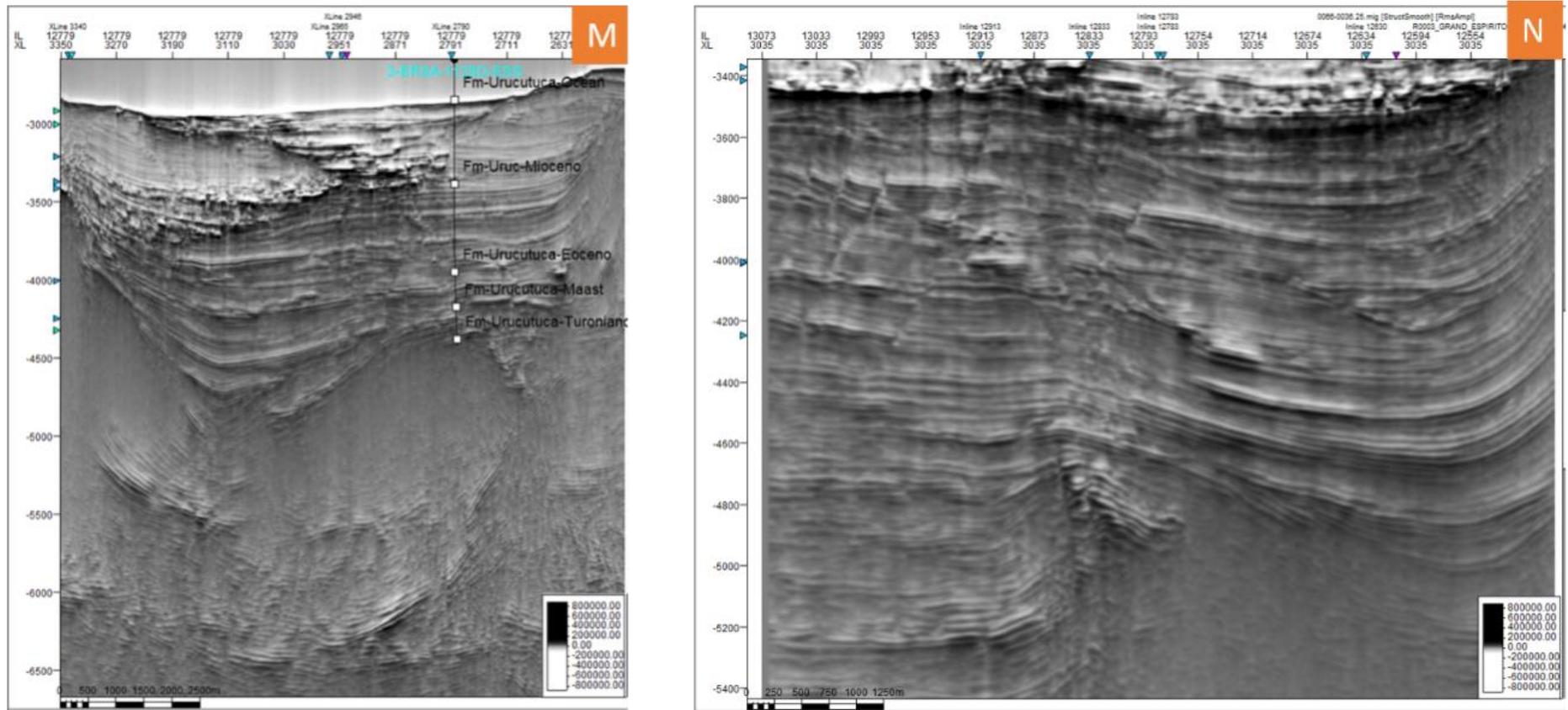


Figura 5.4.7. Atributos sísmicos gerados na região do 3D para auxiliar a interpretação dos horizontes e falhas e identificação das oportunidades exploratórias. Os mapas estão sinalizados pelas letras: (M) – Atributo de texturização similar ao TECVA na *inline* 12779 (N) – Atributo de texturização similar ao TECVA na *crossline* 3035.

Para o mapeamento das falhas, foram analisados os atributos geométricos como o Variância e o 3D *Edge Enhancement*, que ressaltam as discontinuidades no dado sísmico. Estas discontinuidades podem estar associadas a falhas ou simplesmente a presença de ruídos. A análise integrada de atributos e a observação no dado de amplitude permitiram fazer esta distinção entre ruído e sinal associado a falha. O dado de variância apresentou bons resultados e foi usado como referência para o mapeamento das falhas (Figura 5.4.8).

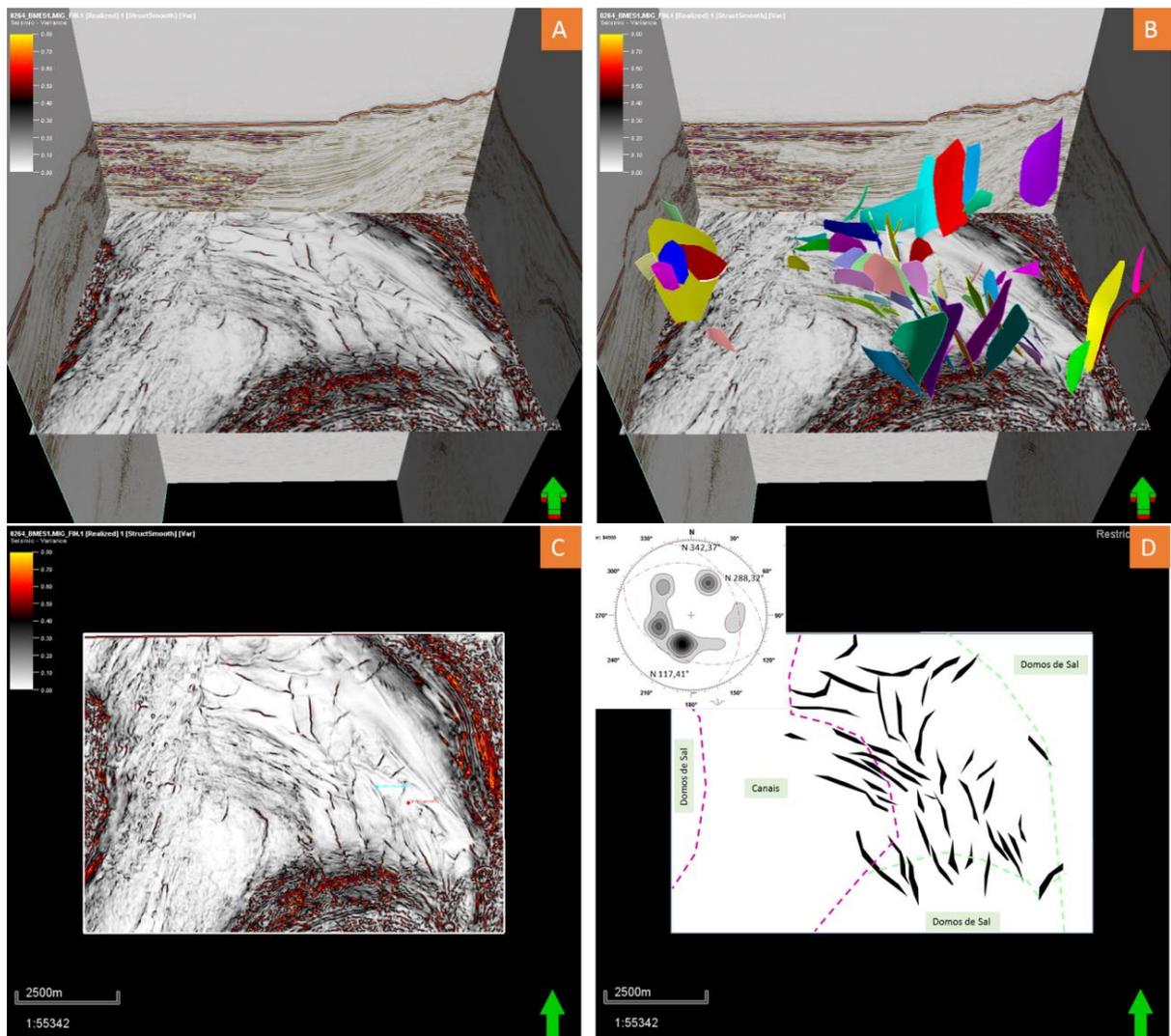


Figura 5.4.8. Falhas mapeadas na sísmica 3D. (A) – Seções sísmicas *inline* e *crossline* no dado de amplitude e *slice* na sísmica 3D de variância em 3996 ms sem as falhas e (B) com as falhas mapeadas. (C) *Slice* no cubo de variância em 3996 ms e (D) polígonos das falhas e o estereograma com a atitude dos principais planos, e localização dos canais e domos.

5.5 Modelo de Velocidade

5.5.1 Velocidades Sísmicas e de Poço

Velocidade é a relação entre uma determinada distância percorrida e o tempo gasto no percurso. A velocidade de propagação das ondas sísmicas é função da densidade e das constantes elásticas do meio como o módulo de cisalhamento e o módulo de elasticidade, relacionado a rigidez da rocha, que são propriedades das forças intermoleculares (Thomas 2000).

A velocidade da onda compressional reflete a estrutura e a saturação da rocha e é sensível à presença de falhas e fraturas. Para uma mesma litologia a velocidade pode mudar a depender do arcabouço estrutural e das condições geológicas (Figura 5.5.1). De maneira geral, a velocidade nas rochas aumenta com o aumento da pressão litostática, da profundidade, da densidade da matriz, da densidade do fluido e do grau de cimentação e diminui com o aumento da porosidade, da saturação de gás e da pressão de poros.

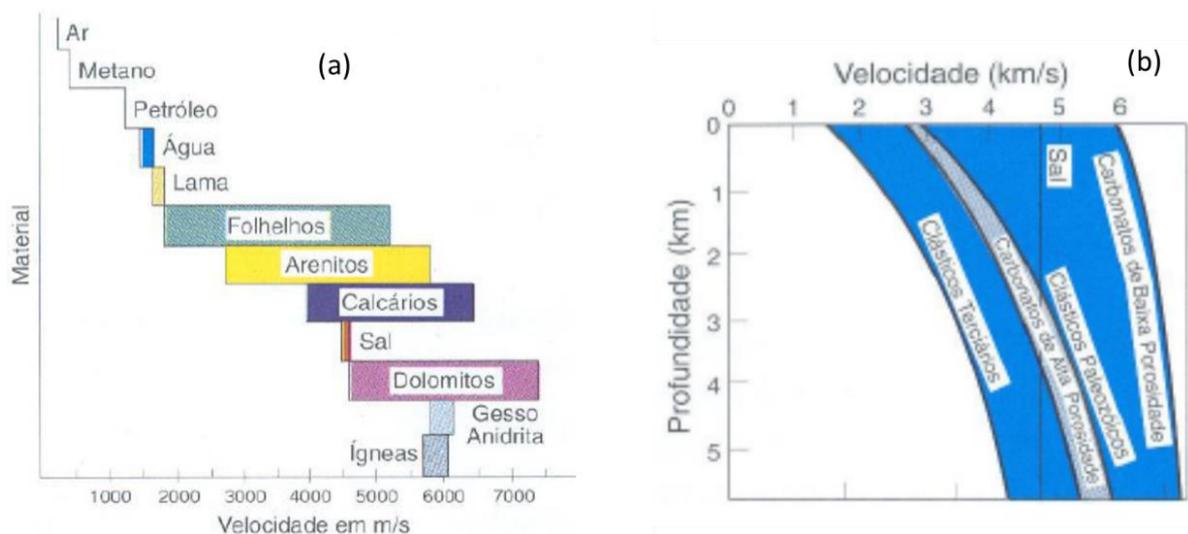


Figura 5.5.1. (a) Distribuição das velocidades comumente encontradas na prospecção de petróleo pelo método da reflexão sísmica. (b) Distribuição de velocidades de propagação de ondas sísmicas em função da profundidade (Thomas 2000).

Na sísmica e no poço existem vários tipos de velocidades, das quais vale ressaltar, a velocidade média, velocidade instantânea e a velocidade intervalar.

No poço a velocidade média pode ser obtida pela integração do sônico, do *check-shot*, do *VSP* ou da sísmica, a partir da velocidade intervalar. A velocidade do sônico

(inversão da vagarosidade obtida no perfil) é a velocidade instantânea medida pela ferramenta e sua integração resulta em uma curva de velocidade média no poço. Para comparação e correção da velocidade do sônico utiliza-se a velocidade média do *check-shot*.

Em um modelo geofísico simplificado, com várias camadas planas, homogêneas e de baixo mergulho pondera-se que, a velocidade de empilhamento (V_{nmo}) é obtida diretamente através de análises de velocidades dos dados sísmicos e é sempre maior que a velocidade média verdadeira. A velocidade média quadrática ou (V_{rms}) é definida matematicamente e pode ser estimada a partir da velocidade de empilhamento (V_{nmo}), e representa a melhor aproximação da ($V_{média}$) obtida a partir dos dados sísmicos, e utilizada para realizar a migração em tempo PSTM (*Pre ou Post-Stack Time Migration*).

A velocidade intervalar (V_i) corresponde a velocidade de cada camada na sísmica e é comparável com a velocidade instantânea do sônico. Pode ser obtida diretamente da equação da (V_{rms}) pela fórmula de Dix. É utilizada para realização da migração em profundidade PSDM (*Pre ou Pós-Stack Depth Migration*) e nas correções de anisotropia. A velocidade média (V_m) corresponde a uma aproximação da velocidade média verdadeira da propagação de uma onda, da superfície até o refletor considerado. Para obtê-la é necessário conhecer as velocidades e espessuras das camadas que compõem o acamamento sedimentar.

Estas informações são acessíveis a partir do perfil sônico e quando determinadas são utilizadas para fazer a conversão tempo-profundidade e a calibração do modelo de velocidades. A figura 5.5.2 exhibe a relação entre os diferentes tipos de velocidades em função da profundidade e a figura 5.5.3 apresenta as velocidades média, *RMS* e intervalar e suas respectivas fórmulas.

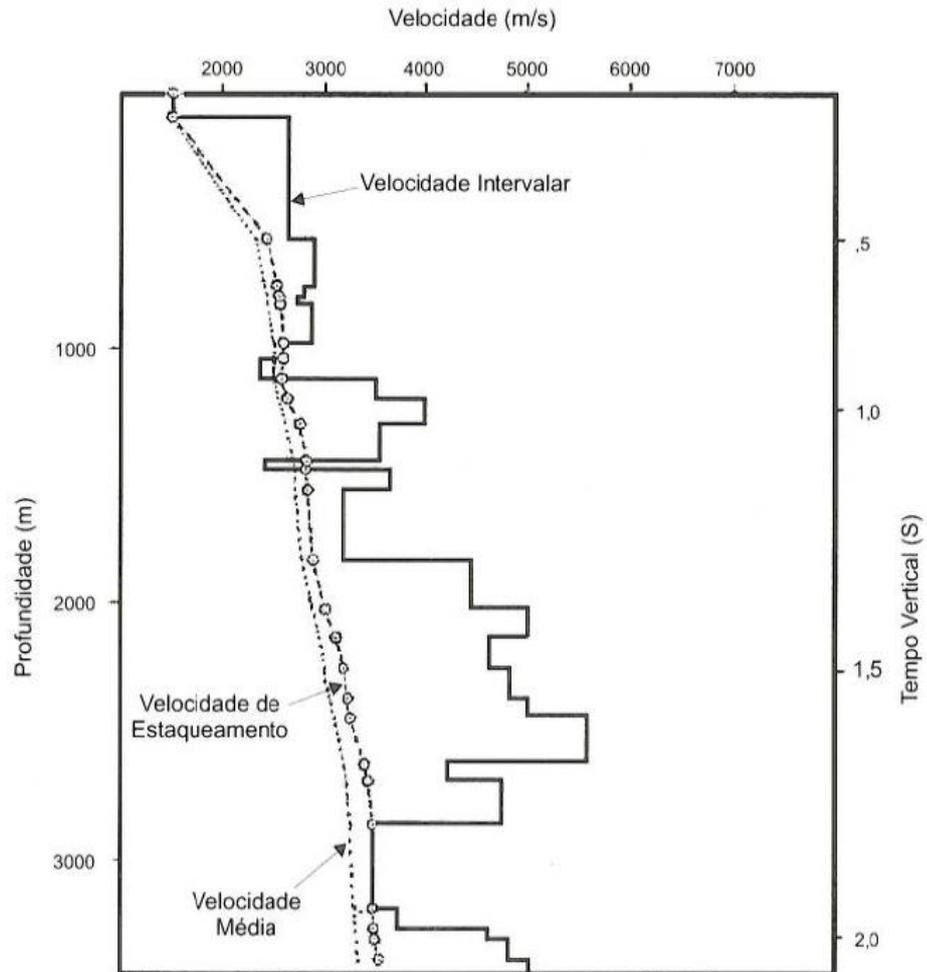


Figura 5.5.2. Relação entre as várias velocidades em função da profundidade (Thomas 2000).

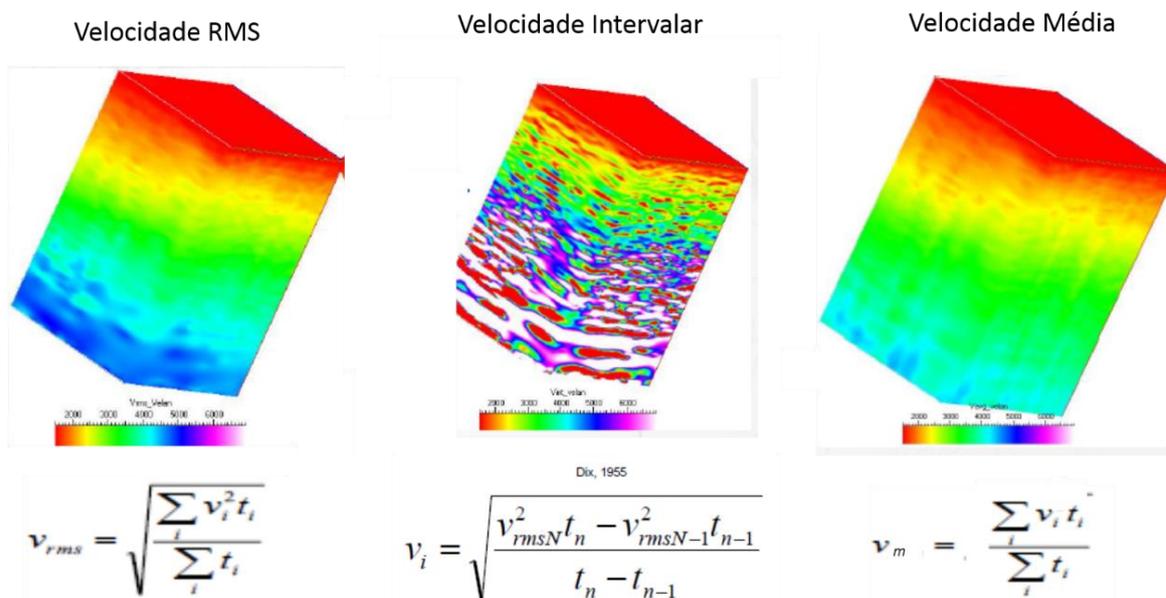
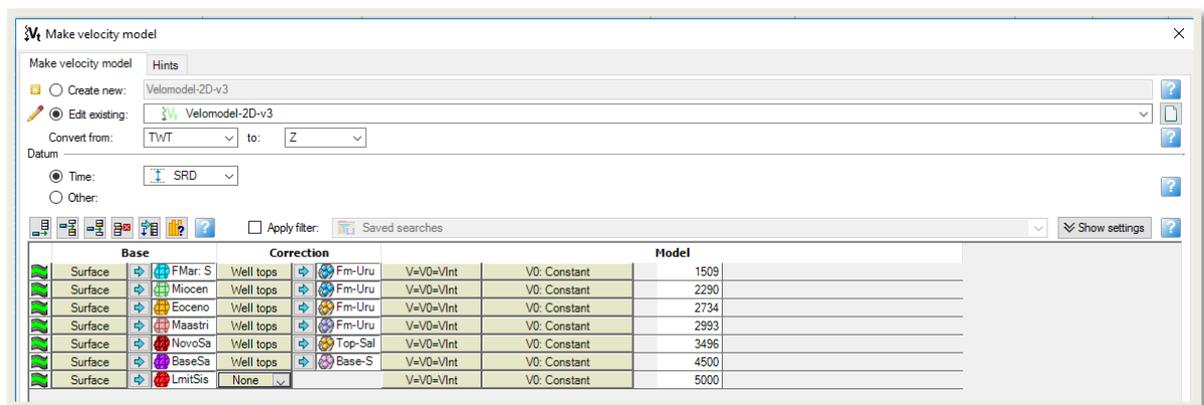


Figura 5.5.3. Velocidades RMS, intervalar e média e suas respectivas fórmulas (Modificado de Notas de Aula UERJ 2015 e Thomas 2000).

5.5.2 Construção do modelo de velocidade

Para a construção do modelo de velocidades foram utilizadas 6 superficiais sísmicas interpretadas em tempo e os seus respectivos marcadores. Para cada intervalo estratigráfico foi estimada a velocidade considerando a velocidade média deste intervalo obtida através da curva do sônico de cada um dos poços. Os intervalos estratigráficos não perfurados pelos poços, como o sal, as velocidades intervalares foram estimadas com base na literatura (Mohriak 2008) em 4500 m/s para o sal e 5000 m/s para os sedimentos abaixo do sal. Os marcadores ausentes nos poços também foram estimados considerando o tempo e a velocidade na sísmica correspondentes ao intervalo.

A figura 5.5.4 mostra o esquema utilizado para a construção do modelo de velocidade e a figura 5.5.5 o resultado.



Base	Correction	Model
Surface → FMar: S	Well tops → Fm-Uru	V=V0=Vint
Surface → Miocen	Well tops → Fm-Uru	V0: Constant
Surface → Eoceno	Well tops → Fm-Uru	V0: Constant
Surface → Maastri	Well tops → Fm-Uru	V0: Constant
Surface → NovoSa	Well tops → Top-Sal	V=V0=Vint
Surface → BaseSa	Well tops → Base-S	V0: Constant
Surface → LmitSis	None	V=V0=Vint
		V0: Constant
		1509
		2290
		2734
		2993
		3496
		4500
		5000

Figura 5.5.4. Dados de entrada para a construção do modelo de velocidade.

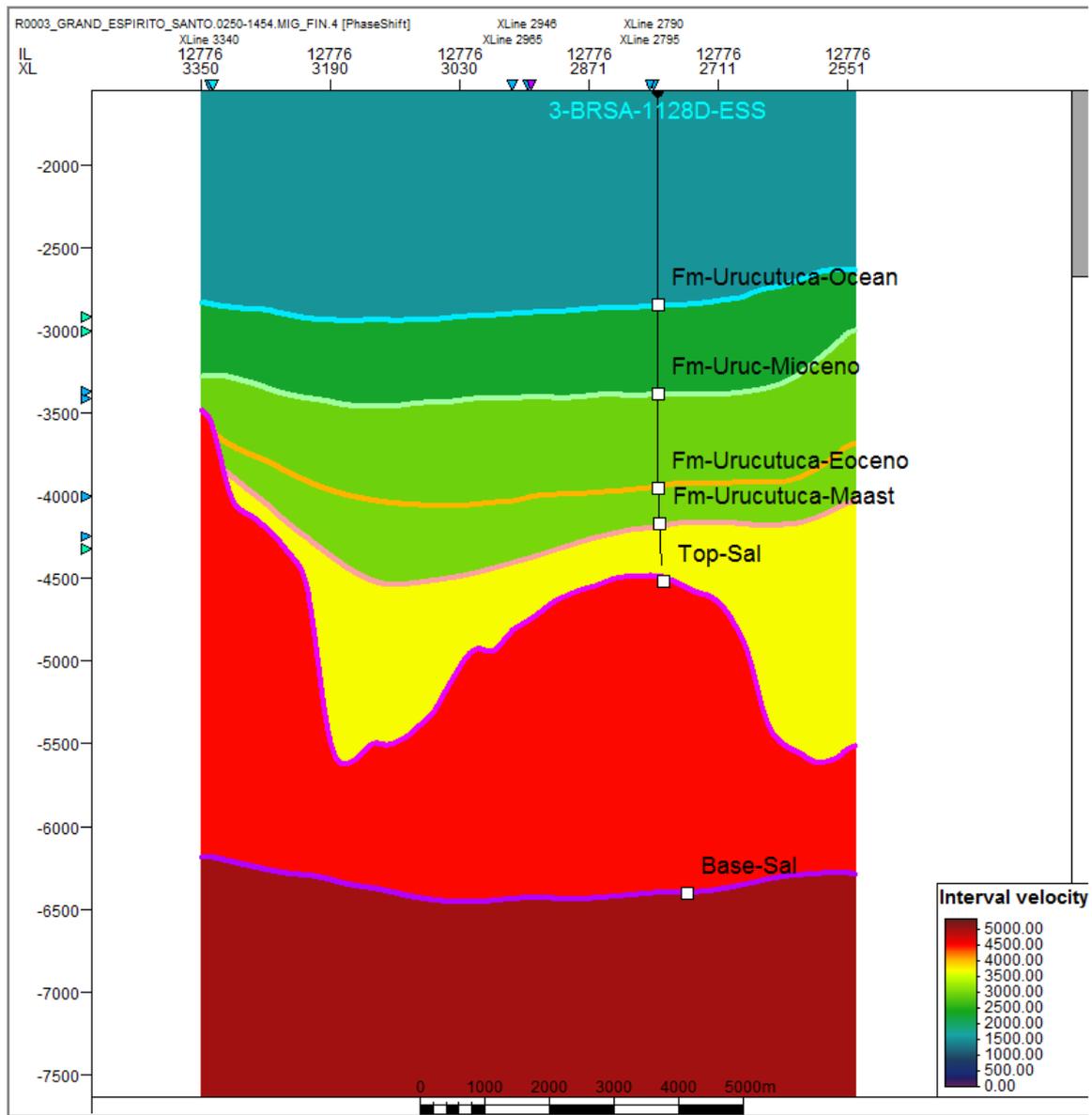


Figura 5.5.5. Modelo de velocidade da área de estudo com os dados de entrada: superfícies, marcadores e valores de velocidades constantes consideradas para cada intervalo estratigráfico.

5.6 Conversão Tempo-Profundidade

O modelo de velocidade intervalar gerado foi convertido para um modelo de velocidade média e este foi utilizado para a conversão tempo-profundidade das 30 linhas sísmicas 2D, da sísmica 3D, das 6 superfícies e das 80 falhas mapeadas. A figura 5.6.1 mostra a seção 0250-1473 em tempo (TWT) e em profundidade (TVD) e os mapas convertidos são mostrados nas figuras 5.6.2 a 5.6.8.

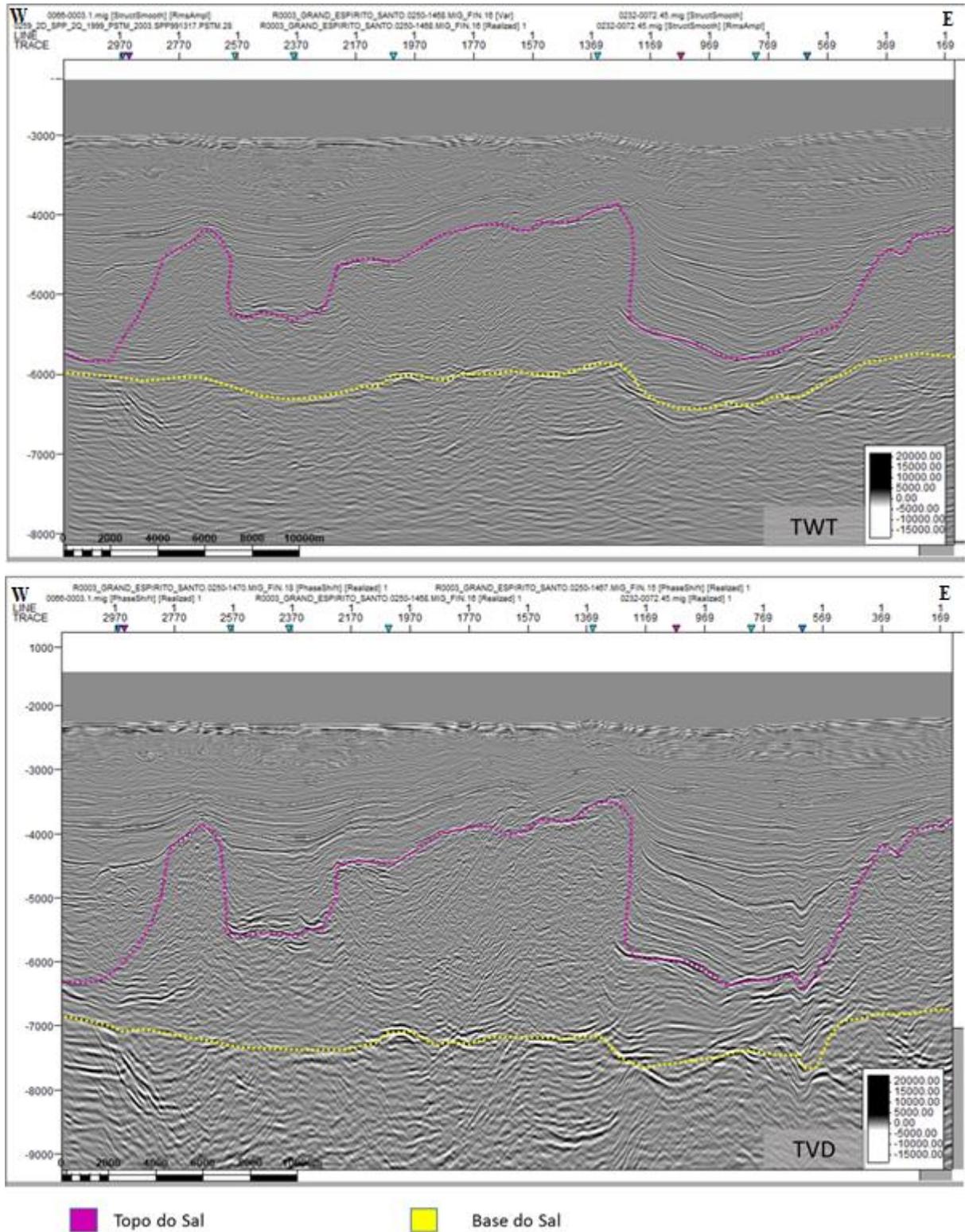


Figura 5.6.1. Seção 0250-1473 em tempo (superior) e em profundidade (inferior) ressaltando o topo e a base do sal.

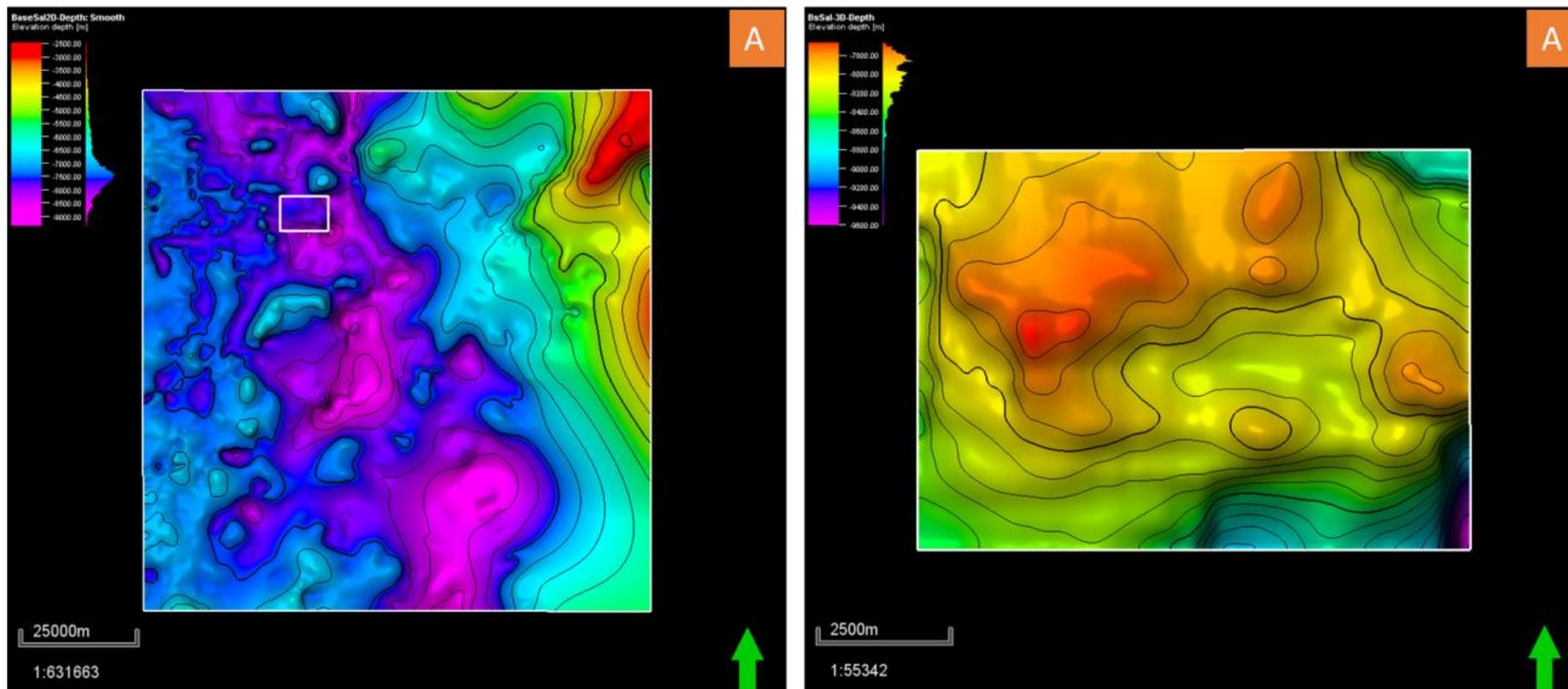


Figura 5.6.2. Mapas da superfície da Base do Sal (A) em profundidade. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas na área do 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

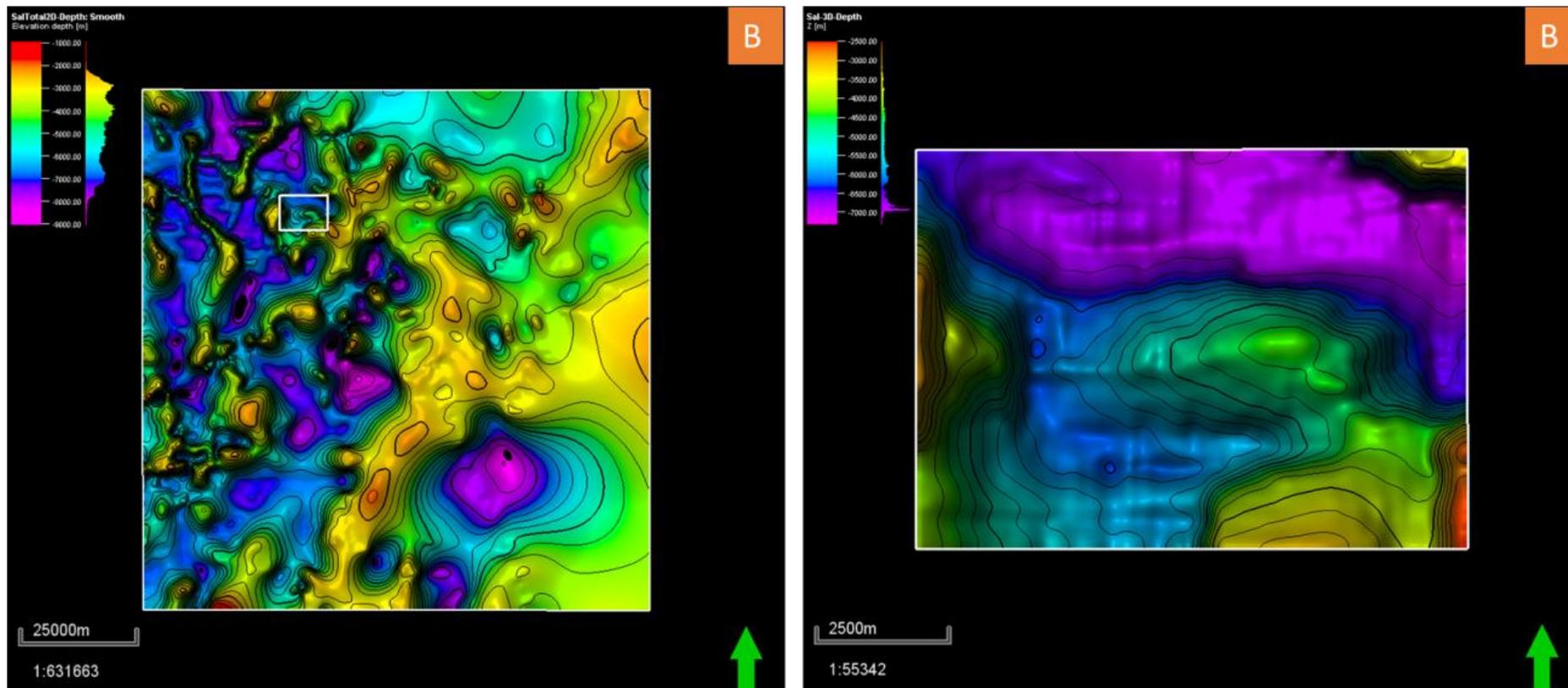


Figura 5.6.3. Mapas da superfície do Topo do Sal (B) em profundidade. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas na área do 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

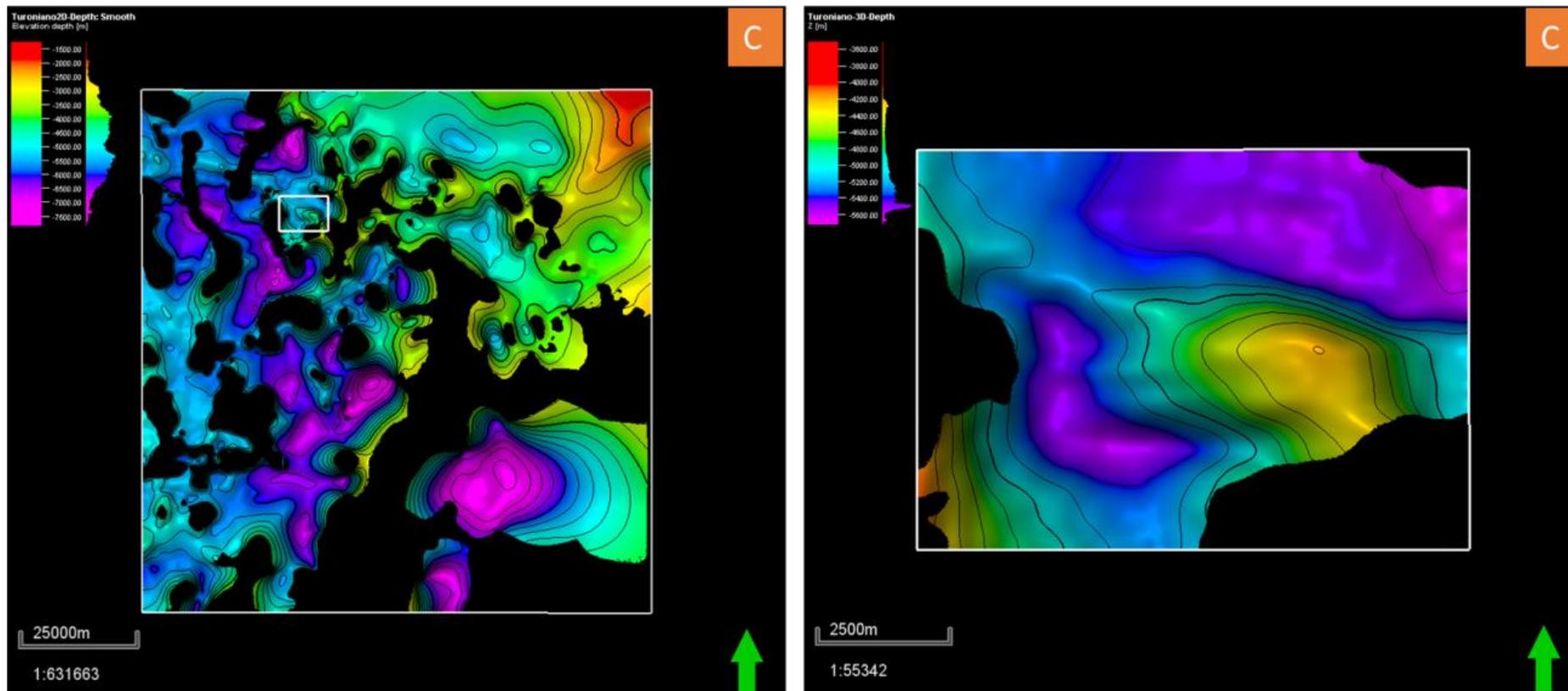


Figura 5.6.4. Mapas da superfície do Topo do Turoniano (C) em profundidade. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas na área do 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

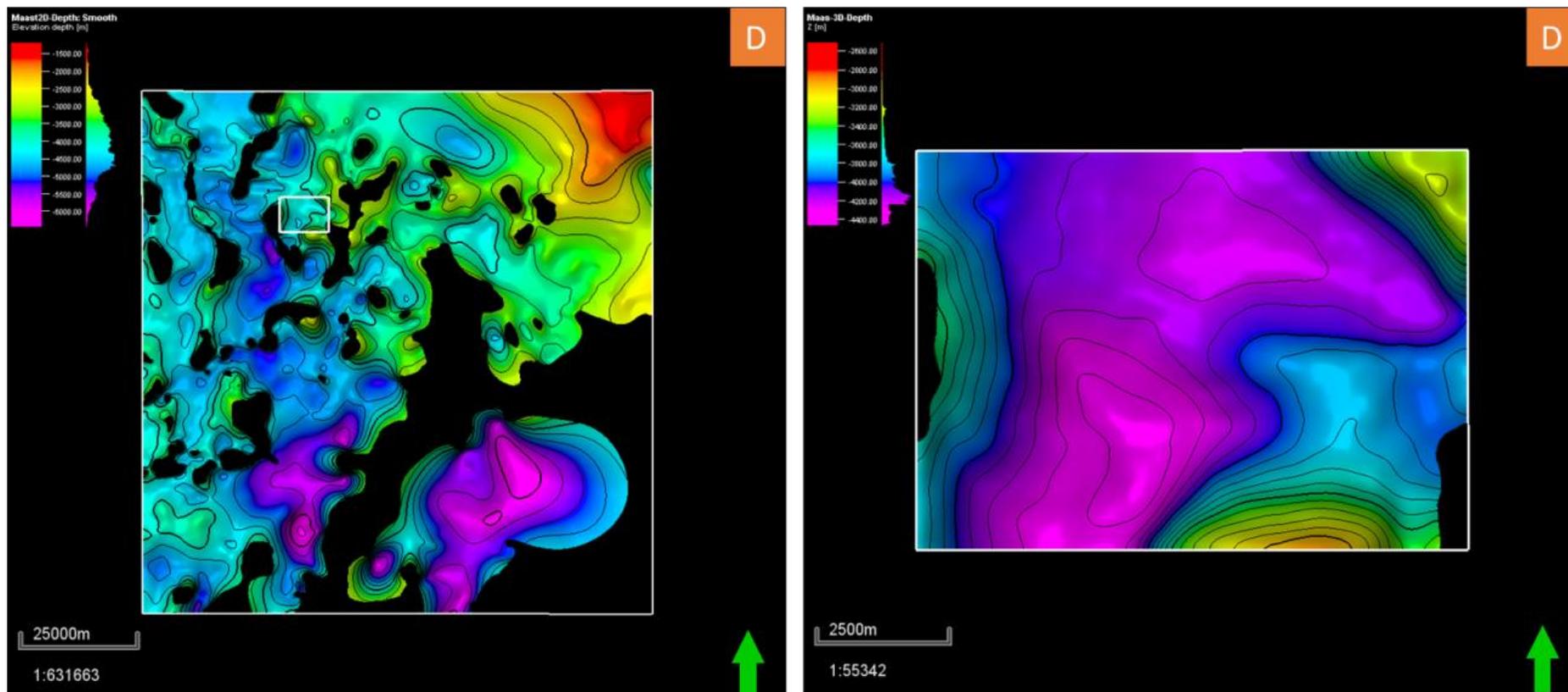


Figura 5.6.5. Mapas da superfície do Topo do Maastrichtiano (D) em profundidade. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas na área do 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

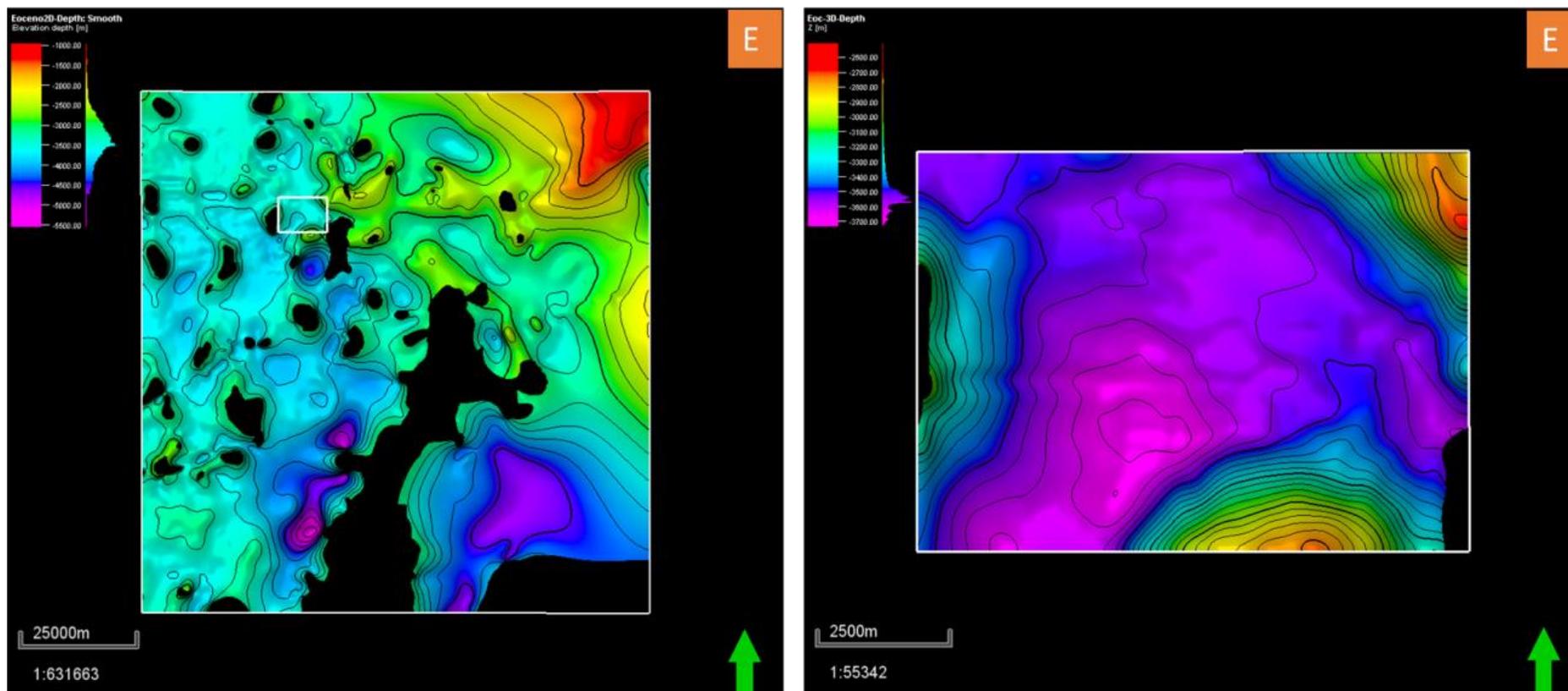


Figura 5.6.6. Mapas da superfície do Topo do Eoceno (E) em profundidade. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas na área do 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

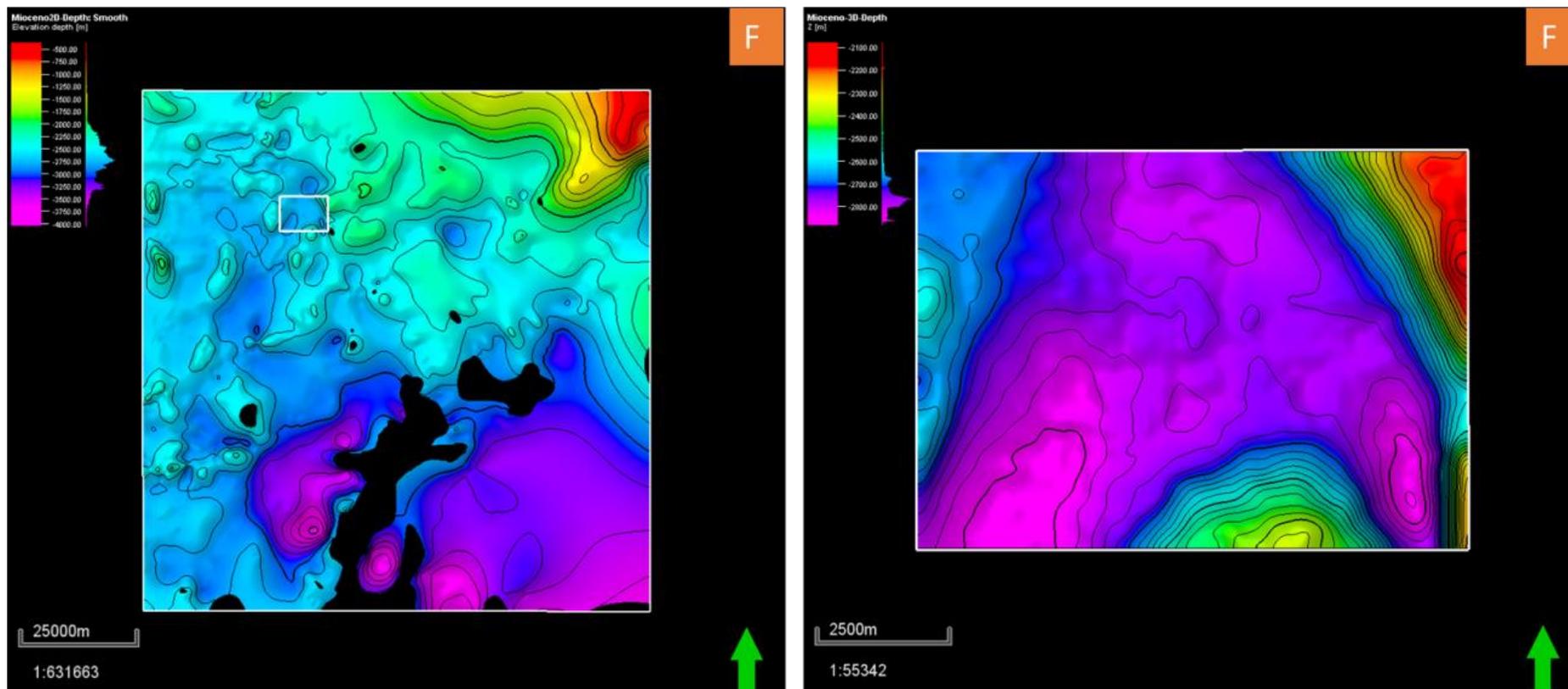


Figura 5.6.7. Mapas da superfície do Topo do Mioceno (F) em profundidade. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas na área do 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

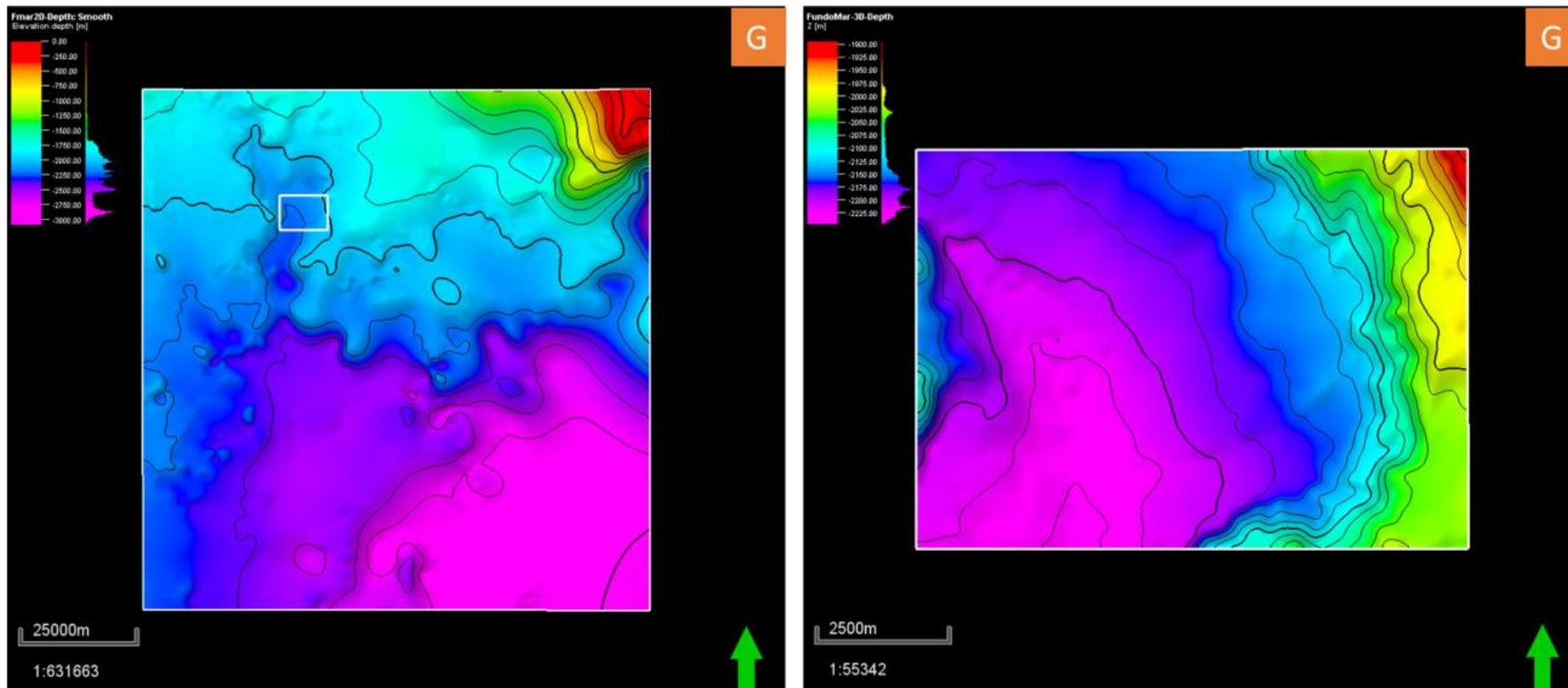


Figura 5.6.8. Mapas da superfície do Fundo do mar (G) em profundidade. A figura da esquerda mostra a região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas na área do 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

5.7 Mapas de Isópacas

Os mapas de isópacas foram calculados para os principais intervalos tectono-estratigráficos limitados pelas superfícies em profundidade (Figura 5.7.1). Os mapas são apresentados nas figuras 5.7.2 a 5.7.7, onde foi utilizada uma escala de cor para o intervalo do sal, cuja espessura varia de 0 a 4500 m e outra para os intervalos do pós-sal, cuja escala varia de 0 a 2000 m de espessura. O objetivo de se manter a mesma escala nos intervalos estratigráficos acima do sal teve como objetivo identificar as regiões com maior influência na sedimentação (maior ou menor espessura do intervalo estratigráfico) devido à alta variação na espessura do pacote sal.

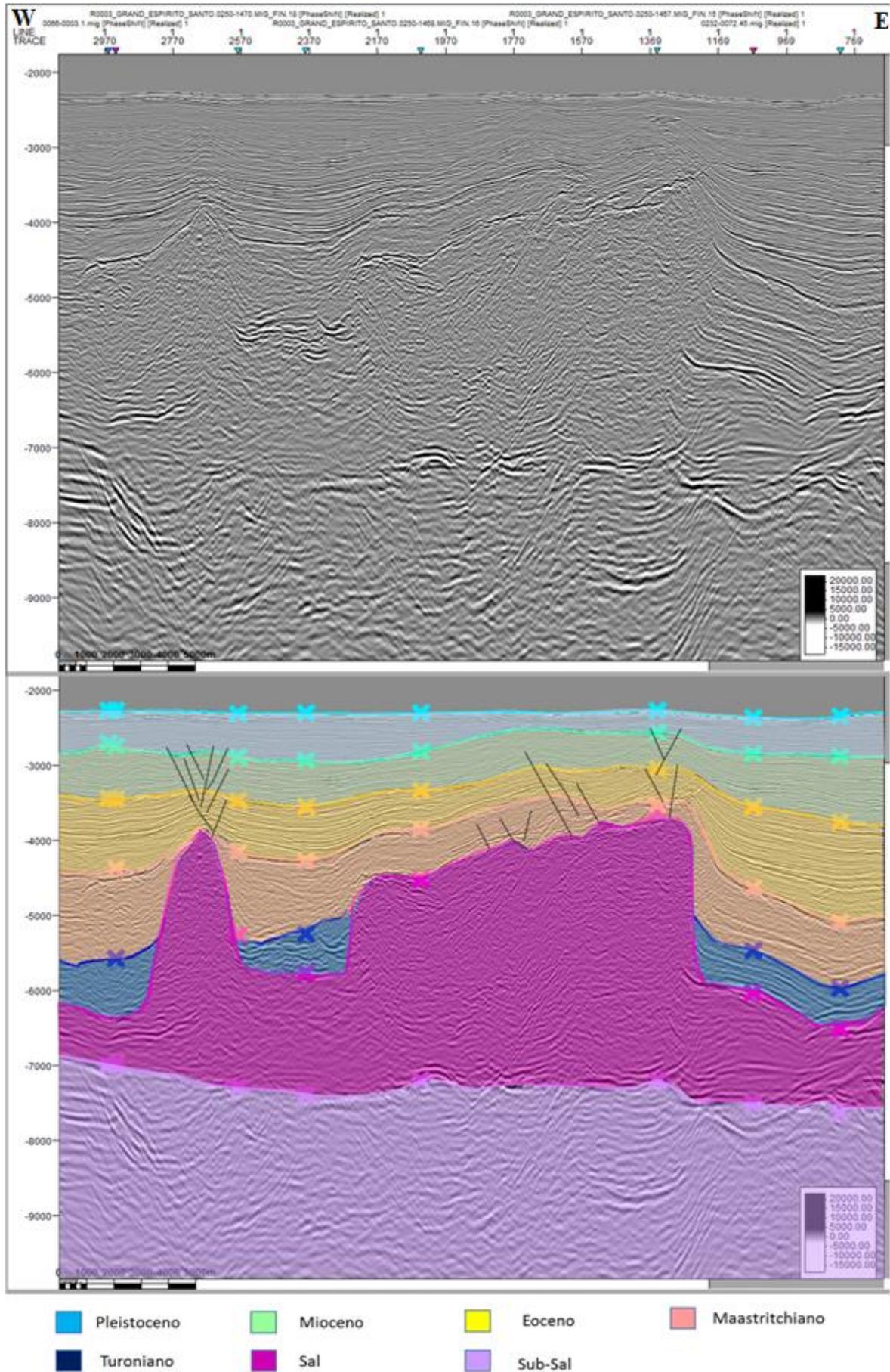


Figura 5.7.1. Intervalos Tectono-Estratigráficos delimitados na área de estudo.

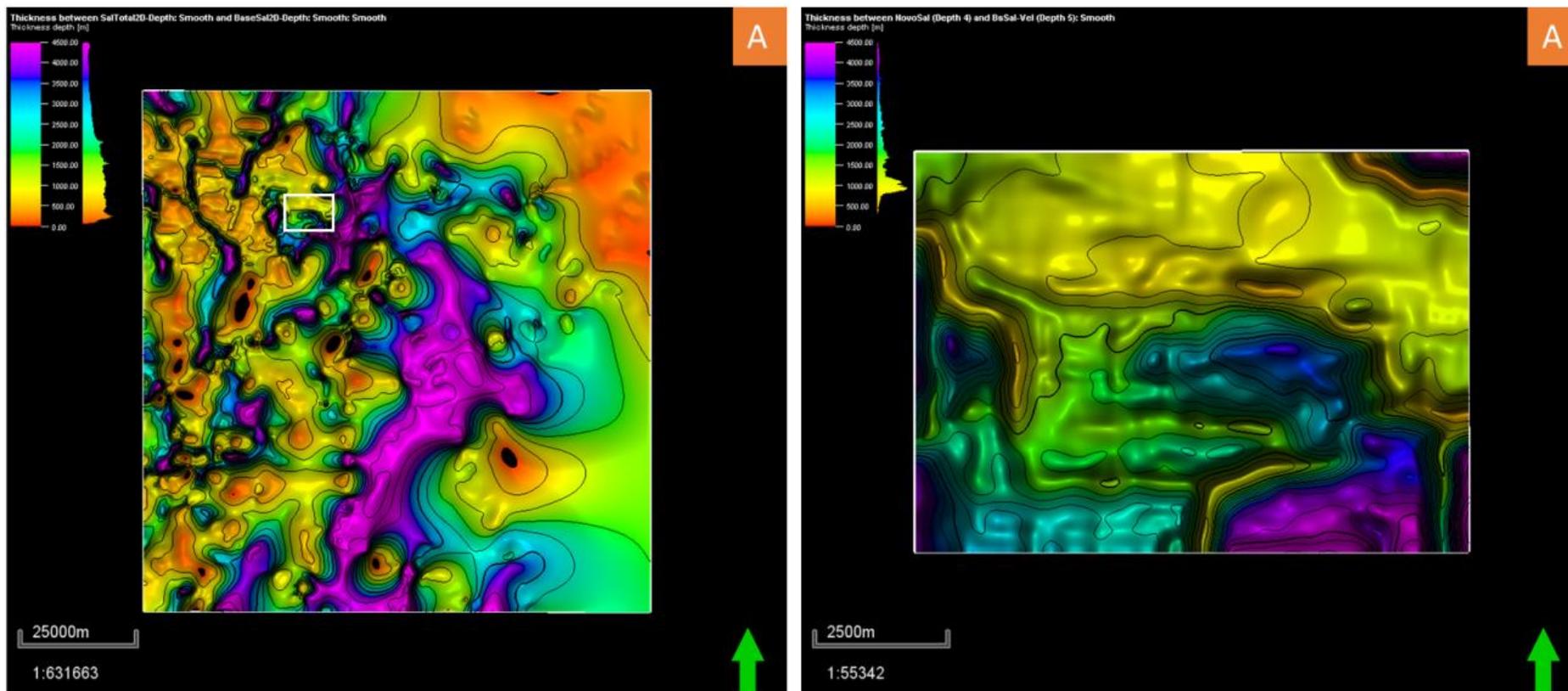


Figura 5.7.2. Mapas de Isópacos entre Base do Sal e Topo do Sal (A), calculados a partir das superfícies em profundidade. A figura da esquerda mostra o mapa calculado a partir das superfícies mapeadas na região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

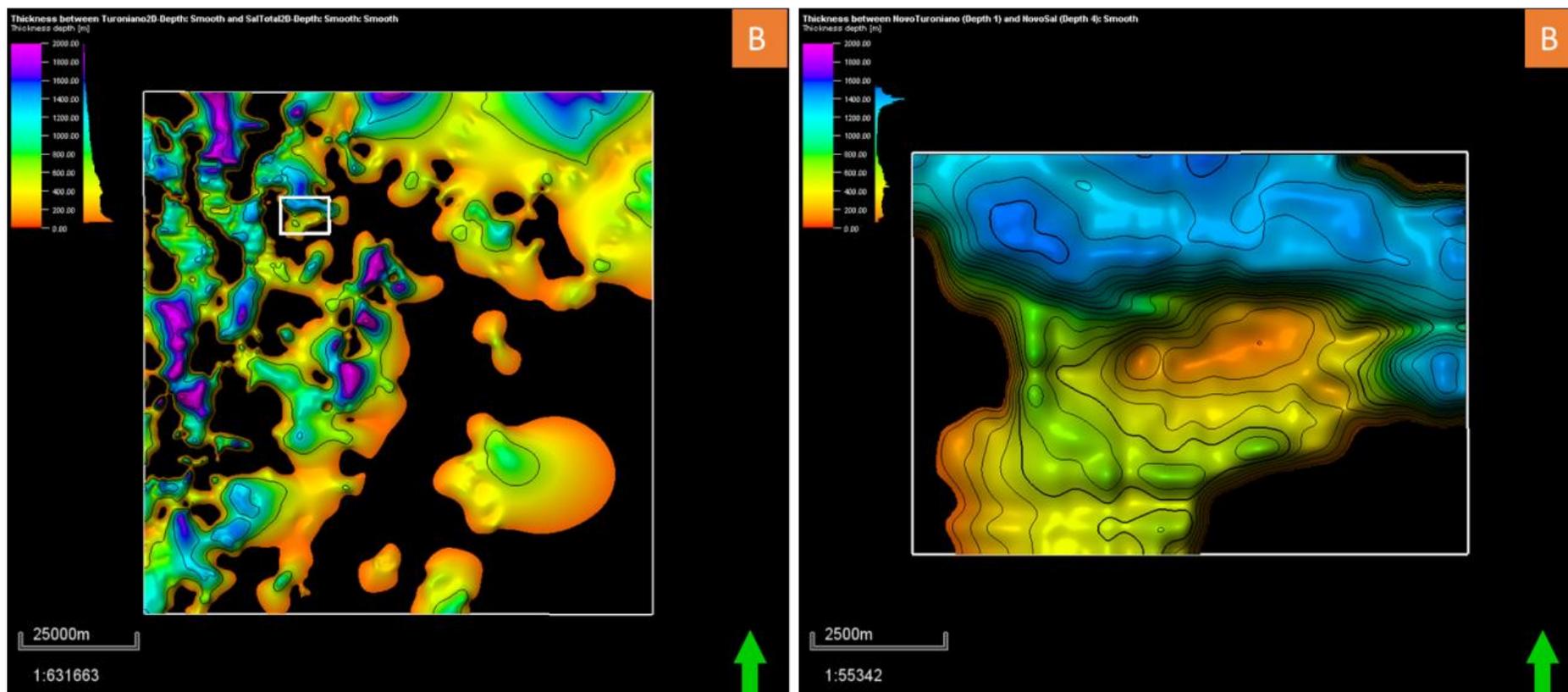


Figura 5.7.3. Mapas de Isópacas entre Topo do Sal e Topo do Turoniano (B), calculados a partir das superfícies em profundidade. A figura da esquerda mostra o mapa calculado a partir das superfícies mapeadas na região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

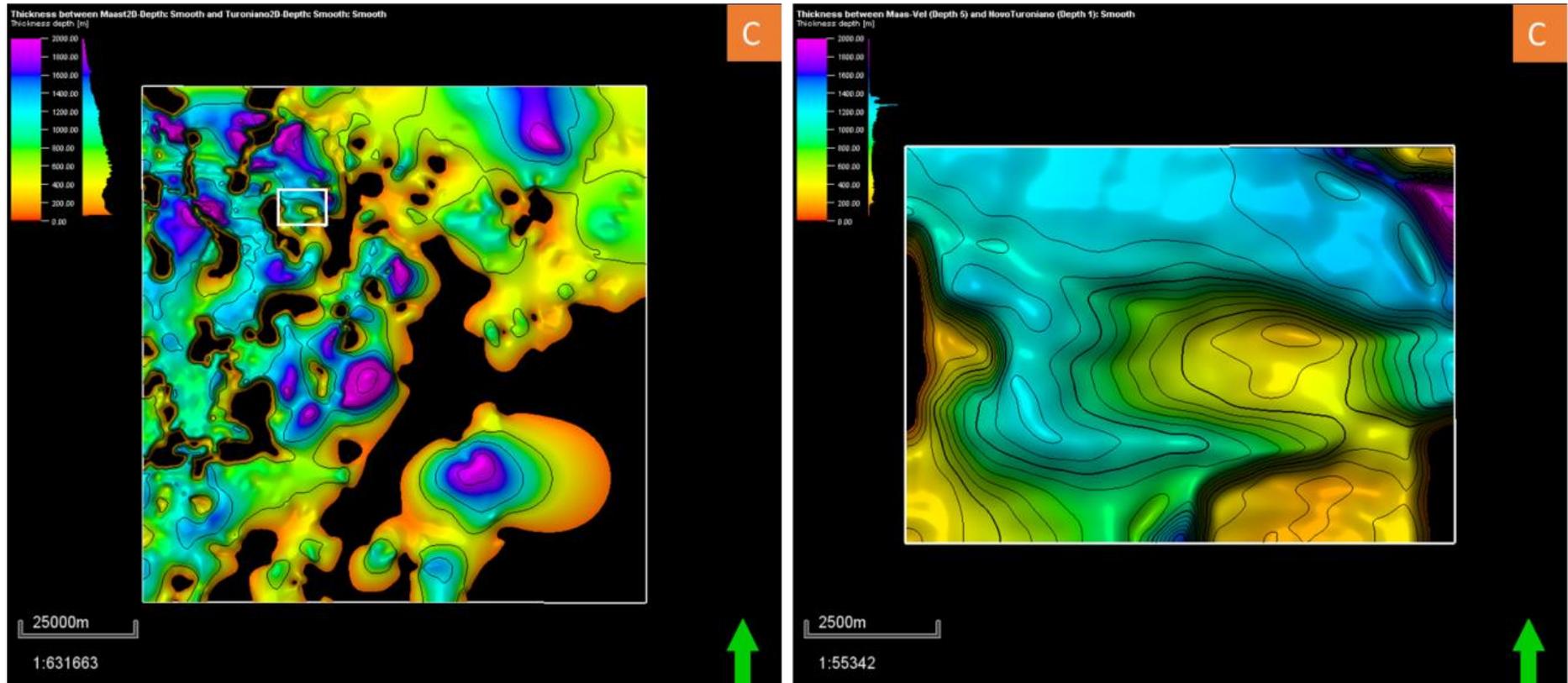


Figura 5.7.4. Mapas de Isópacas entre Topo do Turoniano e Topo do Maastrichtiano (C), calculados a partir das superfícies em profundidade. A figura da esquerda mostra o mapa calculado a partir das superfícies mapeadas na região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

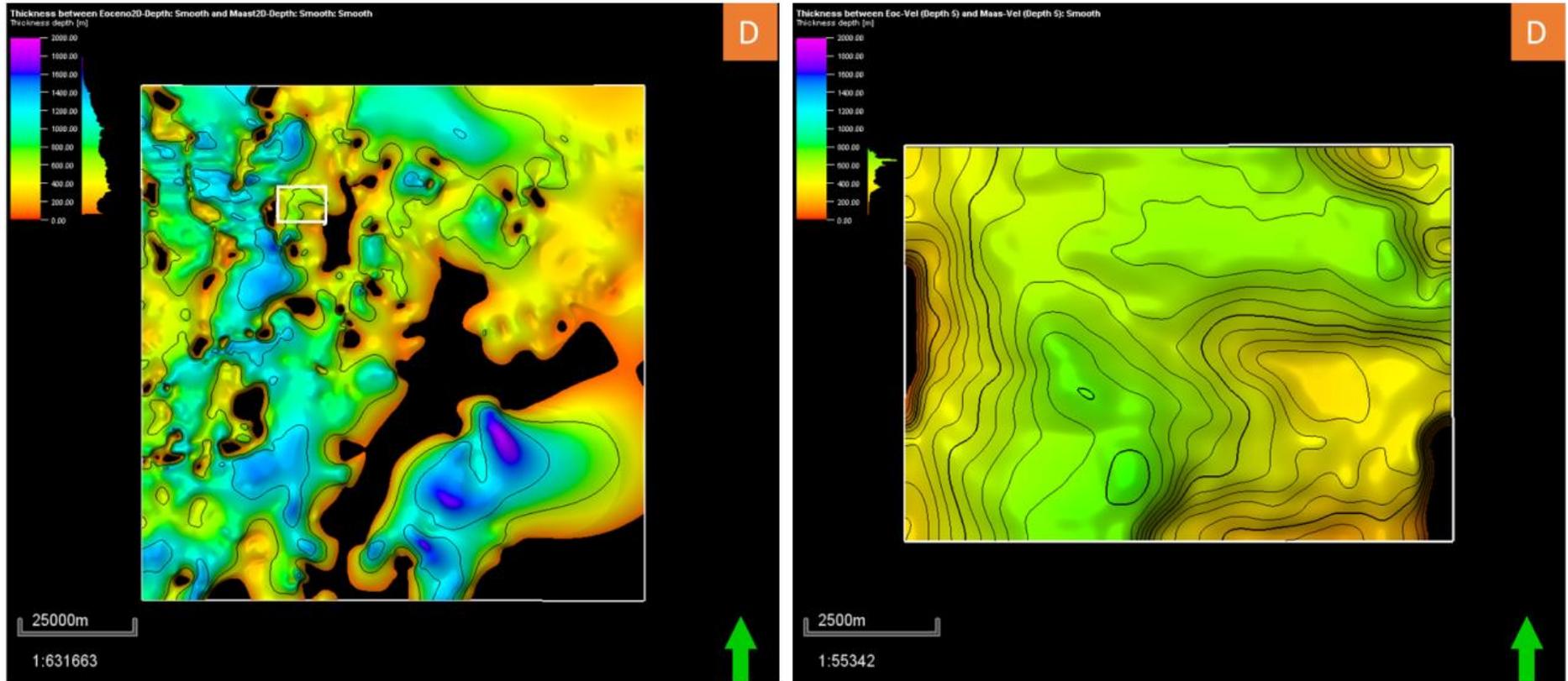


Figura 5.7.5. Mapas de Isópacas entre Topo do Maastrichtiano e Topo do Eoceno (D), calculados a partir das superfícies em profundidade. A figura da esquerda mostra o mapa calculado a partir das superfícies mapeadas na região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

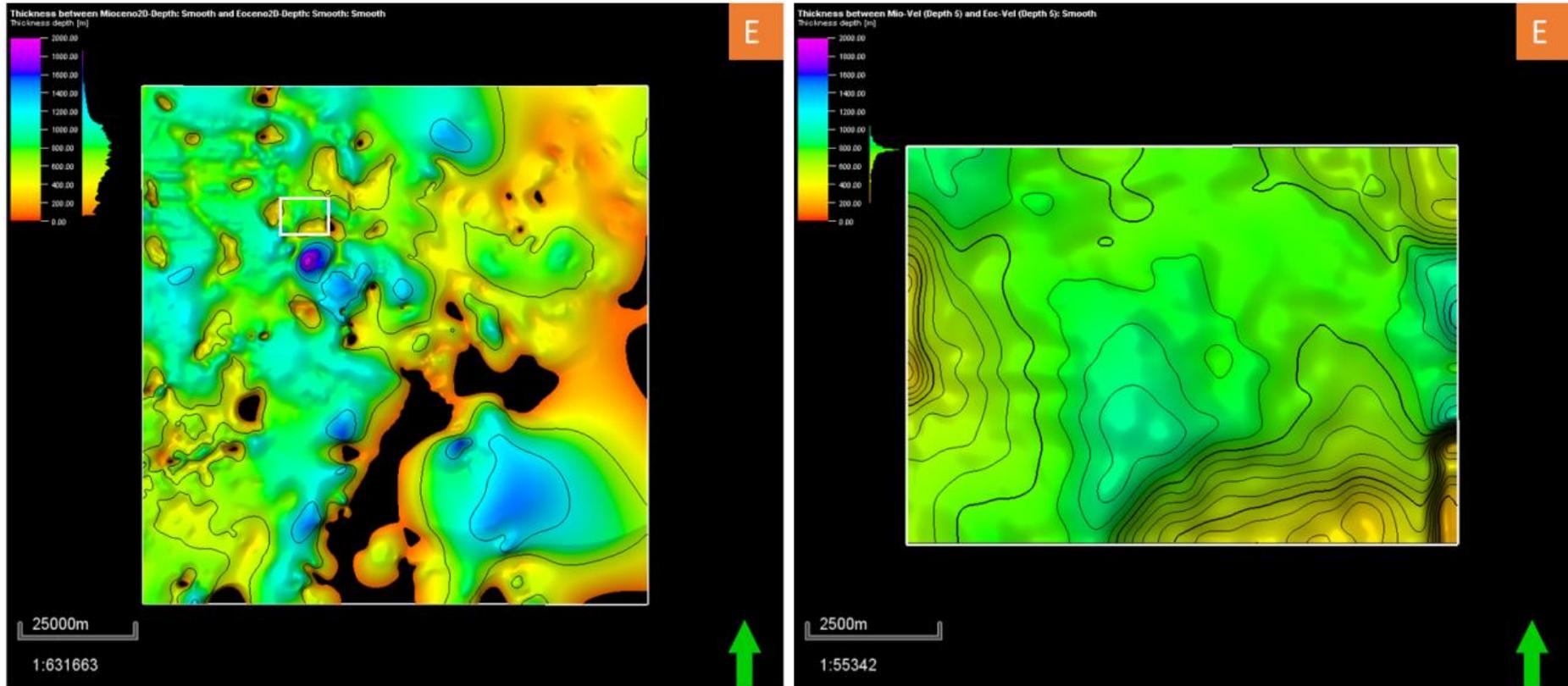


Figura 5.7.6. Mapas de Isópacas entre Topo do Eoceno e Topo do Mioceno (E), calculados a partir das superfícies em profundidade. A figura da esquerda mostra o mapa calculado a partir das superfícies mapeadas na região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

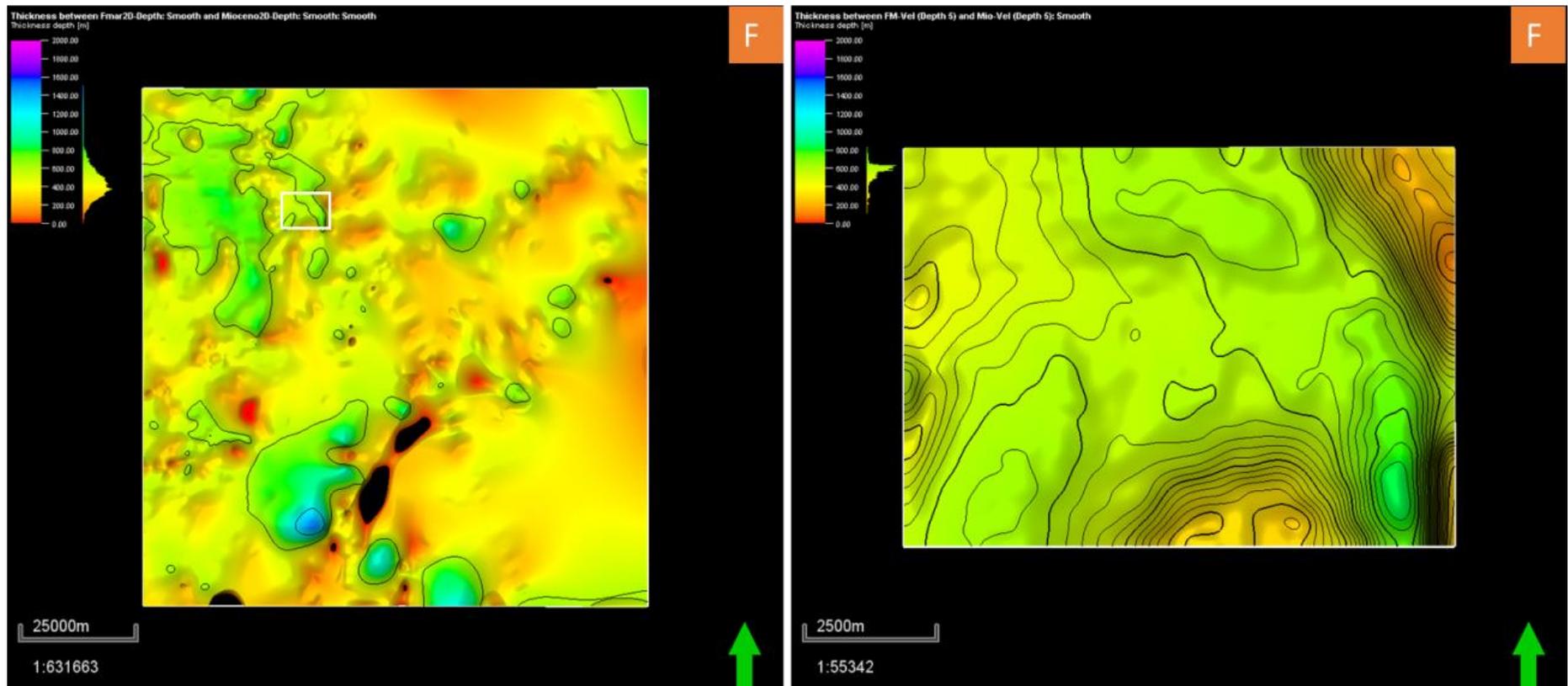


Figura 5.7.7. Mapas de Isópacas entre Topo do Mioceno e Fundo do Mar (F), calculados a partir das superfícies em profundidade. A figura da esquerda mostra o mapa calculado a partir das superfícies mapeadas na região do 2D mais o 3D (quadrado branco), e a figura da direita mostra o mapa apenas no 3D. O quadrado branco na figura da esquerda indica a área de 100km² do 3D.

5.8 Análise Petrofísica

O estudo da petrofísica dos poços é indispensável para o entendimento da geologia local, pois fornece informações sobre as características do (s) reservatório (s), tais como, o conteúdo de volume de argila (Vsh), porosidade (Φ) dentre outras propriedades, que são importantes para a avaliação da sua qualidade e economicidade. O estudo petrofísico pode ainda ser enriquecido com alguns dados diretos, tais como, amostras laterais, testemunhos e dados de testes de formação.

Neste trabalho, dos 15 poços do projeto, 8 foram selecionados para a avaliação petrofísica. A escolha deles foi baseada principalmente na qualidade dos perfis (Resistividade, *Gama Ray* (GR), Densidade (RHOB) e Neutrão (NPHI)) e secundariamente pela distribuição homogênea na área (Figura 5.8.1).

Na avaliação petrofísica foram utilizados os perfis de resistividade de diferentes profundidades de investigação lateral (rasa, média e profunda), de raios gama (GR), de densidade (RHOB) e de porosidade neutrão (NPHI). Foram utilizados arquivos digitais no formato DLIS e os mesmos foram carregados no *software Interactive Petrophysics* (IP) da empresa LR Senergy.

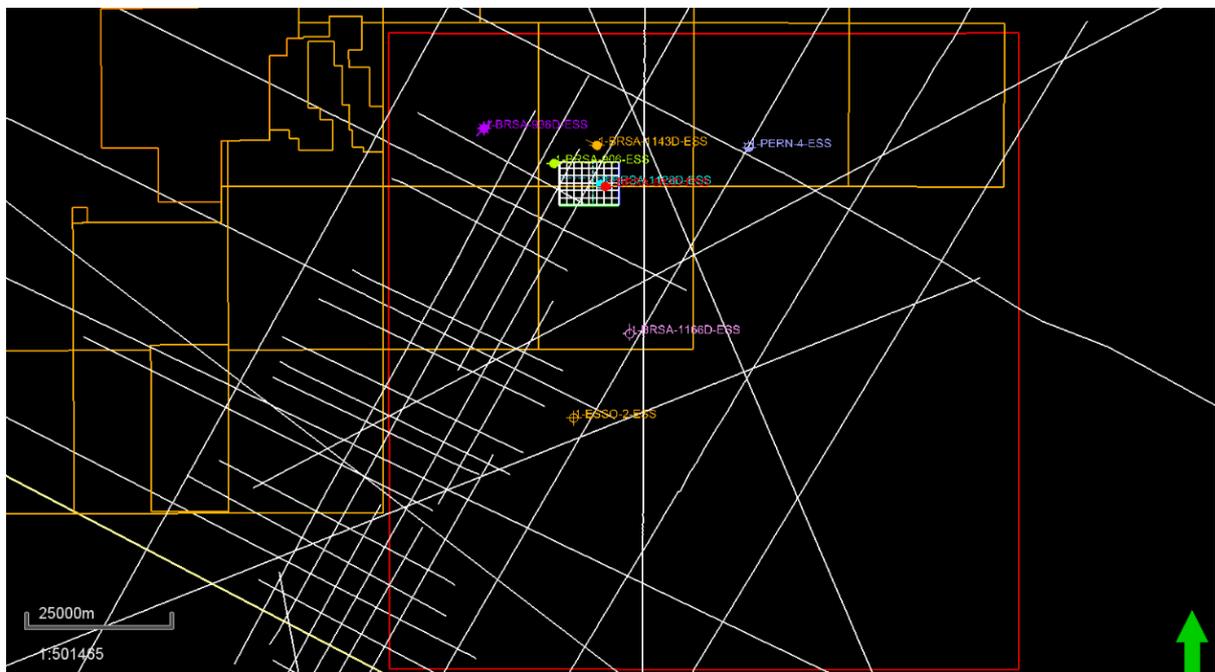


Figura 5.8.1. Distribuição dos poços avaliados na área de estudo (quadrado vermelho).

- Volume de Argila (Vsh).

Os folhelhos são rochas siliclásticas compostas por sedimentos finos de granulometria argila e possuem o maior grau de radioatividade dentre as rochas sedimentares. A radioatividade natural dos folhelhos se deve a presença do potássio (K40) e dos elementos filho do Urânio (U) e do Tório (Th), sendo a maior porção da emissão radioativa devido ao potássio (K40).

Os perfis de Raios Gama lêem a radioatividade natural das rochas e os maiores valores são associados aos folhelhos que irão conferir o grau de argilosidade do sistema. Quando estão presentes arenitos arcóseos, ou aqueles formados em ambientes redutores e também os conglomerados policompostos são registrados altos valores de GR, não associados a argilosidade, o que complica a análise de Vsh como identificador litológico (Nery 2013).

Salvo as exceções, o volume de argila estima a quantidade de sedimentos finos presentes na rocha. O maior grau de argilosidade tem um impacto negativo na qualidade do reservatório pois tende a diminuir a porosidade e a permeabilidade, uma vez que, a argila pode se acumular nos poros.

A presença de argila em arenitos diminui a resistividade medida por ferramentas de indução, laterolog ou propagação eletromagnética. Isto ocorre devido a presença das moléculas de água retidas pelos grãos finos de argila e pela grande capacidade de troca de cátions dos argilominerais.

Neste trabalho o cálculo do Vsh foi feito pelo perfil de raios gama (GR) com base na equação 1:

$$Vsh = \frac{(GR - GR0)}{(GR100 - GR0)}$$

Onde:

GR = leitura do perfil de raio gama na zona de interesse corrigida para o tamanho do poço (API)

GR0 = leitura do perfil de raio gama em uma zona 100% limpa

GR100 = leitura do perfil de raio gama numa zona contendo 100% folhelho

Vsh = volume de folhelho a partir do perfil de raio gama

- Porosidade (Φ)

A porosidade é definida como sendo a razão entre o volume total de vazios de uma rocha e o seu volume total. A porosidade é a principal propriedade para caracterizar a qualidade do reservatório, e pode ser determinada com os dados do perfil sônico, neutrônico e de densidade. O aumento na porosidade implica na diminuição da velocidade de propagação das ondas sísmicas.

A porosidade pode ser classificada em dois tipos: porosidade total, que considera todos os espaços vazios entre as partes sólidas e porosidade efetiva, que leva em conta somente os poros interconectados, os quais permitem a passagem de fluido e corrente elétrica. A porosidade efetiva é igual (em arenitos limpos) ou menor que a porosidade total e é mais importante do ponto de vista comercial, visto que é a utilizada nos cálculos reais do potencial econômico de um reservatório e se relaciona com a permeabilidade (Nery 2013).

A porosidade efetiva (Φ) foi calculada pela equação 2, a partir do perfil de densidade (RHOB) e densidade neutrão, utilizando valor de densidade de matriz de 2.65 g/cm³ (clásticos) e uma densidade de fluido de 1.2 g/cm³ (todos os poços foram perfurados com lama base óleo).

$$\phi = \frac{(\rho_{ma} - \rho_b - Vcl \times (\rho_{ma} - \rho_{cl}))}{(\rho_{ma} - \rho_{fl} \times Sxo - \rho_{Hyap} \times (1 - Sxo))}$$

Onde: parâmetros da fórmula

ρ_{ma} : densidade da matriz

ρ_b : Densidade no perfil

ρ_{cl} : Densidade argila

ρ_{fl} : densidade do fluido filtrado

ρ_{Hyap} : Densidade aparente do hidrocarboneto

Vcl : Volume de argila

Sxo : Saturação da zona invadida

- Influência dos Folhelhos no Reservatório.

No sistema petrolífero os folhelhos são considerados rocha selante, contudo quando misturados na matriz da rocha reservatório, tendem a diminuir a sua porosidade e a permeabilidade. Em um reservatório (Arenito) os folhelhos podem estar distribuídos de quatro (4) maneiras diferentes: laminar, disperso, estrutural e na combinação entre elas.

Thomas e Stieber (1975) agruparam estes diferentes tipos de distribuição dos folhelhos na rocha reservatório e os seus respectivos efeitos sobre a porosidade e permeabilidade em um modelo diagrama (Figura 5.8.2).

Os folhelhos laminares são descritos pela sua distribuição no reservatório em finas camadas de argila alogênica, não comprometendo a porosidade efetiva, a saturação de água ou a permeabilidade horizontal da rocha reservatório. Contudo, sua presença pode causar uma redução da permeabilidade vertical (Kurniawan 2005).

Folhelhos considerados como dispersos, são compostos por minerais de argila que se formam após a deposição devido a reações químicas entre os minerais e a água de formação. Ao contrário do tipo anterior, provoca o decaimento significativo da porosidade pelo preenchimento do espaço poroso entre os grãos, aumentando a saturação de água e reduzindo a resistividade, a porosidade e a permeabilidade das areias (Kurniawan 2005).

Os folhelhos classificados como estruturais, são depositados como partículas ou clastos durante o início do estágio de deposição. Apesar de seu comportamento, na maioria dos casos, se assemelhar ao dos folhelhos laminados, a permeabilidade e a resistividade são similares aos dos folhelhos dispersos (Kurniawan 2005). Por conter nódulos de folhelhos misturados aos grãos de areia, que atuam como parte da matriz, os mesmos podem afetar as propriedades do reservatório.

De um modo geral, todos os tipos de folhelhos podem ocorrer em diferentes níveis estruturais e estratigráficos em um reservatório. Thomas e Stieber (1975) determinaram, com base em um diagrama que correlaciona o volume de folhelho (V_{sh}) com a porosidade (Φ), os agrupamentos que indicam os volumes de folhelhos laminares, dispersos e estruturais presentes nas areias (Figura 5.8.2).

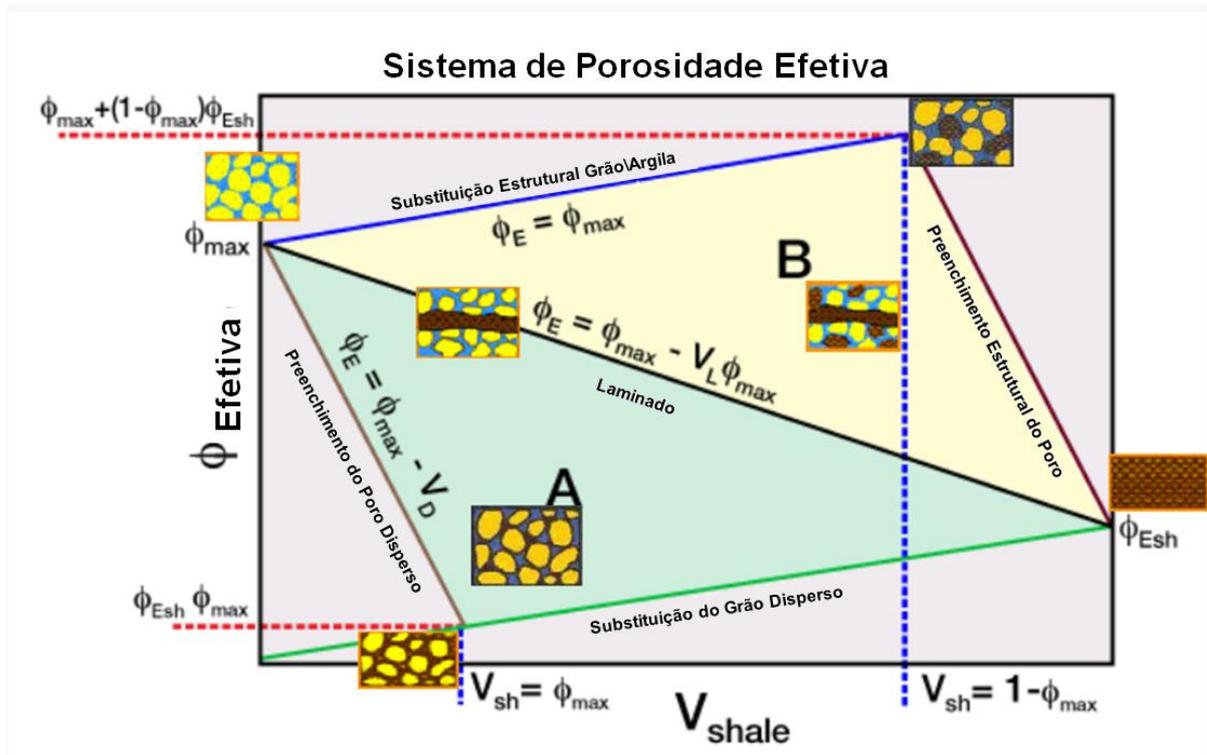


Figura 5.8.2. Modelo diagrama proposto por Thomas e Stieber (1975) para a distribuição de folhelhos em um reservatório. Modificado de Tyagi et al., (2009).

As curvas de volume de argila (V_{sh}) e de porosidade (Φ) foram obtidas através da análise conjunta das curvas de cada um dos 8 poços selecionados, com o objetivo de definir intervalos de reservatório.

Nos perfis compostos os intervalos associados a reservatórios apresentaram baixos valores de GR, nos quais este perfil apresentou aspecto “limpo”. Além deste, o perfil de densidade foi analisado em conjunto com o perfil de neutrão. Para esta análise os perfis de RHOB e NPHI foram sobrepostos na mesma coluna e com a escala compatível, na qual os valores de RHOB aumentavam da esquerda para a direita, enquanto os do NPHI da direita para a esquerda. Os possíveis reservatórios foram associados aos intervalos em que o perfil de RHOB se apresentava a esquerda e bem afastado do perfil de neutrão, que tendia para a direita, ambos perfis exibindo baixos valores. Também foram relacionados intervalos nos quais fossem detectados altos valores no perfil de resistividade para diferentes zonas estratigráficas, o que poderia ser indicativo da presença de hidrocarbonetos. A figura 5.8.3 mostra o resultado desta análise e a identificação de uma zona do reservatório para o poço 1-BRSA-1143D.

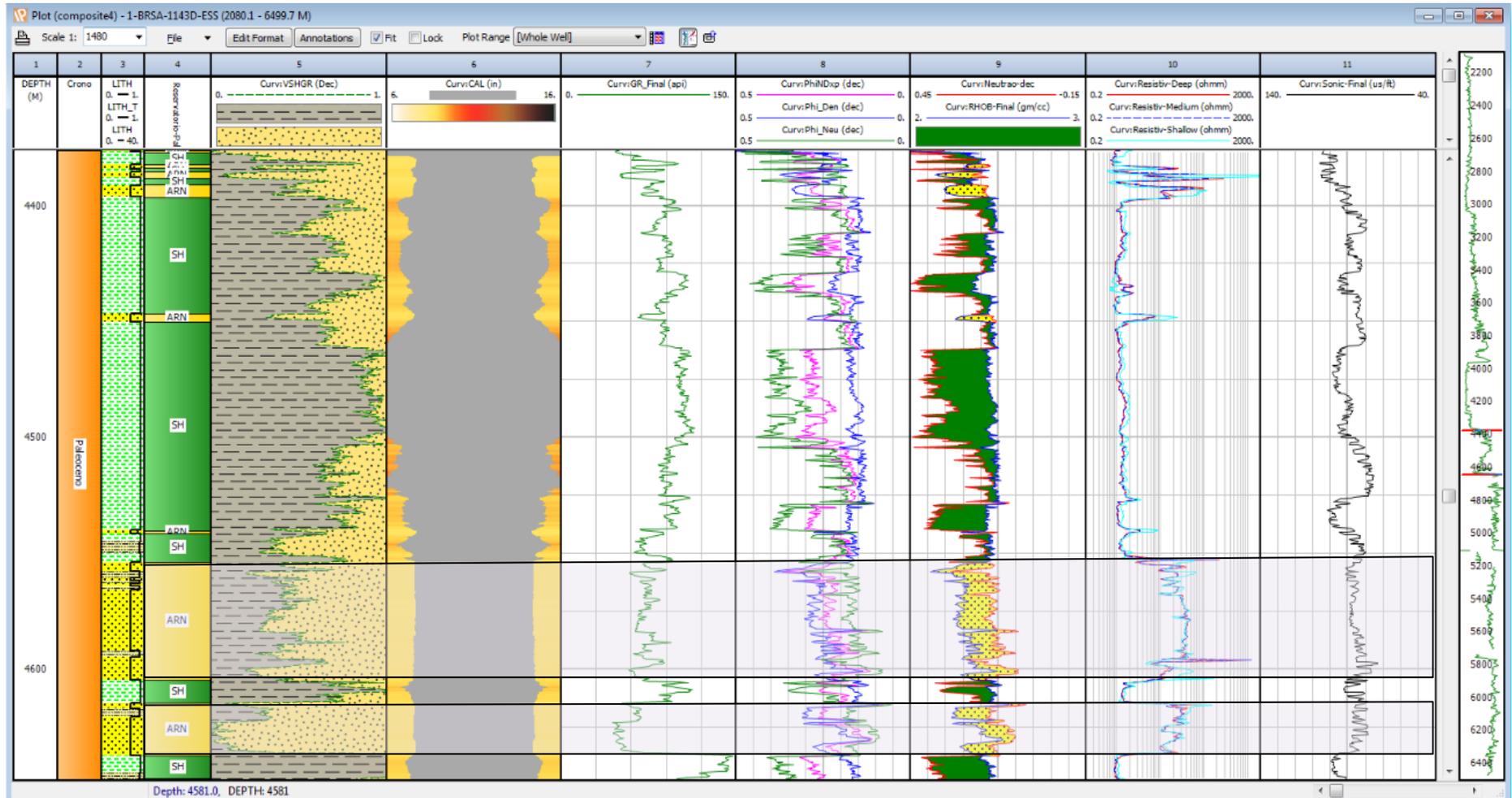


Figura 5.8.3. Janela de perfis no software IP para o poço 1-BRSA-1143D, com a identificação de zonas com indicadores de hidrocarbonetos (retângulos em cinza) por meio da análise conjunta destas curvas.

As características estimadas a partir do modelo diagrama de Thomas e Stieber op.cit foram aplicadas nos poços estudados. Para cada poço foram analisados, separadamente, os intervalos cronoestratigráficos do Eoceno e do Cretáceo. Desta forma, foi possível encontrar a melhor correlação das informações extraídas na análise petrofísica com o modelo diagrama e assim indicar possíveis características para os reservatórios no âmbito geométrico/estrutural, afetados pela argilosidade (Figuras 5.8.4, 5.8.5, 5.8.6 e 5.8.7).

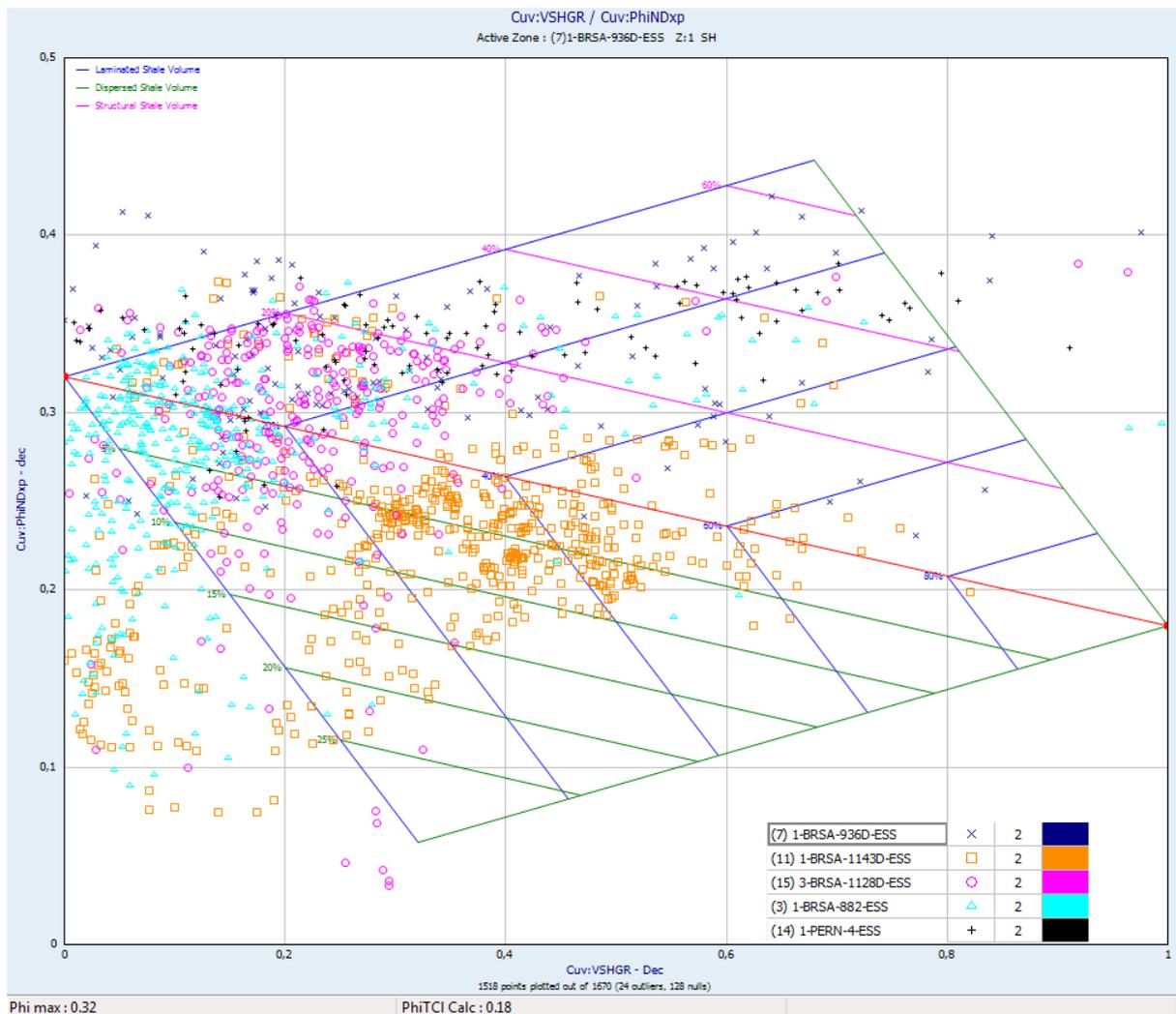


Figura 5.8.4. Aplicação do modelo diagrama de Thomas e Stieber, nos poços em intervalos de reservatórios com hidrocarbonetos entre o Topo do Eoceno e o Topo do Cretáceo.

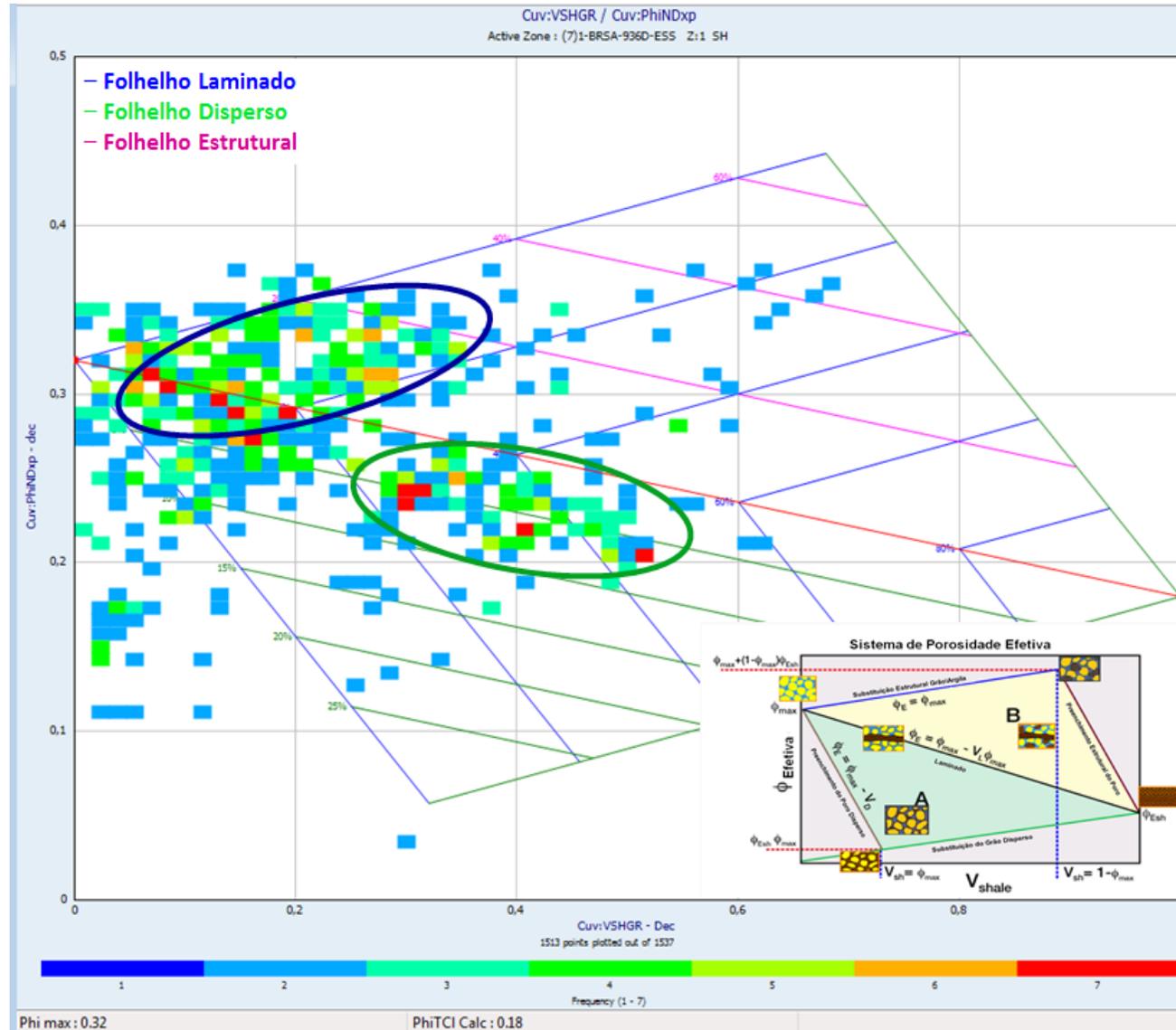


Figura 5.8.5. Aplicação do modelo diagrama de Thomas e Stieber, em *crossplot* de frequência e identificação de possíveis tendências da argilicidade nos polígonos azul (folhelhos laminados) e verde (folhelhos dispersos), em reservatórios com hidrocarbonetos entre o Topo do Eoceno e o Topo do Cretáceo.

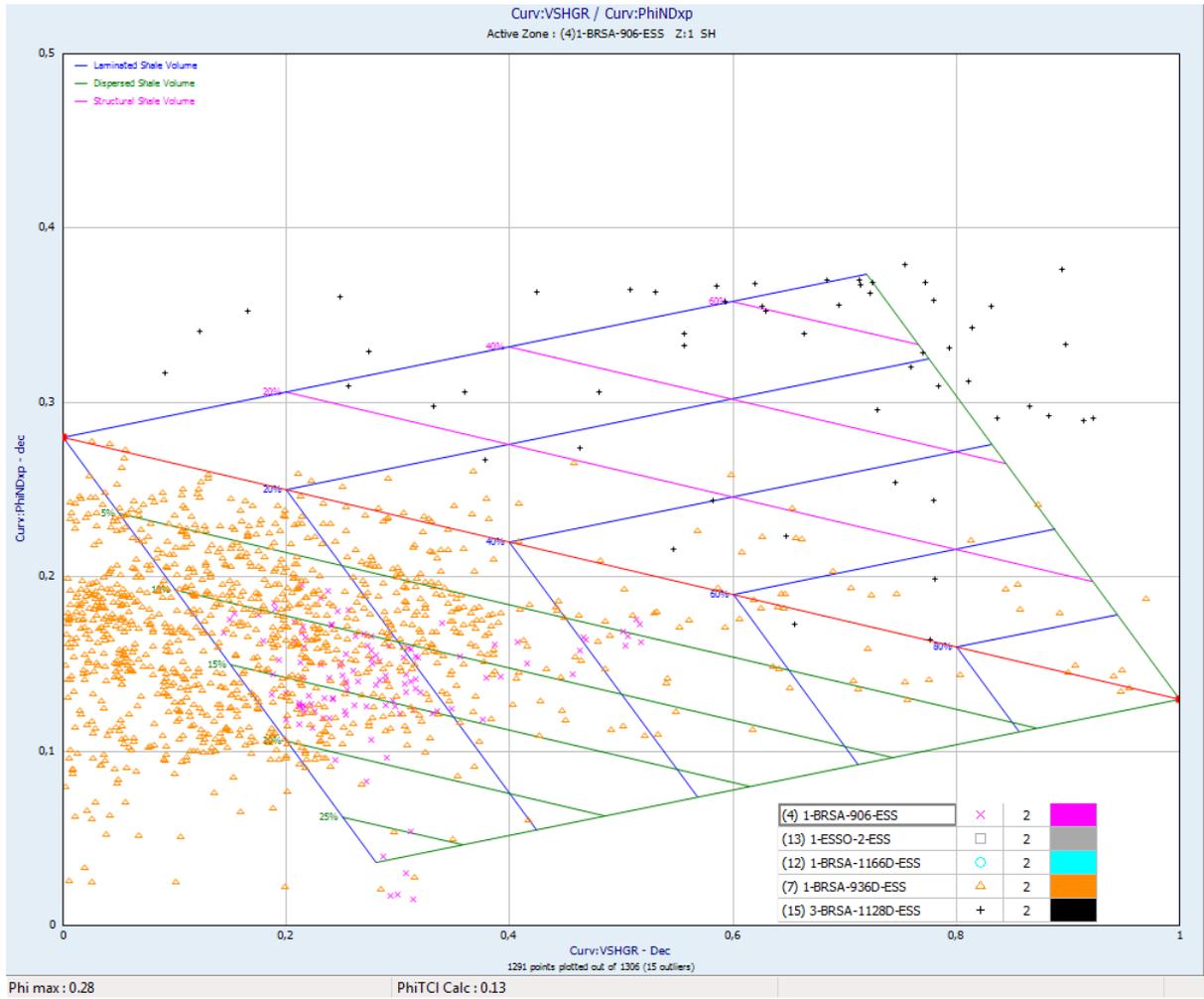


Figura 5.8.6. Aplicação do modelo diagrama de Thomas e Stieber, nos poços em intervalos de reservatório com hidrocarboneto do Cretáceo.

5.9 Definição das Oportunidades Exploratórias

A análise integrada de todos os resultados permitiu a definição de cinco oportunidades exploratórias. Foram reconhecidas duas oportunidades na área da sísmica 3D chamadas de Castelão e Beira-Rio e três outras oportunidades nas linhas 2D chamadas Maracanã, Mineirão e Morumbi. A localização delas é apresentada na figura 5.9.1.

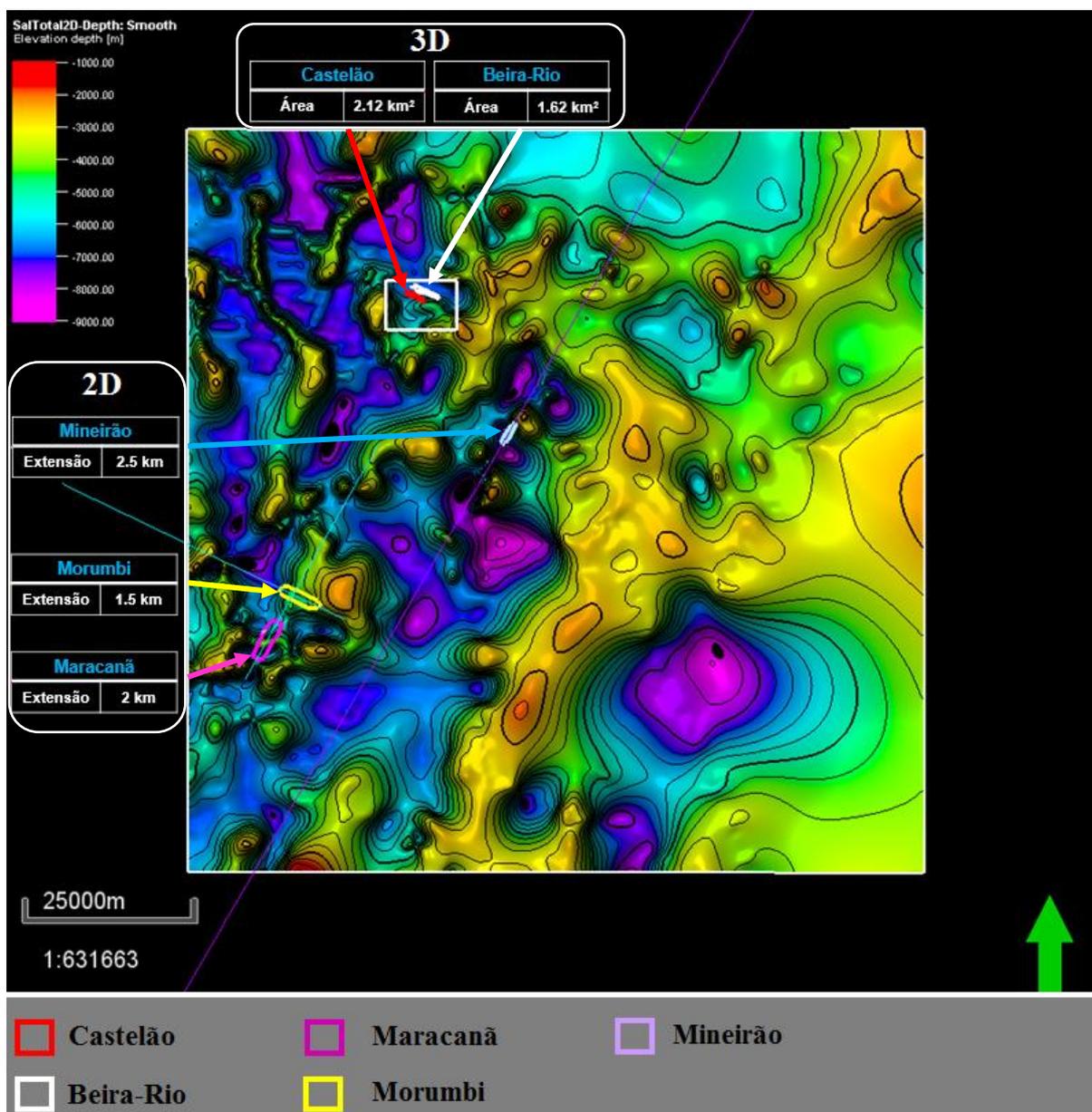


Figura 5.9.1. Localização das oportunidades exploratórias identificadas na área de estudo nas linhas 2D e sísmica 3D, sobre o mapa do Topo do Sal.

Todas as oportunidades exploratórias identificadas neste estudo estão inseridas no intervalo estratigráfico do Eoceno, com exceção da oportunidade Mineirão que é do Maastrichtiano-Eoceno.

Nas figuras 5.9.2 a 5.9.10 a seguir são mostradas as oportunidades Mineirão, Morumbi e Maracanã respectivamente nas seções de amplitude, nos atributos de texturização, de *RMS* e de *Sweetness* que auxiliaram na identificação e delimitação dos mesmos.

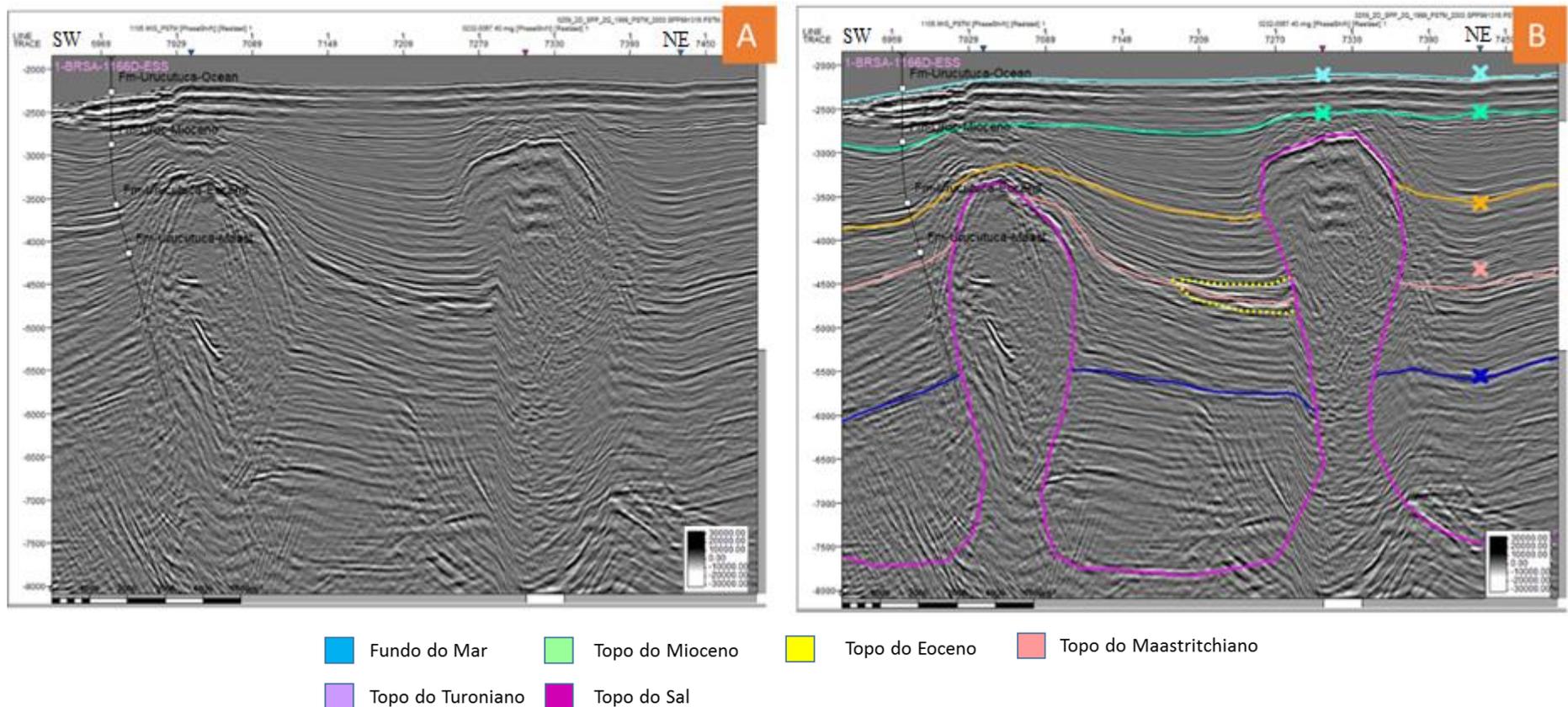


Figura 5.9.2. Seção 2D, 0066-0037 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Mineirão (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), no dado de amplitude (A) e com a interpretação sísmica (B).

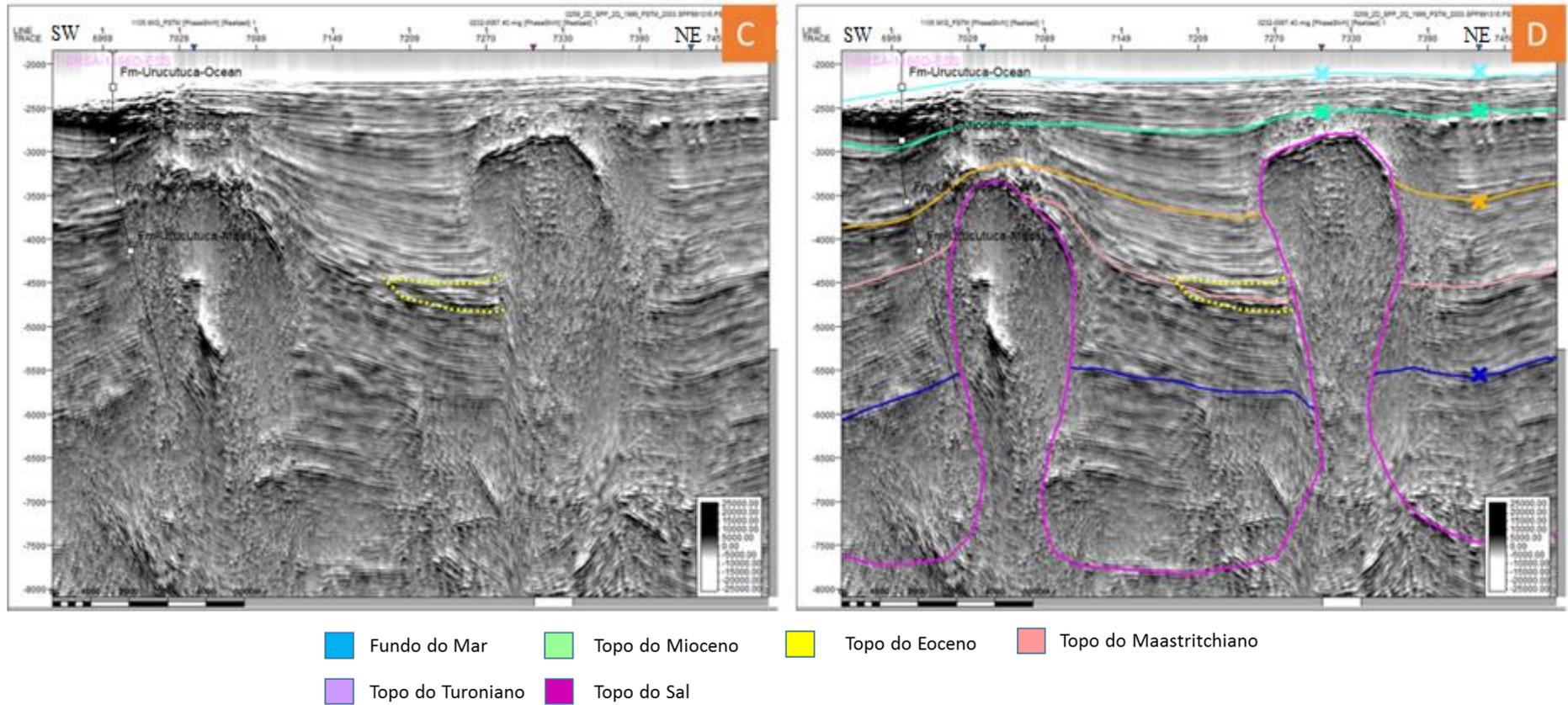


Figura 5.9.3. Seção 2D, 0066-0037 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Mineirão (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D).

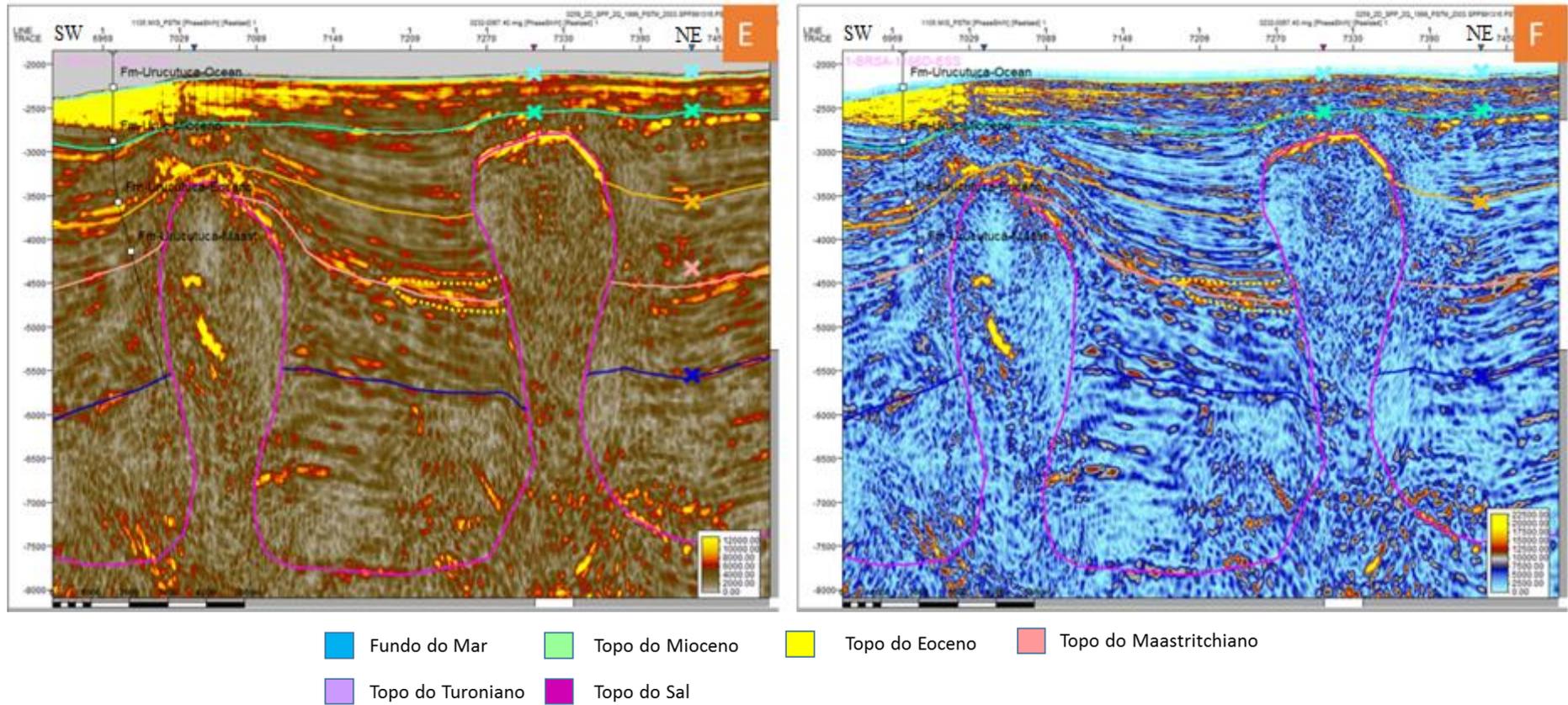


Figura 5.9.4. Seção 2D, 0066-0037 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Mineirão (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com a interpretação sísmica no atributo *RMS* (E) e no atributo *Sweetness* (F).

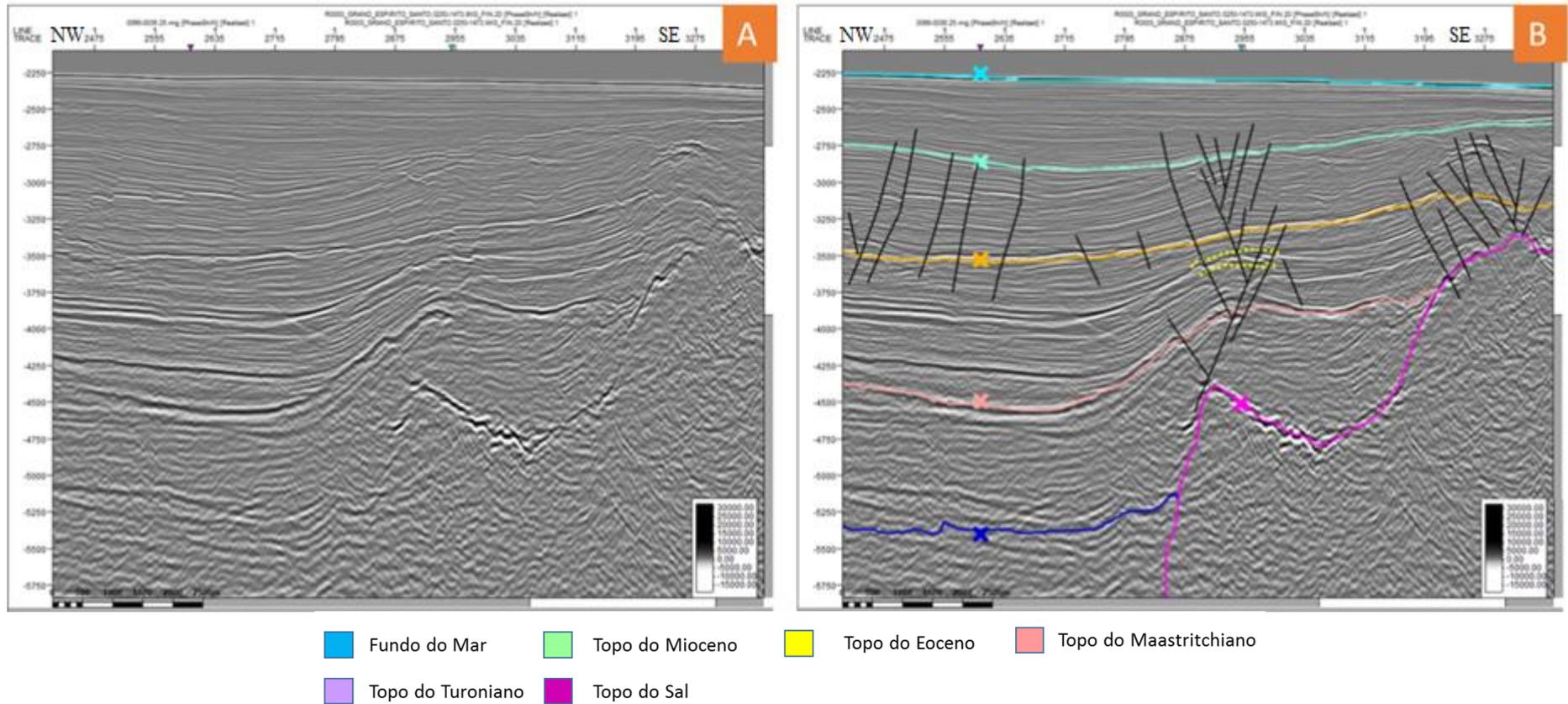


Figura 5.9.5. Seção 2D, 0250-1468 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Morumbi (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), no dado de amplitude (A) e com interpretação (B).

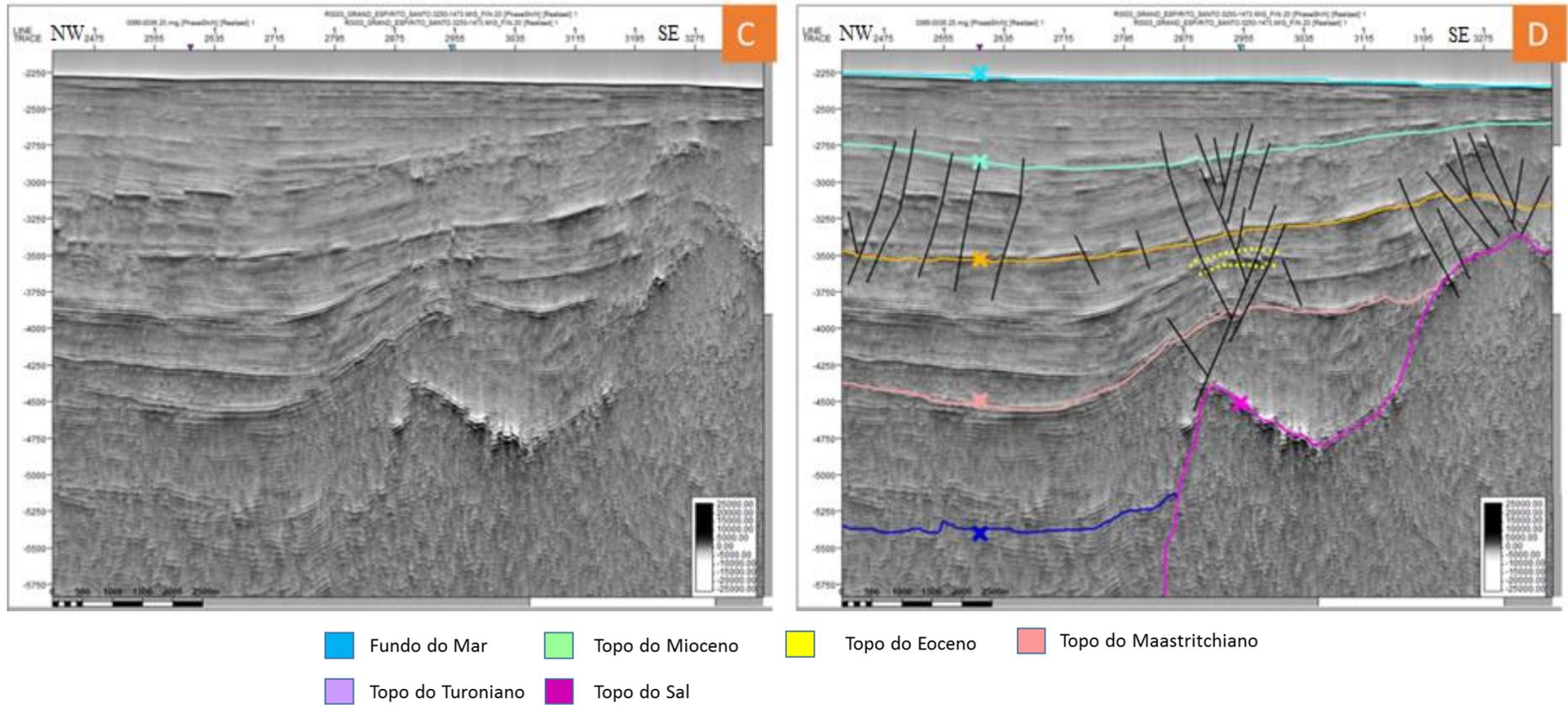


Figura 5.9.6. Seção 2D, 0250-1468 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Morumbi (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D).

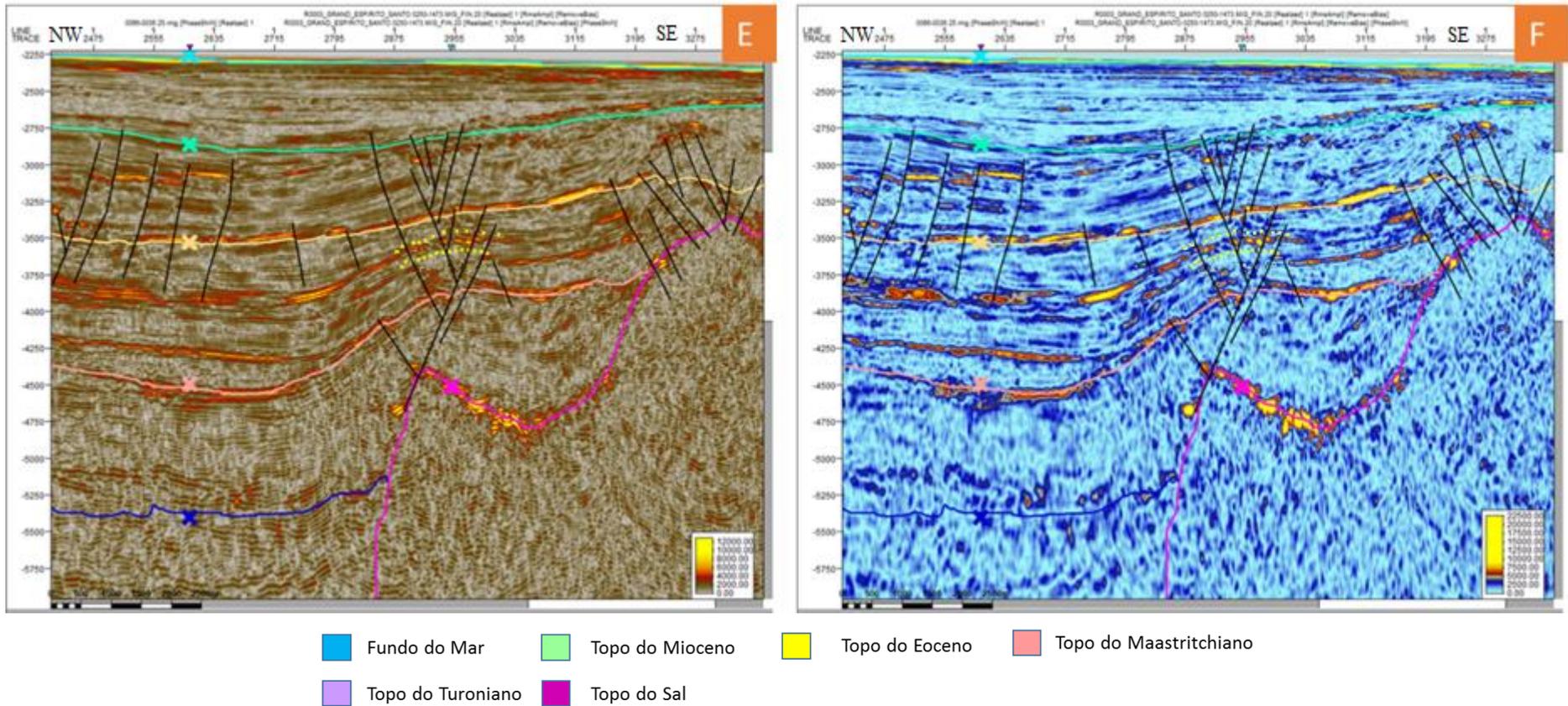


Figura 5.9.7. Seção 2D, 0250-1468 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Morumbi (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo), com a interpretação sísmica nos atributos *RMS* (E) e *Sweetness* (F).

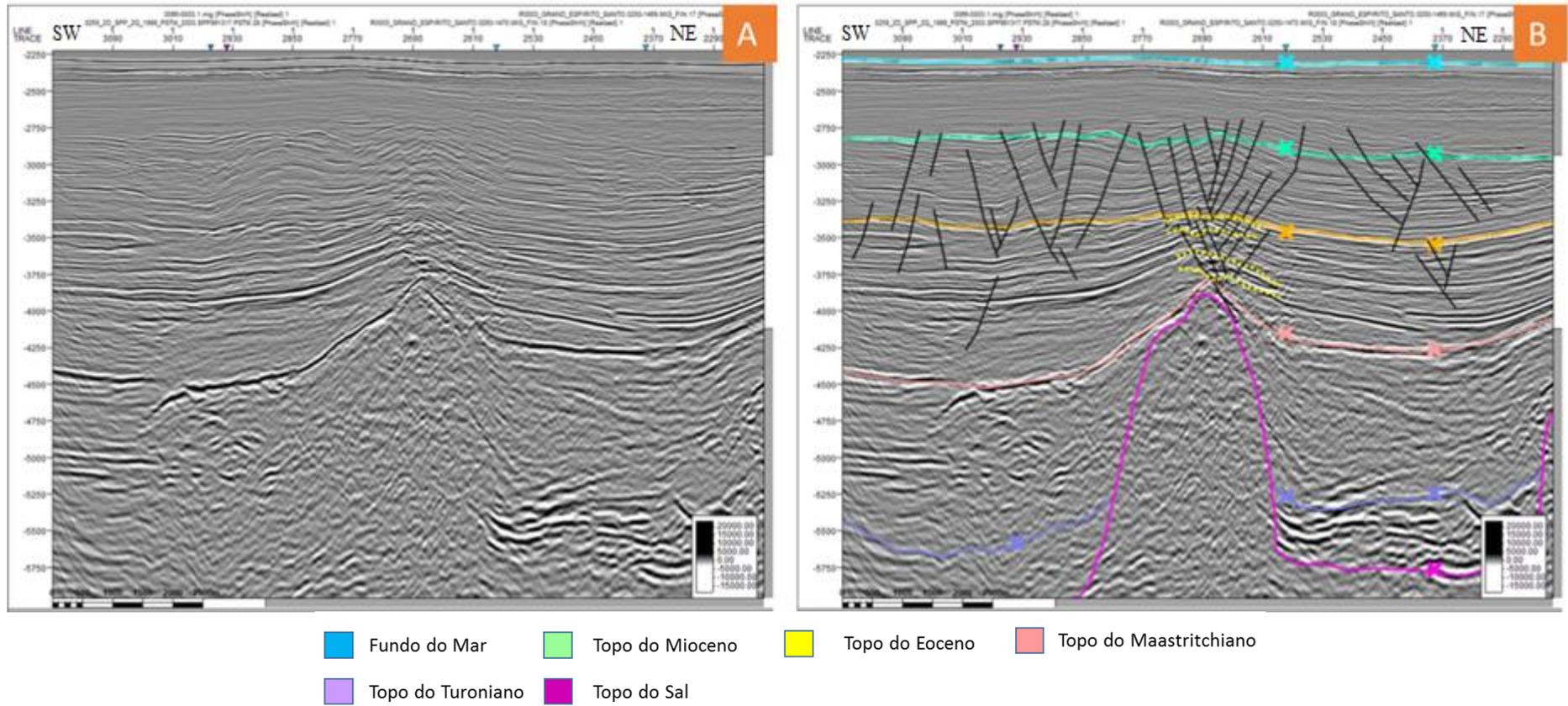


Figura 5.9.8. Seção 2D, 0250-1473 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Maracanã (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) no dado de amplitude (A) e com interpretação (B).

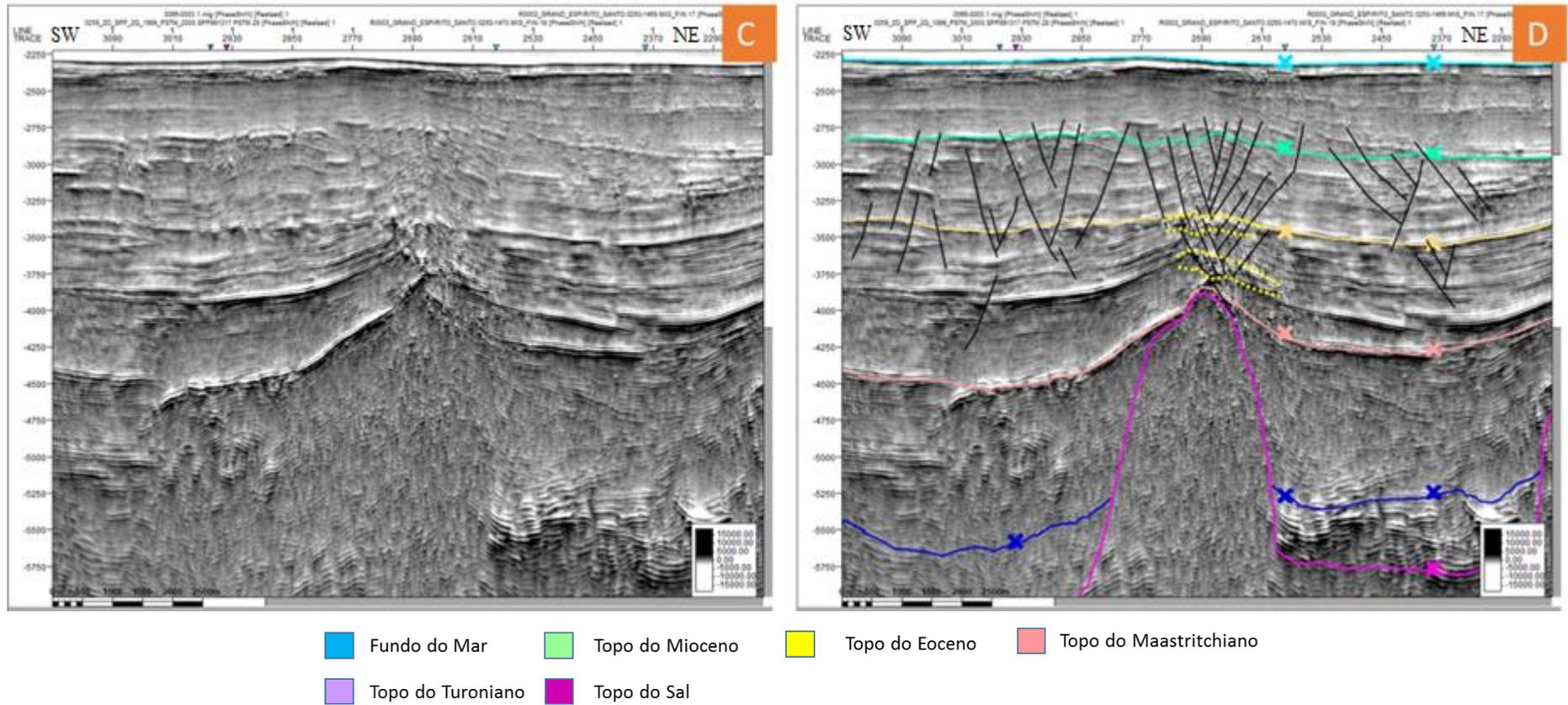


Figura 5.9.9. Seção 2D, 0250-1473 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Maracanã (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D).

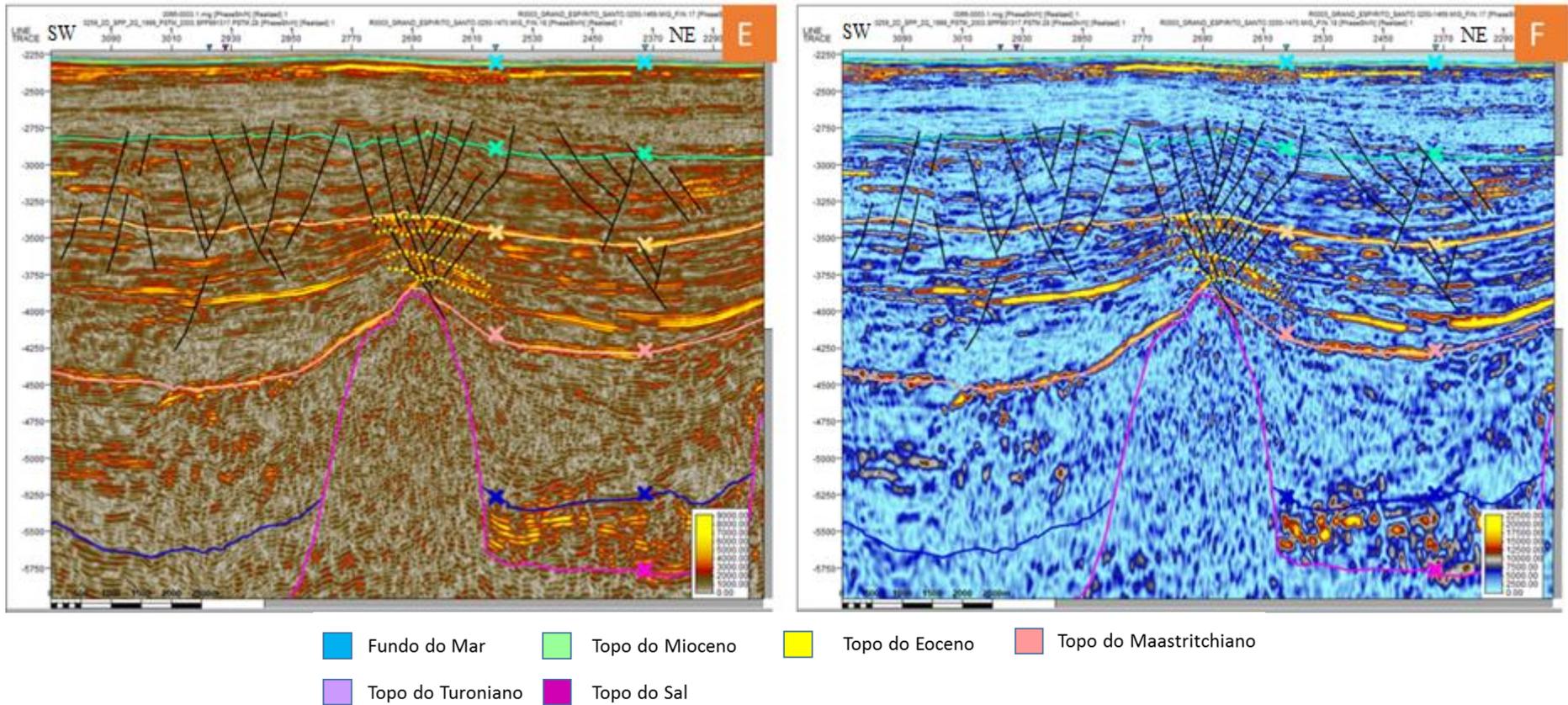


Figura 5.9.10. Seção 2D, 0250-1473 em profundidade onde é mostrada a oportunidade Maracanã (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) com a interpretação sísmica nos atributos *RMS* (E) e *Sweetness* (F).

As figuras a seguir (5.9.11 a 5.9.13) mostram em seção no dado sísmico de amplitude e com o uso de atributos que permitiram a identificação na sísmica 3D das oportunidades exploratórias: Beira-rio, delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo, e Castelão, pelas linhas pontilhadas em vermelho. Nos mapas de atributos de amplitude mínima e de variância, no intervalo do Eoceno em -3580 metros, pelos polígonos em azul (Beira-Rio) e vermelho (Castelão).

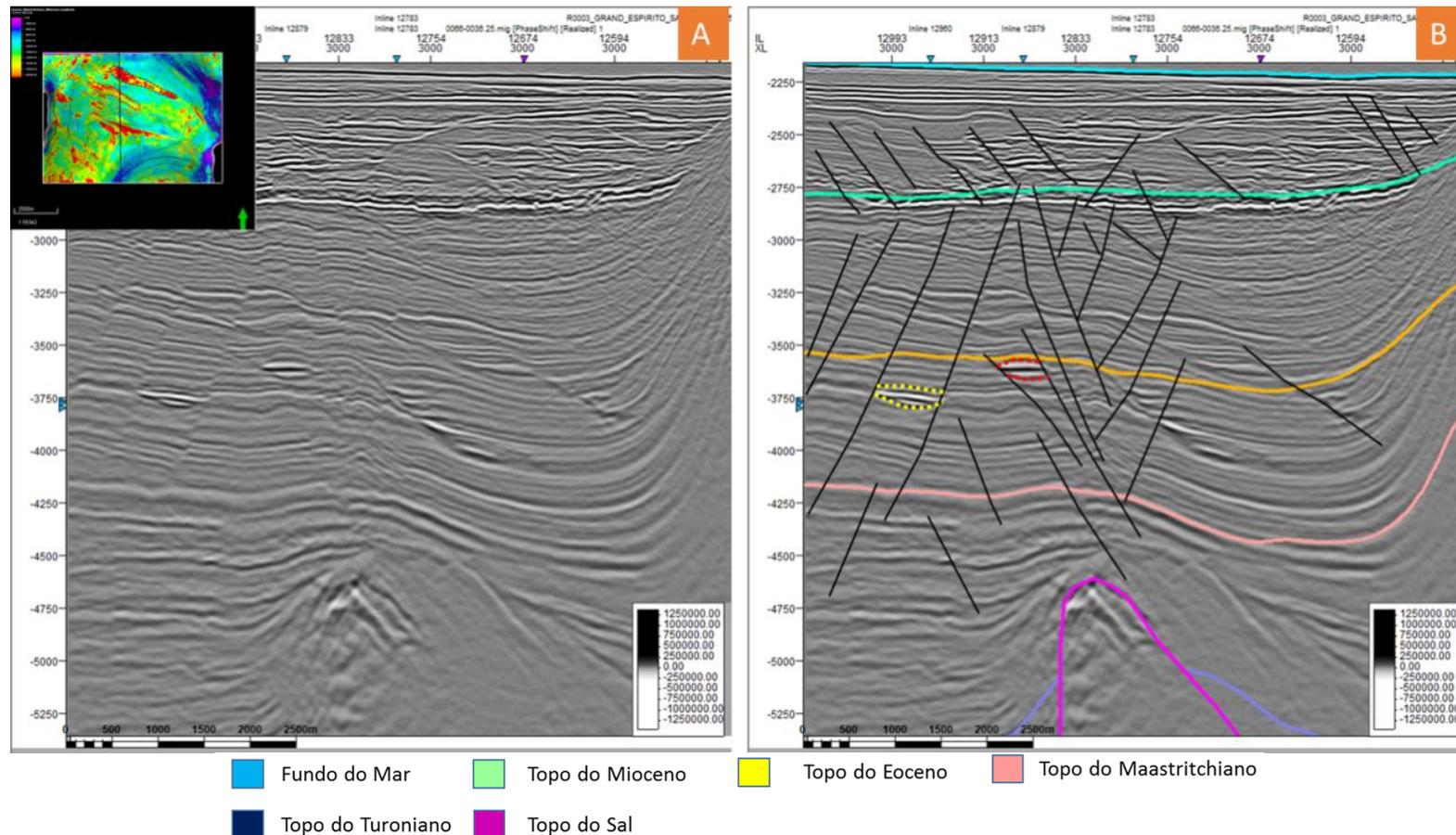


Figura 5.9.11. Seção *crossline* 3000 em profundidade no dado de amplitude (A) e com interpretação sísmica (B) onde são mostradas as oportunidades Beira-Rio (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) e Castelão (delimitada pelas linhas pontilhadas em vermelho).

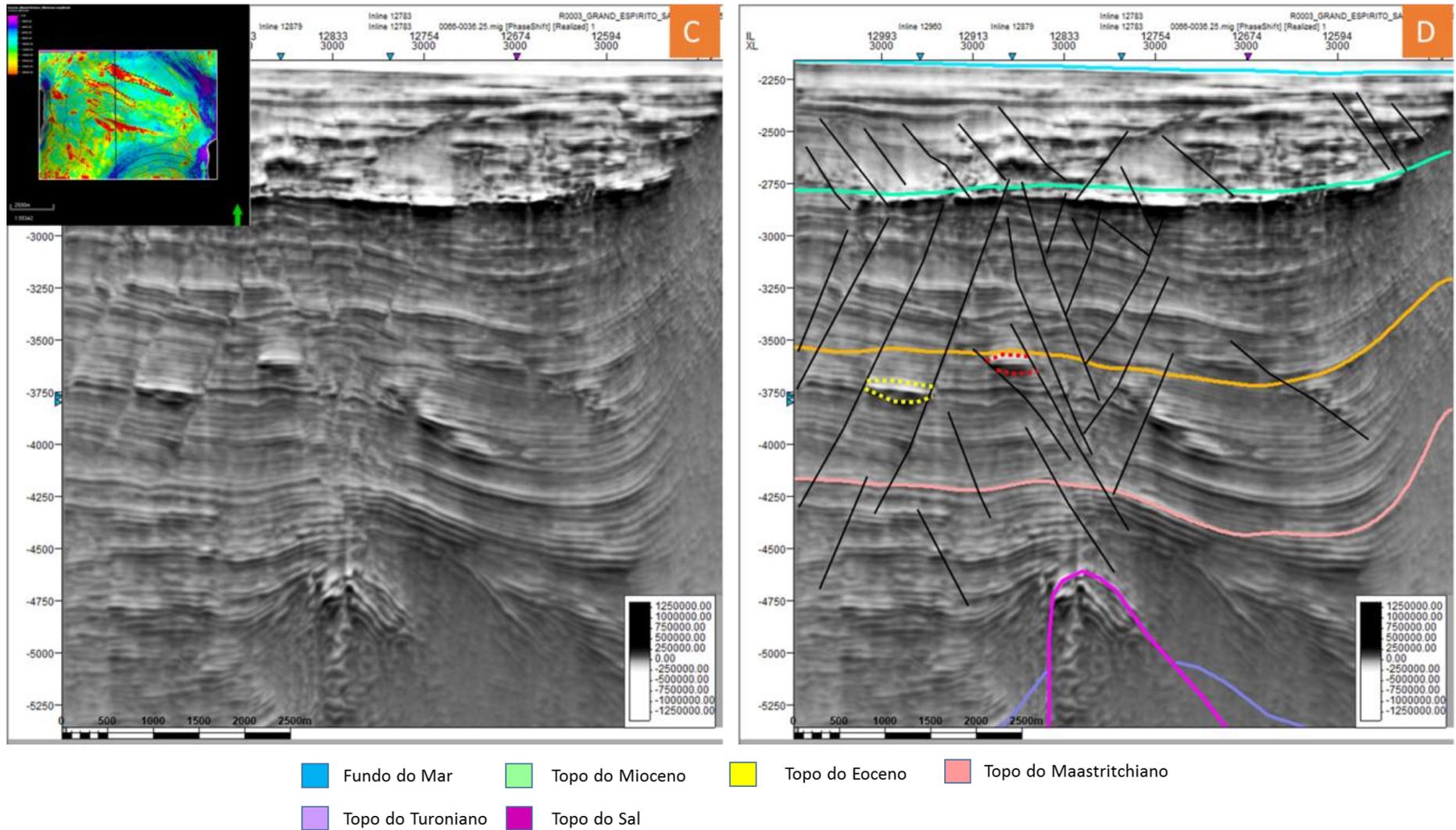


Figura 5.9.12. Seção *crossline* 3000 em profundidade com atributo de Texturização (C) e a interpretação sísmica (D), onde são mostradas as oportunidades Beira-Rio (delimitada pelas linhas pontilhadas em amarelo) e Castelão (delimitada pelas linhas pontilhadas em vermelho).

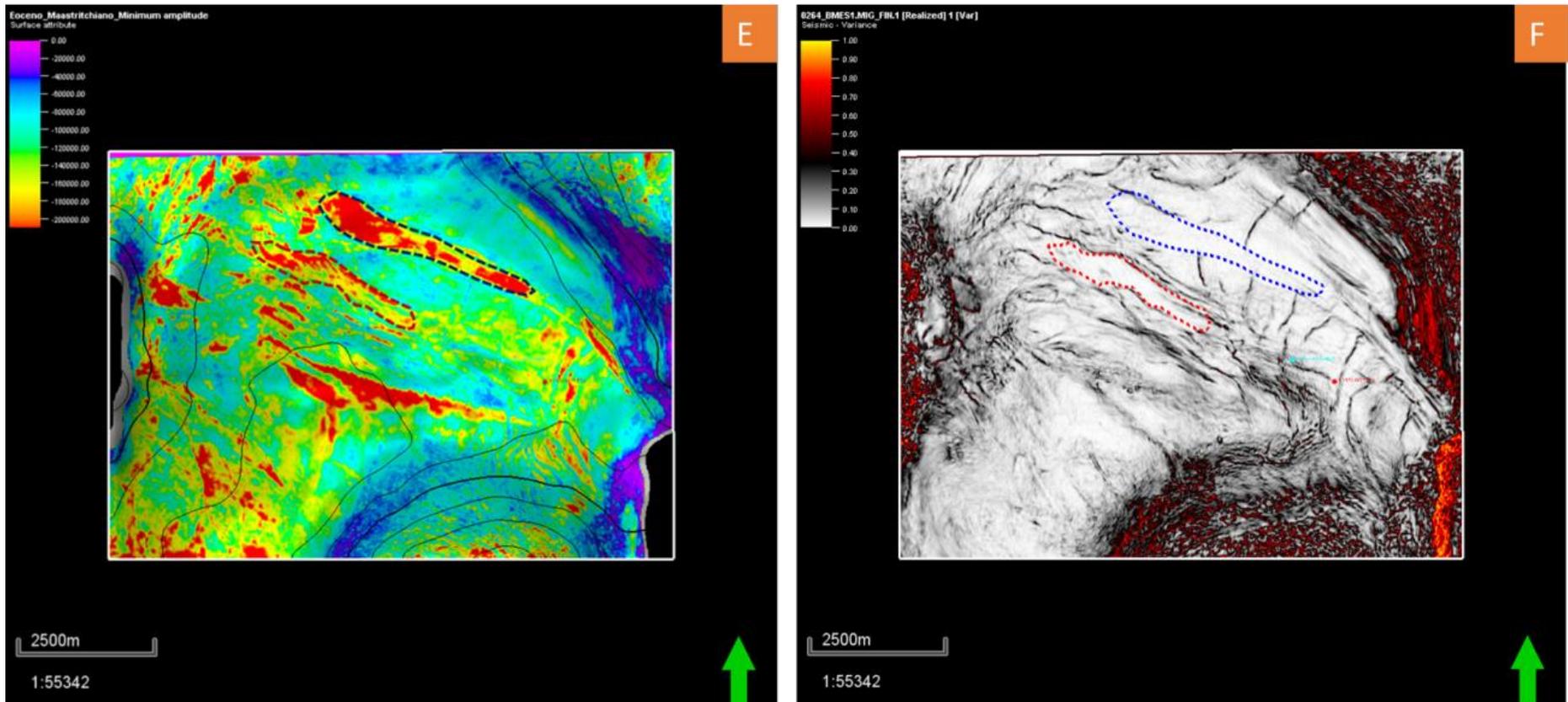


Figura 5.9.13. Mapas dos atributos sísmicos amplitude mínima (E) e variância (F) em profundidade no *slice* -3580 metros, onde são mostradas as oportunidades Beira-Rio, delimitada pelo polígono azul, e Castelão delimitada pelo polígono em vermelho no intervalo do Eoceno.

Nas figuras 5.9.14 a 5.9.19 são apresentados os mapas dos atributos *RMS* e *Sweetness* que auxiliaram na identificação das oportunidades Beira-Rio e Castelão respectivamente e, em seguida, os mapas de topo e base, isópacas e aplicação do atributo *RMS* no intervalo entre o topo e a base das referidas oportunidades.

Oportunidade Beira Rio

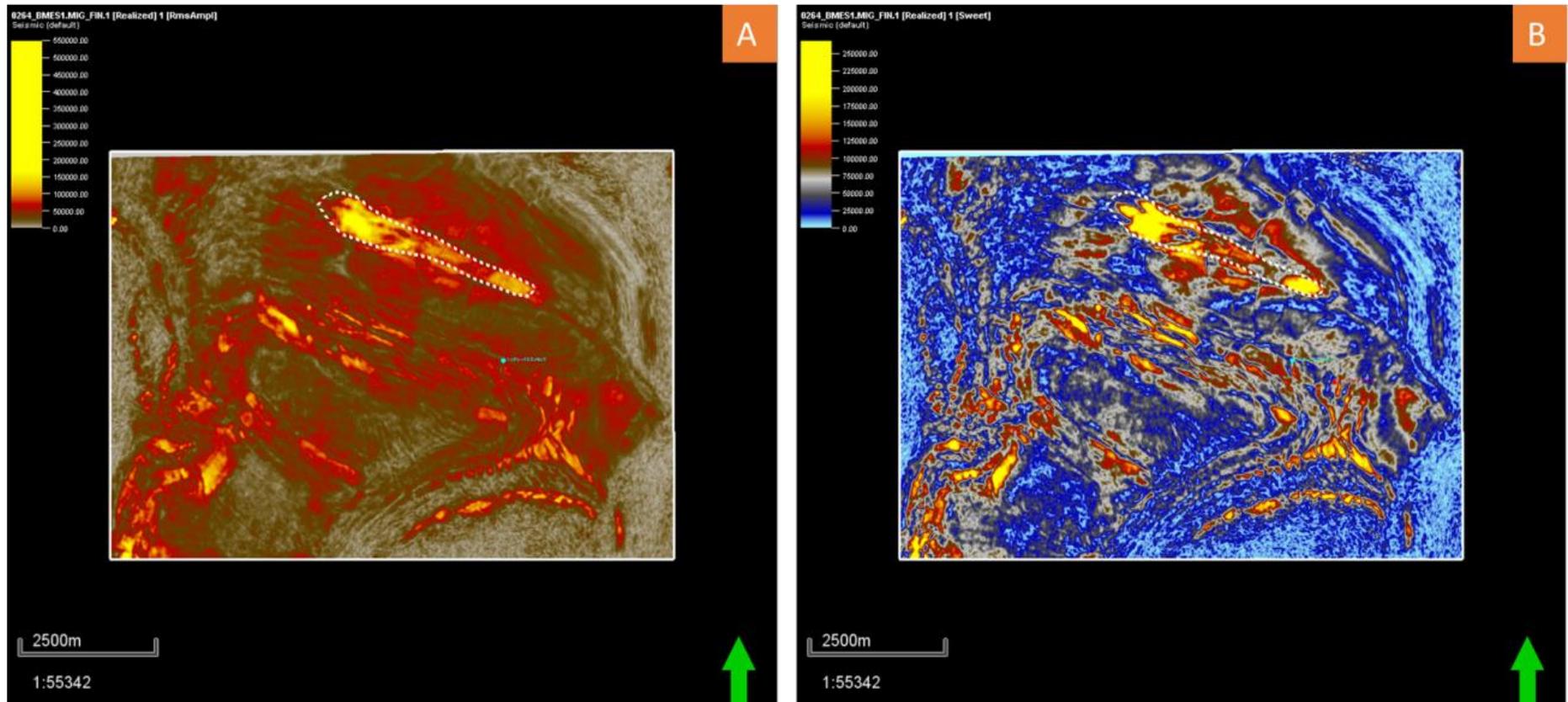


Figura 5.9.14. Mapas de atributos sísmico *RMS*, (A) e *Sweetness* (B) em profundidade no *slice* -3740 metros delimitando a oportunidade Beira-Rio (polígono pontilhado branco).

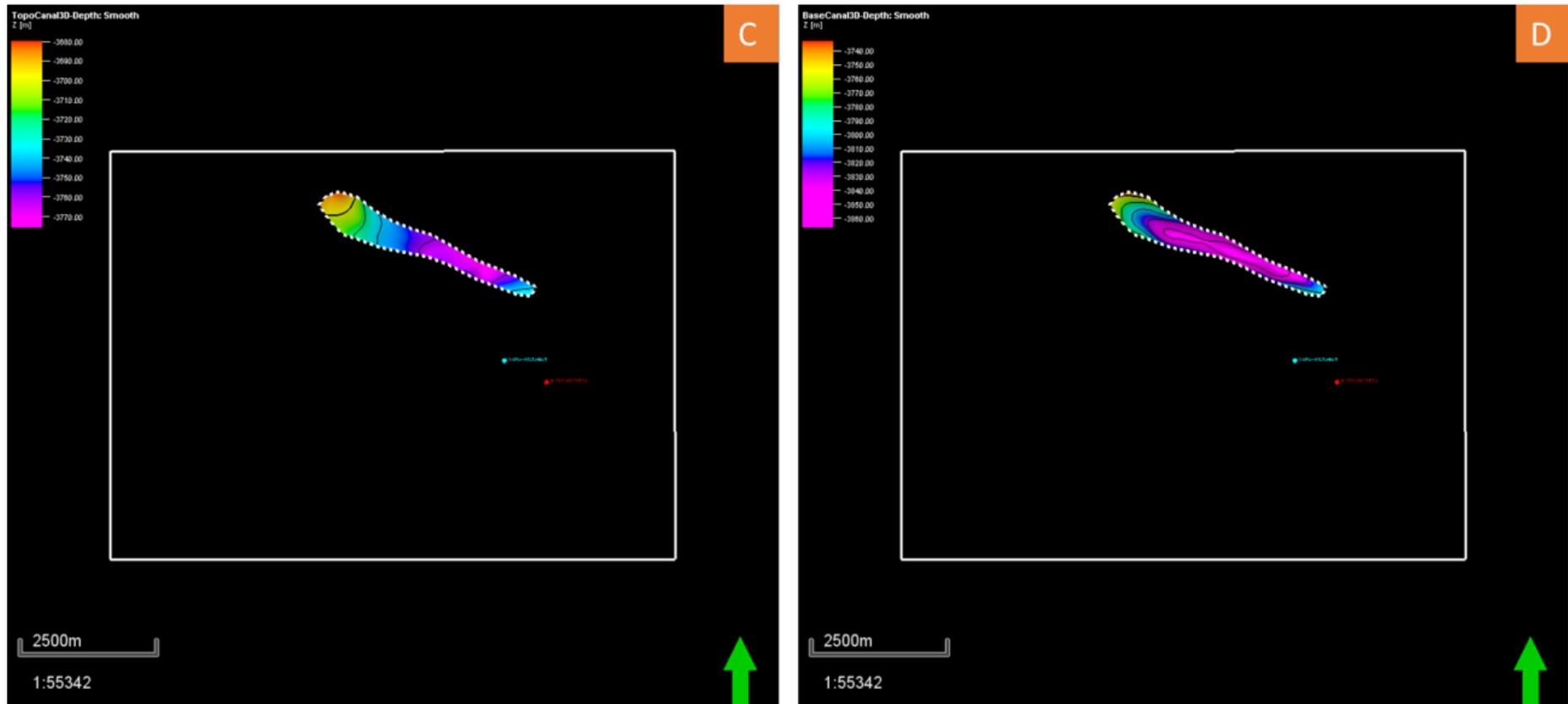


Figura 5.9.15. Mapas de topo (C) e base (D) em profundidade demarcando a oportunidade exploratória Beira-Rio (polígono pontilhado branco).

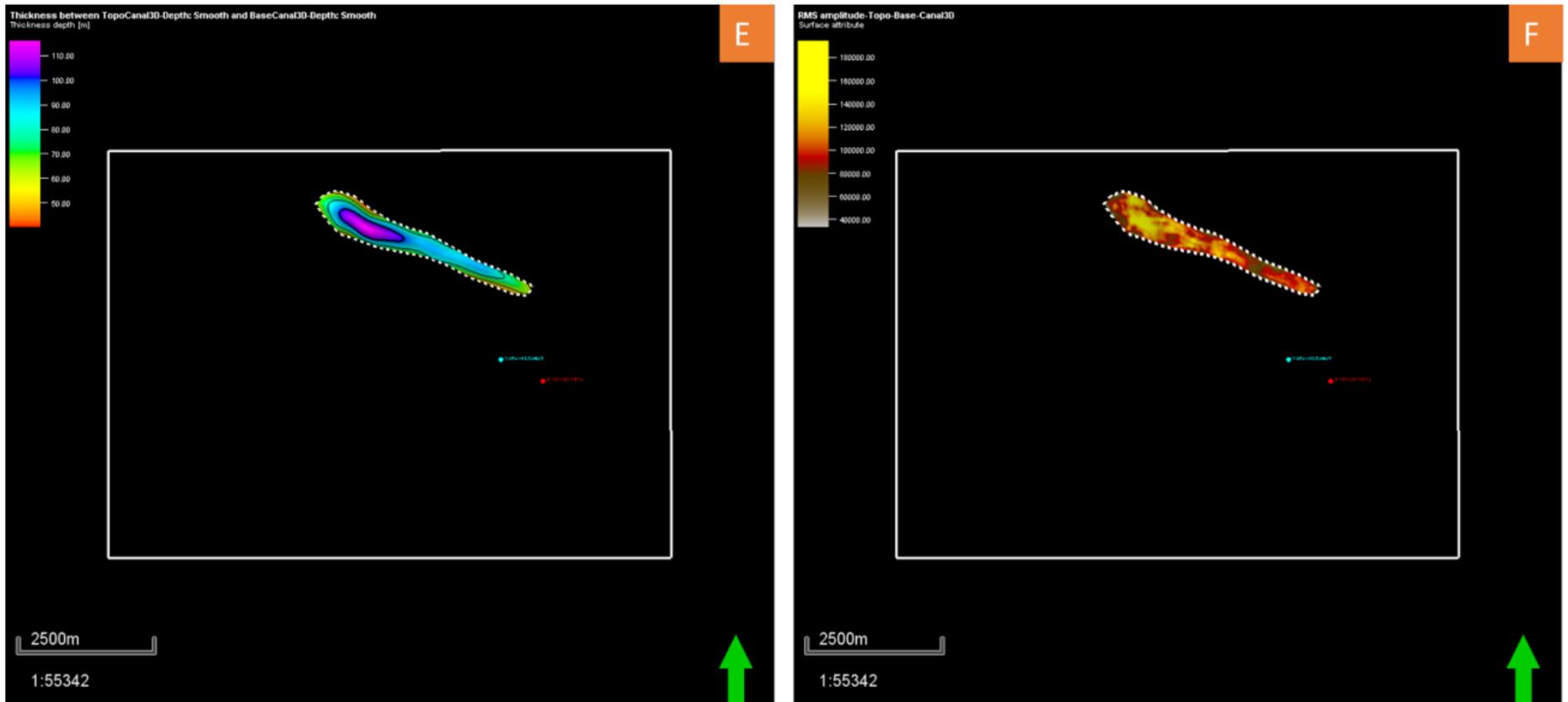


Figura 5.9.16. Mapas de isópacas (E) e atributo sísmico *RMS* (F) em profundidade entre topo e base da oportunidade exploratória Beira-Rio (polígono pontilhado branco).

Oportunidade Castelão

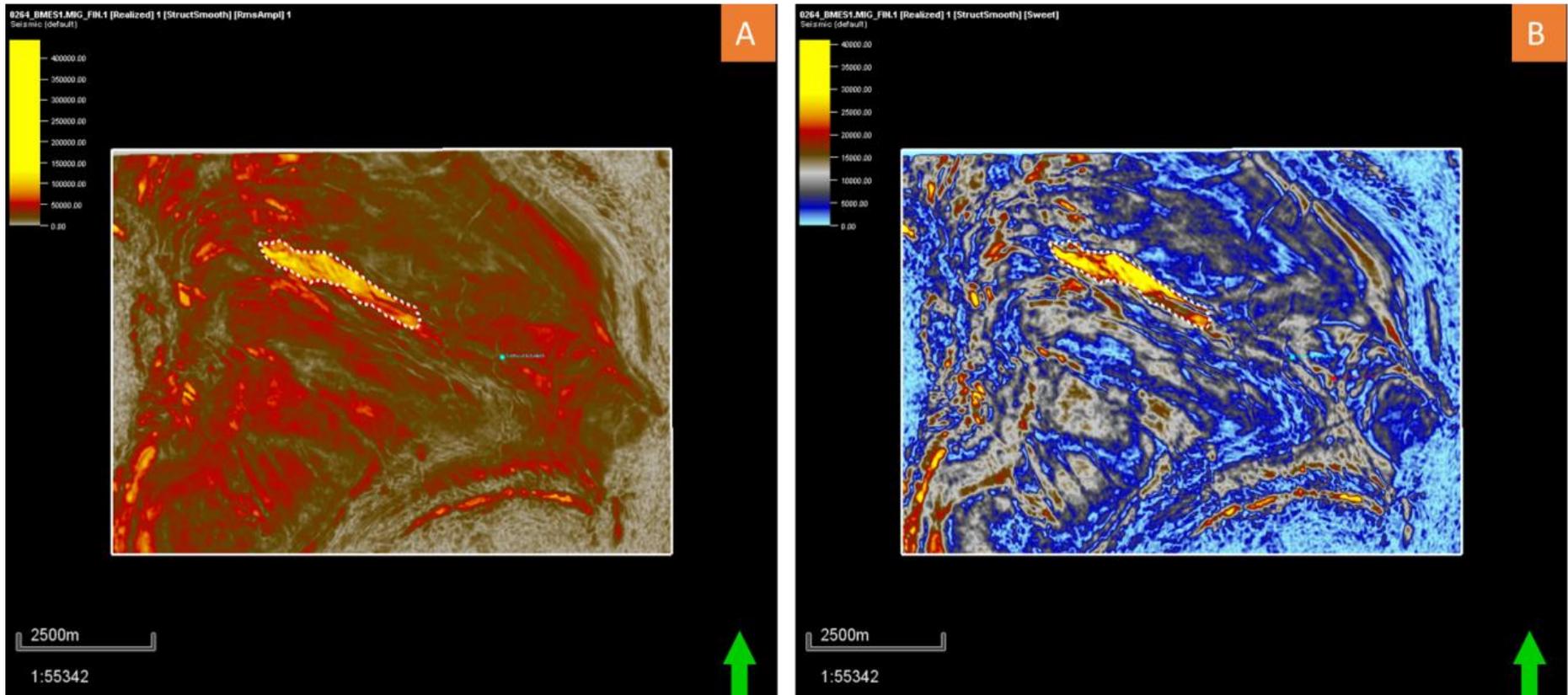


Figura 5.9.17. Mapas de atributos sísmicos *RMS*, (A) e *Sweetness* (B) em profundidade no *slice* -3550 metros, delimitando a oportunidade Castelão (polígono pontilhado branco).

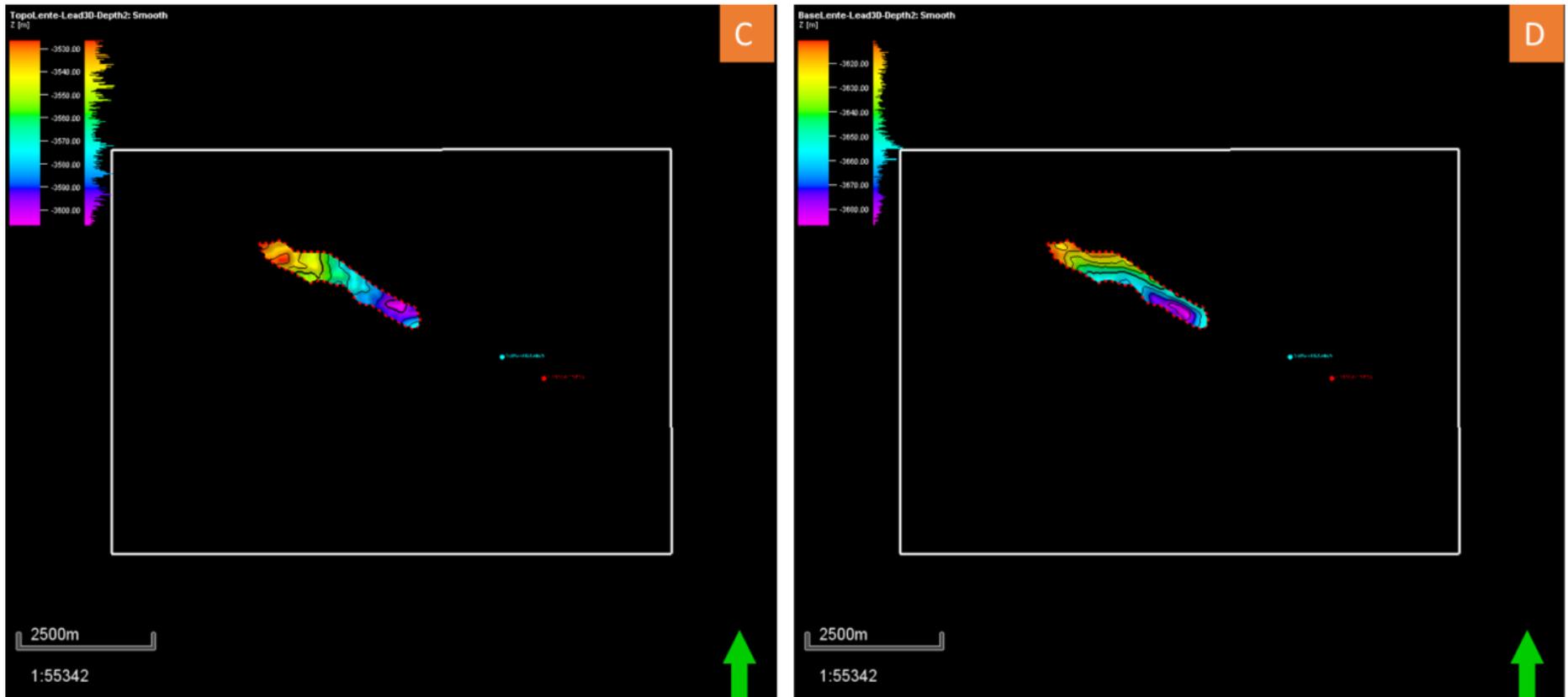


Figura 5.9.18. Mapas de topo (C) e base (D) em profundidade demarcando a oportunidade exploratória Castelão.

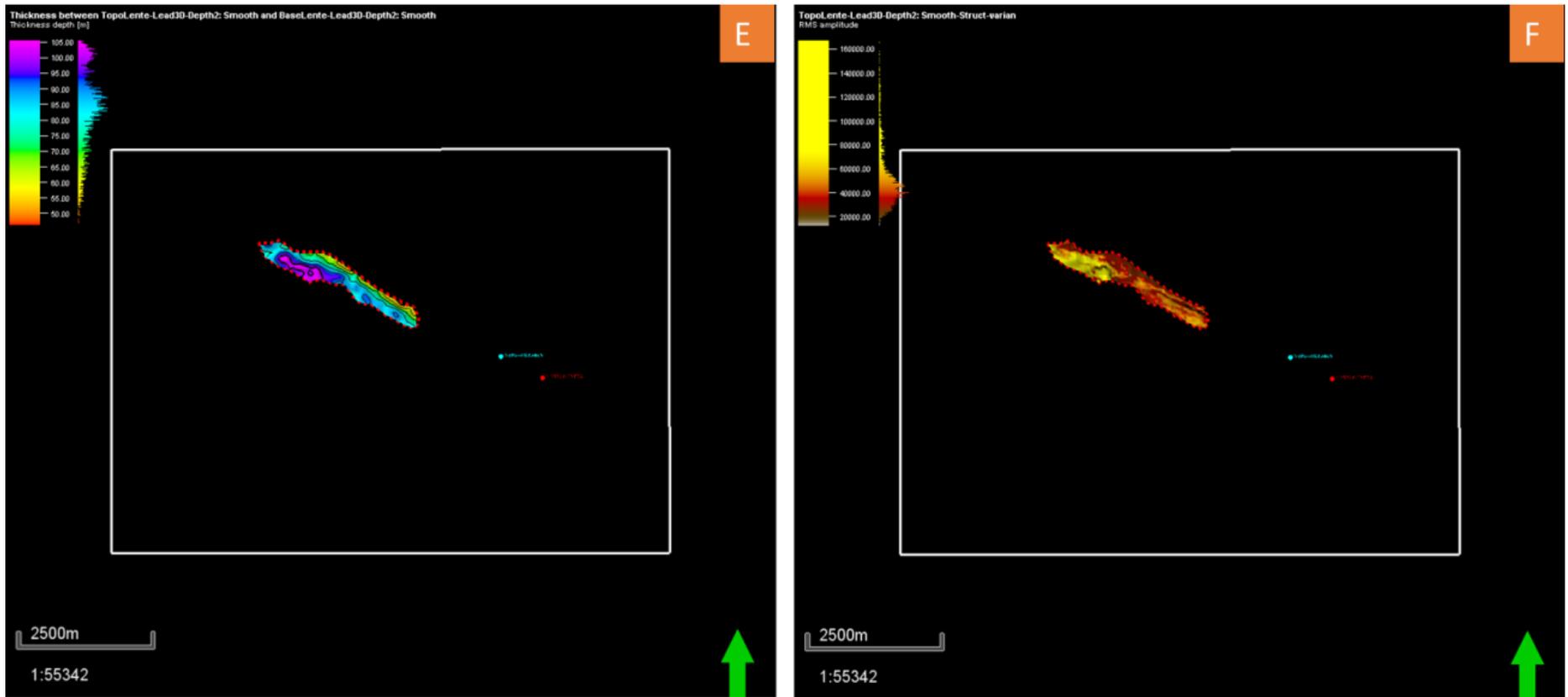


Figura 5.9.19. Mapas de isópacas (E) e atributo sísmico *RMS* (F) em profundidade entre topo e base da oportunidade exploratória Castelão.

6 DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Neste capítulo são apresentadas as discussões dos resultados obtidos, a partir dos quais, foi possível identificar as oportunidades exploratórias na área de estudo.

6.1 Interpretação de Falhas e Horizontes

As falhas mapeadas neste estudo são falhas normais e sua maioria está compreendida no intervalo entre o Maastrichtiano e o Mioceno, associadas, em grande parte, aos diápiros e flancos de sal (Figura 5.3.1). A análise estereográfica revelou, a partir das falhas mapeadas na sísmica 3D, que há planos de falhas em diversas direções e mergulhos em torno de 37 graus. A maior proporção dos planos de falha tem direção NW-SE e mergulhos suaves, em torno de 32 graus, e sentido para NE e secundariamente para SW. Contudo, observa-se uma tendência de rotação do estereograma com a ocorrência de planos que tem direção próxima a N-S a NE-SW com mergulhos para SE e valores um pouco mais altos, em torno de 40 graus (Figura 5.4.8).

Os horizontes mapeados, com exceção do topo e base do sal, são superfícies que representam discordâncias dentro da Formação Urucutuca. Essas superfícies têm sua ocorrência influenciada pela topografia do sal, em maior ou menor escala, ressaltando a forte influência da halocinese na área de estudo (Figuras 5.3.2 a 5.3.8).

O horizonte que corresponde a Base do Sal (Figura 5.3.2) é um refletor contínuo de alta amplitude positiva e é interpretado como representativo da interface entre os sais, halita e anidrita, que se precipitam na base da sequência evaporítica (Mohriak et al., 2008). Este refletor é aproximadamente plano, porém, em regiões associadas a domos de sal, é possível observar que o horizonte apresenta uma elevação e repete a forma do domo de sal. Este efeito chamado *pull-up* é resultante da exibição do dado em tempo, e da variação lateral de velocidade entre o domo de sal e os sedimentos depositados lateralmente. O sal, constituído predominantemente por halita, tem velocidade maior que os sedimentos laterais e, como consequência a onda, que passa pelo domo de sal e será registrada nos receptores, alcança a base do sal mais rápido

e é registrada em um tempo menor gerando este efeito de alto estrutural abaixo do domo, o que não corresponde a geologia.

O Topo do Sal (Figura 5.3.3) é um refletor contínuo de alta amplitude positiva que representa a interface entre os sedimentos silicilásticos da Formação Urucutuca e o sal da Formação Itaúnas. A geometria externa da sequência evaporítica apresenta diápiros, minibacias, muralhas e em algumas regiões feições de gotas e línguas de sal. Os diápiros e muralhas apresentam direção NE-SW a N-S, sendo reconhecido uma separação em dois domínios de sal: o primeiro, na porção centro-oeste, os diápiros são estreitos e se intercalam com minibacias, enquanto que, na porção centro-leste na área mais profunda, há um predomínio das muralhas.

As fácies sísmicas, abaixo do topo do sal, possuem, em geral, um padrão caótico com poucas reflexões internas. Contudo, em algumas regiões de minibacias é possível visualizar intercalação de refletores de alta amplitude positiva e negativa, que podem estar associados a uma possível estratificação do sal.

Os refletores da base e topo do sal, em algumas áreas, tem sua continuidade comprometida pelo excesso de ruídos, principalmente “sorrisos de migração” e múltiplas, que prejudicam a imagem das estruturas e a interpretação dos horizontes.

O Topo do Turoniano (Figura 5.3.4) é um refletor de amplitude positiva não muito forte e em algumas regiões de difícil rastreabilidade. Sua ocorrência é altamente influenciada pelo sal, restringindo-se as regiões de minibacias mais profundas. Nas áreas onde o sal apresenta alta complexidade estrutural, com uma geometria de gotas ou línguas de sal, este refletor pode ser mapeado abaixo do topo do sal, o que representa uma inversão estratigráfica associada a uma alta deformação.

O Topo do Maastrichtiano (Figura 5.3.5) ou topo do Cretáceo é uma discordância angular regional bem marcada e de fácil identificação na sísmica, *onlaps* e truncamentos erosivos são comuns, o que auxilia a sua identificação. A superfície tem sua ocorrência com maior expressão limitada às regiões com ausência de diápiros e muralhas, e em mapa é possível observar um depocentro para sudeste. Os refletores sísmicos acima desta discordância apresentam maior continuidade lateral e

complexidade estrutural associada à presença de falhas geradas em regiões com a ocorrência da ascensão dos diápiros do sal.

O Topo do Eoceno (Figura 5.3.6) é um refletor bem marcado relacionado a uma discordância angular. Os *onlaps* contra essa superfície são muito comuns e mapeáveis na área da sísmica 3D. Comumente falhado, especialmente nas áreas relacionadas aos diápiros de sal e erodido por canais na área mais proximal da bacia, esse refletor marca o início de uma fase de exposição e erosão da plataforma.

O Topo do Mioceno (Figura 5.3.7) é um refletor contínuo que evidencia a exposição sub-aérea da bacia, pois se observam os vales incisos na plataforma contornando as regiões elevadas topograficamente influenciadas pela presença dos diápiros de sal, como na área da sísmica 3D. Acima desta superfície os refletores apresentam padrão plano-paralelo com poucas falhas associadas e foi reconhecido um depocentro na porção sudeste da área.

O Fundo do Mar (Figura 5.3.8) apresenta uma topografia com altos e baixos estruturais altamente influenciada pela halocinese, com regiões em que o sal chega a aflorar no assoalho oceânico. Ocorrem também canalizações, como na área do 3D, e um depocentro na porção sudeste da área, associada a um baixo estrutural do topo do sal. Esse refletor representa o Topo da Formação Urucutuca.

6.2 Superfícies em Profundidade

Após a construção do modelo de velocidade, as linhas 2D, a sísmica 3D e os horizontes e falhas mapeadas foram convertidos para profundidade e o resultado é apresentado na seção 0250-1473 (Figura 5.6.1) e os mapas nas figuras 5.6.2 a 5.6.8.

Os horizontes mapeados acima do Topo do Sal, que correspondem à fase Drifte: Fundo do mar, Topo do Mioceno, Topo do Eoceno, Topo do Cretáceo/Maastrichtiano, e Topo do Turoniano, não apresentaram mudanças significativas em relação as suas geometrias e posição estrutural em profundidade, quando comparados com a respectiva superfície em tempo. Isto é devido ao fato de que, neste intervalo, não há variação lateral de velocidade significativa, o que faz com que, na conversão para

profundidade, ocorram mudanças apenas na posição vertical de determinado evento geológico. Por outro lado, a superfície da Base do Sal, apresentou maiores distorções tanto em termos de geometria quanto posição estrutural, incluindo algumas distorções, quando comparadas com a superfície em tempo.

A morfologia do sal na área com a presença de diápiros, muralhas, minibacias e janelas de sal fazem com que, lateralmente, a velocidade seja variável e como consequência a superfície em tempo apresenta distorções, que tendem a ser corrigidas no dado em profundidade. O efeito do *pull-up* e do *pull-down*, por exemplo, são artefatos gerados na sísmica no dado em tempo (Figura 5.6.1), no qual a base do sal se apresenta mais elevada abaixo do domo de sal e mais rebaixada abaixo das minibacias, estes efeitos foram atenuados e nota-se que a superfície em profundidade, nestas regiões, apresenta-se mais plana.

Outra característica interessante observada nas superfícies convertidas para profundidade é o fechamento estrutural dos flancos de sal, que, se apresentam mais íngremes do que no dado em tempo (Figura 5.6.1). Essa característica é efeito da conversão, que ao expor o dado em profundidade mostra as estruturas geológicas com sua geometria e posicionamento estrutural mais próximos da realidade.

Analisando as superfícies das figuras 5.6.2 a 5.6.8 e a seção apresentada na figura 5.6.1 nota-se que a Base do Sal (Figura 5.6.2) apresenta um baixo estrutural na direção NW-SE com uma declividade que se acentua no sentido SE. Esta região apresenta depocentros e alguns altos locais de direção NE-SW, que podem ser efeitos de *pull-ups* que não foram totalmente corrigidos, pois ainda guardam semelhança com o contorno estrutural do topo do sal. O Topo do Sal (Figura 5.6.3), por sua vez, apresenta os mesmos contornos estruturais do dado em tempo, com domínio de domos de direções NW-SE a N-S, minibacias na porção mais proximal da área, muralhas de direção predominante NW-SE e minibacias mais expressivas na porção E-SE da área de estudo. Todas essas morfologias de sal descritas, se apresentam mais íngremes e acentuadas após a conversão.

As sequências superiores, compreendidas no intervalo entre o Topo do Sal, (Figura 5.6.3) até o Fundo do Mar (Figura 5.6.8), apresentam algumas características em comum. Uma delas é a ausência em regiões de domos e muralhas de sal, e presença nas regiões de minibacias. Esta característica é mais marcante na superfície do Topo do Turoniano (Figura 5.6.4), que se encontra ausente em grande parte da área, limitando-se, em muitos casos, as regiões de minibacias de sal. Nas superfícies acima desta, até o Fundo do Mar as mesmas recobrem, gradativamente, uma área cada vez maior, contudo, guardam ainda, certa semelhança com o contorno estrutural do Topo do Sal.

Outra característica comum a todos os limites de sequência interpretados é a presença de um alto estrutural na porção NE, que parece se estender além dos limites da área de estudo. Este alto consiste de montes e bancos vulcânicos associados ao magmatismo de Abrolhos (França et al., 2007).

Outro aspecto notável na área de estudo é a declividade que as superfícies mostram de direção NW-SE sentido SE, que já era notada desde a superfície da base do sal. Essa declividade se apresenta mais acentuada nas superfícies inferiores, desde o Topo do Turoniano (Figura 5.6.4) e vai diminuindo de maneira gradativa até o Fundo do Mar (Figura 5.6.8). Contudo, o baixo estrutural presente na porção sudeste se mantém em todas as superfícies e parece aumentar sua área a partir do Mioceno, feição bem visível no mapa do Topo do Mioceno (Figura 5.6.7). Esta característica pode ser interpretada como um possível basculamento da área neste sentido, associado a um aumento da taxa de subsidência na bacia a partir do final do Eoceno.

Acima da superfície do Topo do Eoceno, observa-se que a plataforma é cortada por diversos canais, reforçando a ideia de que a bacia possa ter passado por uma mudança no regime tectônico vigente.

6.3 Mapas de Isópacas

O intervalo entre o Topo e a Base do sal (Figura 5.7.2) mostra que o sal na área de estudo apresenta grande variação de espessura. As maiores delas estão relacionadas as regiões de diápiros e muralhas, enquanto as menores ou até mesmo nulas são

associadas aos flancos e janelas de sal. Importante ressaltar, que na porção centro-oeste da área, à esquerda da muralha de sal, os diápiros estão mais próximos e sem uma orientação bem definida, como aquele presente na porção NW da área, estando associados a eles as janelas de sal. Estas feições sugerem que a movimentação do sal foi mais intensa nesta região com possibilidade de geração de altos e baixos estruturais associados a falhamentos e dobramentos, influenciando o preenchimento sedimentar nos intervalos estratigráficos superiores e que podem condicionar os elementos do sistema petrolífero da área.

No intervalo de sedimentação do Turoniano, compreendido entre o Topo do Sal até o Topo do Turoniano (Figura 5.7.3) o que se observa é que a sedimentação se restringe a minibacias de sal estando as maiores espessuras localizadas na porção centro-oeste da área, à esquerda da muralha de sal, o que sugere que a muralha pode ter funcionado como uma barreira para a sedimentação deste intervalo. Como visto no item 2.7, sobre o sistema petrolífero da bacia do Espírito Santo as rochas geradoras datam do Albiano –Turoniano e, na área de estudo, as mesmas estão relacionadas a este intervalo estratigráfico.

As regiões de maior possibilidade de ocorrência de rochas geradoras são os baixos estruturais, onde se concentram as maiores espessuras e correspondem a algumas áreas na porção centro-oeste, com destaque para aquelas com espessuras superiores a 1600m.

No intervalo do Cretáceo Superior (Figura 5.7.4), compreendido entre o Topo do Turoniano e o Topo do Maastrichtiano a sedimentação recobre uma área maior que o intervalo anterior, chegando a ultrapassar 2000m de espessura em algumas regiões, incluindo as minibacias próximas à muralha de sal. Interessante observar que este intervalo é o que apresenta a maior variação de espessura dentre todos os outros analisados. Esta característica sugere que, durante a deposição no Maastrichtiano, a halocinese foi mais intensa e influenciou de maneira mais significativa o preenchimento sedimentar.

A movimentação intensa do sal pode ter sido responsável por dobramentos e falhamentos, bem visíveis nas seções superiores do Eoceno e Mioceno, o que sugere a possibilidade da existência de trapas estruturais/estratigráficas nestes intervalos,

especialmente na região centro-oeste da área de estudo, em uma faixa central de direção NW-SE, onde se concentram as maiores variações de espessura.

A maioria das falhas possui direção NW-SE e mergulho no sentido NE e, em menor proporção de direção N-S a NE-SW e mergulho para E-SE respectivamente. A correspondência com o mapa de isópacas do Topo do Turoniano ao Topo do Maastrichtiano, sugere que a movimentação intensa do sal pode ter sido impulsionada pela tendência de abertura da bacia para o sentido nordeste (localmente na área de estudo), o que pode ter favorecido a geração de falhas de direção NW-SE e de baixos estruturais na mesma direção. Simultaneamente, com a continuidade da abertura, sob a influência do magmatismo de Abrolhos e da halocinese intensa, outras falhas de direção N-S, NE-SW e NW-SE foram geradas e afetaram os intervalos estratigráficos superiores.

No intervalo do Eoceno, compreendido entre o Topo do Maastrichtiano e o Topo do Eoceno (Figura 5.7.5), a sedimentação apresenta menor variação de espessura, recobrando uma área maior que a do intervalo estratigráfico anterior. Sua ausência está relacionada as regiões da muralha, onde os diápiros de sal são mais altos. Destaca-se neste mapa o depocentro a leste da muralha, que passa a recobrir uma área maior que no intervalo anterior, sugerindo um aumento da subsidência local, e soerguimento na parte proximal a partir do início do Eoceno. Na sísmica é possível observar que, neste intervalo, existem canalizações que se encaixam em falhas associadas aos diápiros de sal e que podem ser trapas estruturais e/ou estratigráficas para acumulação de hidrocarbonetos.

No intervalo do Mioceno compreendido entre o Topo do Eoceno e o Topo do Mioceno (Figura 5.7.6) a pequena variação de espessura sugere uma tectônica menos ativa com diminuição da movimentação do sal, uma vez que a sedimentação recobre a maior parte dos domos e parte da muralha de sal. Contudo o depocentro a leste da muralha aumenta sua área e concentra as maiores espessuras deste intervalo, porém, inferiores à do intervalo anterior, sugerindo uma diminuição na taxa de subsidência. No dado sísmico é possível notar que a porção proximal da área é cortada por diversas canalizações, onde as mais novas erodem as mais antigas e são bem visíveis nos atributos sísmicos como mostrado nas figuras 5.4.1 a 5.4.5.

No intervalo do Pleistoceno compreendido entre o Topo do Mioceno e o Fundo do Mar (Figura 5.7.7) as variações de espessura são pouco expressivas, inferiores a 800m, recobrando praticamente toda a área, com exceção daquela em que o sal aflora no fundo do mar. Na parte proximal, especialmente na área da sísmica 3D, nota-se regiões topograficamente mais baixas que parecem contornar os altos locais. No dado sísmico é possível identificar as regiões de canalizações recentes que erodem o fundo marinho atual.

6.4 Análise Petrofísica

Com base nas análises do cálculo do volume de folhelho Vsh, da porosidade total e efetiva e da correlação entre as curvas de RHOB e NPHI no estudo dos poços, foi possível identificar os intervalos de reservatório com indicadores de hidrocarbonetos, como mostrado na figura 5.8.3. Tais estudos serviram como base na verificação e na correlação do possível efeito da argilosidade nesses reservatórios.

A estimativa da argilosidade nos reservatórios constatados nos poços perfurados, indicou que nos intervalos comprovados portadores de hidrocarbonetos, ao nível do Eoceno (Figuras 5.8.4 e 5.8.5), possuem tendências a estruturação de folhelhos associados ao do tipo laminar (polígono azul na figura 5.8.5), com influências do tipo disperso (polígono verde na figura 5.8.5), ao contrário dos reservatórios estudados no intervalo do Cretáceo, (Figuras 5.8.6 e 5.8.7) que possuem maior estruturação influenciada pelo tipo disperso (polígono verde na figura 5.8.7).

6.5 Oportunidades Exploratórias

A definição das oportunidades exploratórias na área de estudo foi baseada no entendimento da evolução estrutural da bacia do Espírito Santo, em um contexto regional e local, da área de estudo, por meio da análise integrada de falhas e limites de sequência mapeados, dos mapas de isópacas e atributos gerados a partir deles para a identificação de regiões com maiores chances de ocorrência de possíveis rochas geradoras e de trapas estruturais e/ou estratigráficas próximas a elas para uma acumulação. Além de falhamentos que poderiam permitir a migração e a identificação de rochas selantes, que constituiriam assim o sistema petrolífero.

Dessa maneira foram definidas cinco oportunidades exploratórias na área (Figura 5.9.1), sendo três delas nas linhas sísmicas 2D, uma em linha *dip* e duas em linhas *strike* da bacia, chamados de Morumbi, Mineirão e Maracanã e duas outras oportunidades na sísmica 3D, chamadas de Beira-Rio e Castelão, nas quais foi possível mapear topo e base e definir seus respectivos fechamentos estruturais.

A oportunidade Mineirão (Figuras 5.9.2 a 5.9.4) do Maastrichtiano-Eoceno assemelha-se a um *pinch-out* contra o flanco do diápiro de sal. O mesmo ocorre na porção central da área de estudo, onde há grande variação de espessura do sal com presença de diápiros afinados ao lado de minibacias profundas, associadas a elevada espessura do intervalo do Topo do Sal ao Topo do Turoniano, no qual podem ocorrer rochas geradoras. A oportunidade exploratória tem cerca de 2500m de extensão na seção, uma morfologia de cunha, com forte amplitude negativa, enfatizada com o uso do atributo de Texturização e altos valores no atributo *RMS* e *Sweetness*. Todas essas observações permitiram sugerir que a oportunidade Mineirão se relaciona a trapas do tipo mista como mostrado na figura 2.15, e associada a arenitos turbidíticos em estruturas de *pinch-out* contra o sal e selados pelos folhelhos, ambos da Formação Urucutuca.

O poço 1-BRSA-1166D-ESS que ocorre na seção 2D, (linha 0066-0037) perfurou uma estrutura semelhante e constatou reservatório turbidítico, contudo preenchido por água. Seu posicionamento mais distal na área de estudo e correlação com os reservatórios analisados ao nível do Cretáceo podem indicar uma possível influência de argilas dispersas.

A oportunidade Morumbi (Figuras 5.9.5 a 5.9.7), do Eoceno, ocorre em uma estrutura dobrada acima de um diápiro de sal com uma falha lítrica de maior expressão associada a parede do diápiro e, falhas menores, que mergulham contra e a favor da falha lítrica. Ocorre na porção oeste da área de estudo, onde há grande variação de espessura de sal, e predomínio de diápiros mais largos e contínuos. A oportunidade não está no topo do diápiro mais alto da área, no entanto, ao lado dele, ocorrem minibacias de sal profundas, com altas espessuras do intervalo Topo do Sal ao Topo do Turoniano, onde podem ocorrer as rochas geradoras. Seus limites na seção sísmica possuem cerca de 1500m de extensão, uma forte amplitude negativa, ressaltada no

atributo de Texturização, limitado por falhas associadas ao topo do domo de sal. Se destaca como uma anomalia de altos valores nos atributo *RMS* e *Sweetness*. Todas estas características sugerem que a oportunidade Morumbi seja uma trapa estrutural constituída por arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca encaixados em falhas geradas pela halocinese, incluindo falhas lítricas que podem agir como rotas de migração de hidrocarbonetos com selo constituído por folhelhos da Formação Urucutuca. Sua posição na área de estudo, apesar da distância com os poços analisados, indica uma tendência de um caráter de argilidade laminar que proporcionaria melhores condições permo-porosas de reservatório.

Já a oportunidade Maracanã (Figuras 5.9.8 a 5.9.10), do Eoceno, está localizada próxima a oportunidade Morumbi, na porção oeste da área de estudo. Ocorre em uma estrutura sobre um diápiro de sal estreito, não muito alto, encaixado em falhas normais que formam um *graben* no topo do domo. Esta oportunidade possui dois intervalos de interesse e, em seção, ambos têm aproximadamente 2000m de extensão. Semelhante ao que ocorre na oportunidade Morumbi, a Maracanã está em uma área próxima às minibacias formadas pelo sal, associadas a altas espessuras do intervalo estratigráfico do Topo do Sal ao Topo do Turoniano, com possibilidade de ocorrência de rochas geradoras. Na seção 2D (linha 0250-1473), onde esta oportunidade foi identificada, observa-se a presença de dobras e falhas associadas, indicando alta deformação na área, principalmente no topo do domo, onde há uma grande quantidade de falhas que poderiam conectar rocha reservatório com as rochas geradoras.

Além disso, na área da oportunidade, são observadas baixas espessuras dos intervalos do Maastrichtiano e Eoceno, o que sugere que a halocinese já era atuante na deposição destes intervalos estratigráficos, gerando uma região mais alta topograficamente com menor espaço para acomodação dos sedimentos. Contudo, os baixos locais sobre o domo de sal, foram gerados nos blocos baixos das falhas, que poderiam acomodar sedimentos clásticos como areias turbidíticas e folhelhos, que poderiam agir como trapas e selos potenciais para as acumulações de hidrocarbonetos.

Nas seções de amplitude, assim como no atributo de texturização, é possível observar que a oportunidade Maracanã se destaca com forte amplitude negativa seccionada por falhas e altos valores nos atributos de *RMS* e *Sweetness*. Devido a estas observações a oportunidade Maracanã foi caracterizada como uma trapa estrutural constituída por arenitos turbidíticos selados por folhelhos, ambos da Formação Urucutuca. A mesma hipótese a respeito da influência da argilosidade adotada para a oportunidade Morumbi (de argilas laminares), pode ser feita para a Maracanã devido a sua proximidade a estruturas semelhantes.

As oportunidades chamadas de Beira-Rio e Castelão (Figuras 5.9.11 a 5.9.13), do Eoceno, localizam-se na área da sísmica 3D na porção nordeste da área de estudo. Caracterizam-se como canais de direção NW-SE, encaixados em falhas de mesma direção. Encontram-se em níveis cronoestratigráficos diferentes dentro do Eoceno, sendo o Beira-Rio o prospecto mais antigo. Ocorrem associados a domos de sal e as minibacias de direção NW-SE mapeados na área, sendo que o Castelão se localiza acima do domo, enquanto o Beira-rio está mais próximo ao flanco. Lateralmente, nas mini-bacias encontram-se altas espessuras do intervalo Turoniano, que poderiam conter rochas geradoras.

Essas oportunidades exploratórias foram definidas, principalmente pela utilização dos atributos sísmicos como a amplitude mínima extraída no intervalo entre o Topo do Maastrichtiano e o Topo do Eoceno, nos quais os mesmos se destacam com os menores valores de amplitude negativa e a observação nas seções *inline* e *crossline* onde se verificou a morfologia de canais encaixados em falhas. Uma vez definidos, seus respectivos topos e bases foram mapeados, permitindo assim, delimitar o contorno estrutural e sua caracterização por meio da extração de mapas de isópacas e atributos *RMS* e *Sweetness*.

O Beira-Rio (Figuras 5.9.14 a 5.9.16) tem área aproximada de 1.62 km², situado em uma profundidade média de 3700m, apresenta uma declividade de direção NW-SE e espessuras que variam de 0 a 120m, sendo que as maiores espessuras encontram-se na porção proximal. Nos atributos *RMS* e *Sweetness*, o *slice* de 3740m, destaca-se com altos valores especialmente na porção proximal da região de maiores

espessuras, característica que se verifica também no mapa do atributo *RMS* extraído entre o topo e a base do canal.

A oportunidade Castelão (Figura 5.9.17 a 5.9.19) tem área aproximada de 2.12 km², e está em uma profundidade média de 3600m, apresenta declividade de direção NW-SE e espessuras que variam de 0 a 105m, sendo as maiores delas na porção proximal, semelhante a oportunidade Beira-Rio. Nos atributos *RMS* e *Sweetness* no *slice* de 3650m os altos valores encontram-se na porção central e proximal, característica que se verifica também no mapa do atributo *RMS* extraído entre o topo e a base do canal.

Por todas estas observações sugere-se que as oportunidades Beira-Rio e Castelão sejam potenciais trapas estruturais constituídas por arenitos turbidíticos selados por folhelhos, ambos da Formação Urucutuca. Devido a Época da deposição das areias (Eoceno) e a sua proximidade com os poços analisados na petrofísica, sugere-se uma tendência da argilosidade em estruturas laminares nessas prováveis rochas reservatório.

7 CONCLUSÕES

O estudo, tema dessa dissertação, realizado na porção marinha profunda da bacia do Espírito Santo, utilizou da interpretação geofísica como ferramenta para o entendimento da evolução estrutural da área de estudo, por meio da geração de atributos sísmicos, mapeamento de falhas e horizontes e geração de mapas de isópacas. Adicionalmente, com o conhecimento do resultado da análise petrofísica dos poços, verificou-se as possíveis tendências para os tipos de estruturação dos folhelhos nos reservatórios.

Dessa forma foram definidas e caracterizadas três oportunidades exploratórias nas linhas sísmicas 2D, chamadas de Morumbi, Mineirão e Maracanã e duas outras na sísmica 3D, chamadas de Beira-Rio e de Castelão, nas quais foi possível mapear o topo e a base e definir seus respectivos fechamentos estruturais.

As oportunidades exploratórias identificadas estão compreendidas no intervalo do Maastrichtiano ao Eoceno, o qual é correlacionado às principais descobertas na seção marinha profunda da bacia do Espírito Santo. Os resultados petrofísicos, de intervalos de reservatório encontrados nos poços próximo as oportunidades identificadas, apontam para reservatórios de provável boa qualidade permo-porosa e baixa argilosidade.

A complexidade geológica da área de estudo, associada a baixa qualidade dos dados sísmicos em domínio público disponíveis, se tornaram um desafio para maior detalhamento e caracterização das estruturas presentes. Contudo, o resultado desenvolvido nesta dissertação se mostrou satisfatório, uma vez que, revelou o potencial de exploração a ser ampliado na bacia do Espírito Santo em sua porção marinha profunda ainda pouco explorada.

BIBLIOGRAFIA

ALI, A. et al 2016. Effect of Shale Distribution on Hydrocarbon Sands Integrated with Anisotropic Rock Physics for AVA Modelling: A Case Study. *Acta Geophysica* vol.64 n.4 pp.1139-1163 Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences.

ANDRADE, L. E. C. L. 2009. Interpretação Sísmica 2D na Área de Espigão, Bacia de Barreirinhas, MA. Trabalho de Graduação na Universidade Federal da Bahia, Salvador. Dezembro

ANP 2015. Agência Nacional do Petróleo. Relatório técnico da 13ª rodada de licitações para blocos da Bacia do Espírito Santo,

ANP 2015. Bacia do Espírito Santo. Sumário Geológico e Setores em Oferta. Superintendência de Definição de Blocos. Ronan Ávila.

ANP-COPPE/UFRJ, 2008. Mapeamento e Modelagem dos Sistemas Petrolíferos das Bacias de Cumuruxatiba e Espírito Santo. Superintendência de Definição de Blocos.

ASMUS, H.E & Porto, R., 1972, Classificação das Bacias Brasileiras segundo a Tectônica de Placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, SBG, V.3, p. 235-252.

ASMUS, H.E. Controle estrutural da deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista de Geociências*, 5: 160-175, 1975.

AZEVEDO, R. L. M. 2009. Apresentação Petrobras DE&P. Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro. RJ.

BLUNDELL, D.J. & DAVISON, I. (eds), 1996, Salt tectonics, Geological Society Special Publication, No 100, pp. 291-302

BULHÕES, E. M.; AMORIM, W, N. Princípio da Sismocamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (TecVA). In: Congresso Internacional Da Sociedade Brasileira De Geofísica, 9º. 2005, Salvador, Bahia. Artigo. Rio de Janeiro: SBGF, 2005. p. 1-6.

CAINELLI, C., MOHRIAK, U.W. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998 AAPG International Conference Exhibition Short Course- Brazilian Geology Part II, November 8-11, 1998, Rio de Janeiro, Brazil.

CATUNEANU, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, Elsevier, Amsterdam 375 pp.

CHOPRA, S., MARFURT. K. J. 2008. Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization. SEG – Geophysical Developments series n.11

COBBOLD, R.P. & SZATIMARI, P. 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188, p. 249-289

D'AVILA, R.S.F., BIASSUSSI, A.S., GUIRRO, A.C., BRANDÃO, J.R. e FROTA, E.S.T., 1998. Urucutuca-Urucutuca (?): a new petroleum system in Espírito Santo Basin, Brazil: AAPG International Conference & Exhibition, Extended Abstracts, p. 102.

DAVISON, I., INSLEY, M., HARPER, M., WESTON, P., BLUNDELL, D., MCCLAY, K., QUALLINGTON, A. 1993. Physical modeling of overburden deformation around salt diapirs. *Tectonophysics*, 228, pp. 255-274

EMERY, D & MYRES, K. 1996. Seismic Stratigraphy. In: EMERY, D & MYRES, K (eds.) *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science Ltd., p. 45-60.

ESTRELLA, G., MELLO, M.R., GAGLIANONE, P. C., AZEVEDO, R.L.M., TSUBONE, K., ROSSETTI, E., CONCHA, J. E. BRÜNING, I.M.R.A. 1984, "The Espírito Santo Basin (Brazil) source rock characterization and petroleum habitat". In: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Petroleum geochemistry and basin evaluation*. Tulsa, pp. 253-271 (AAPG Memoir n. 35).

FIDUK, J.C., BRUSH, E.R., ANDERSON, L.E., GIBBS, P.B. and ROWAN, M.G., 2004. Salt deformation, magmatism, and hydrocarbon prospectivity in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil. In: P.J. Post et al. (Eds.), *Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: Concepts, applications, and case studies for the 21st century*. GCSSEPM 24th Annual Research Conference, pp. 370-392.

FIGUEIREDO, A.M.F., MOHRIAK, W.U. A Tectônica Salífera e as Acumulações de Petróleo da Bacia de Campos. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Anais, Rio de Janeiro, 1380-1394, 1984.

FOSSEN, H. 2012. *Geologia Estrutural*. Tradução: Andrade. F. R. D., Oficina de Textos, São Paulo, SP

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n.2, p. 501 – 509, maio/nov.

FROTA, E.S.T., J.M. GUTHRIE, 1997, "Caracterização geoquímica dos óleos da Bacia do Espírito Santo; classificação por análise estatística de componentes principais". 6º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador, pp. 493-494

FROTA, E.S.T., 1998, "Geochemical characterization and classification of oils from the Espírito Santo Basin (Brazil) using principal components analysis": 6th Latin American Congress on Organic Geochemistry, Isla Margarita, Venezuela, CD-Rom Abstracts.

GAMBOA, D.A.C. 2011. An integrated seismic-scale analysis of reservoir compartmentalization on continental margins: the Espírito Santo Basin, SE Brazil. Phd. Cardiff University. 453 p.

GE, H., JACKSON, M.P.A., VENDEVILLE, B.C. 1997. Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG Bulletin*, v.81, No. 3, p. 398-423

GUERRA, M.C. de M. & SZATMARI, P. 1994. O Banco de Abrolhos como agente modificador do fluxo de sal na Bacia do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. 1994. Balneário Camboriú. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. p.559-560

JACKSON, M.P.A., Talbot, C.J. 1986. External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. Geological Society of America Bulletin, v.97, p. 305-323

KURNIAWAN, F. (2005), Shaly sand interpretation using CEC-dependent petrophysical parameters, Ph.D. Thesis, Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College, Baton Rouge, USA.

MELLO, M.R., MAXWELL, J.R., 1990. "Organic geochemical and biological marker characterization of source rocks and oils derived from lacustrine environments", In: The Brazilian continental margin, in Katz, B.J., ed., Lacustrine basin exploration – case studies and modern analogs: AAPG Memoir 50, pp. 77-99.

MILANI, E.J & THOMAZ FILHO, A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A (eds.) Tectonic evolution of America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp.389-452.

MITCHUM, R.M., JR., VAIL P.R., SANGREE J.B. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (Ed.). Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration. AAPG, Memoir # 26, p. 117-133.

MOHRIAK, W.U., 2003. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti and J.H. Goncalves (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, pp. 87-165.

MOHRIAK, W.U., SZATMARI, P. 2006. Tectônica de sal autóctone e alóctone em bacias sedimentares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju. Anais. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006.

MOHRIAK, W.U., SZATMARI, P., ANJOS, S.M.C. 2008. Sal: Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras. Primeira edição. Editora Beca.

NERY, G. G. (2013) Perfilagem geofísica em poço aberto: fundamentos básicos com ênfase em petróleo. Tese de Doutorado, Rio de Janeiro, RJ.

NERY, G. G. 2013. Perfilagem Geofísica em Poço Aberto – Fundamentos Básicos com Ênfase em Petróleo. – Rio de Janeiro: SBGf.

OJEDA, H.A. 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. AAPG Bulletin, 66(6): 732-749.

OJEDA, H.A. 1991. Curso de Sismoestratigrafia: texto preliminar. 4a versão. Rio de Janeiro: Petrobras/ Sedes, 351p.

PARTYKA, G., J. GRIDLEY, and J. A. LOPEZ, 1999. Interpretational Applications of Spectral Decomposition in Reservoir Characterization: The Leading Edge, 18, 353-360.

POLIAKOV, A.N.B., PODLADCHIKOV, Y.Y., DAWSON, E.C., TALBOT, C.J. 1996. Salt Diapirism with simultaneous brittle faulting and viscous flow. In: Alsop, G.I.,

PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, v.2, pp. 667-690, 1972.

RIBEIRO, D. A. F. 2011. Modelagem Geoquímica 2D de Sistemas Petrolíferos na Porção Sul da Bacia do Espírito Santo. Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE

ROWAN, M.G., PEEL, F.J., VENDEVILLE, B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. In: McClay, K.R. (Ed.). Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, p. 157-182

SAMPAIO, R. P. C. Influência da Tectônica de Sal na Sequência Marinha da Bacia do Espírito Santo e suas Implicações Estruturais. Niterói – RJ. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Universidade Federal Fluminense. 2011.

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

SCHULTZ-ELA, D.D., JACKSON, M.P.A., VENDEVILLE, B.C. 1993. Mechanics of active salt diapirism. Tectonophysics, 228, pp. 275-312

THOMAS, J. E. 2000. Velocidades Sísmicas. Universidade Petrobras – Petrobras. RJ.

THOMAS, E. C., and S. J. Stieber, 1975. The distribution of shale in sandstones and its effect upon porosity: 16th Annual Logging Symposium, SPWLA, Paper T.

TYAGI, A.K., R. GUHA, D. VOLETI, and K. SAXENA (2009), Challenges in the reservoir characterization of a laminated sand shale sequence. In: Proc. 2nd SPWLAIndia Regional Symp. 19-20 November 2009, Mumbai, India.

VELOSO, D. I. K., 2013. Evolução Tectonossedimentar dos Principais Reservatórios de Hidrocarbonetos do Campo de Golfinho (Bacia do Espírito Santo) Trabalho de conclusão de curso. UNESP. SP.

VIEIRA, R.A.B., MENDES, M.P., VIEIRA, P.E., COSTA, L.A.R., TAGLIARI, C.V., BACELAR, A.P., e FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. Boletim de Geociências da Petrobrás. 8(1), 191-202.

Curso de Especialização em Projetos de Análise de Bacias – Módulo: Interpretação Sismoestratigráfica, Pós-Graduação. UERJ. RJ. Notas de Aula.