

Flávia Braz Ponte

**MODELAGEM 3D DE GEOPRESSÕES APLICANDO A
GEOESTATÍSTICA MULTIVARIADA**

Dissertação de Mestrado

UFF
Niterói
2018

Flávia Braz Ponte

**MODELAGEM 3D DE GEOPRESSÕES APLICANDO A GEOESTATÍSTICA
MULTIVARIADA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, DOT, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial necessário para obtenção do título de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra.

Orientadores:

Dr. Alberto G. Figueiredo Júnior

Dr. Adalberto da Silva

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

B794m Braz Ponte, Flávia
Modelagem 3D de Geopressões aplicando a Geoestatística
Multivariada / Flávia Braz Ponte ; Alberto Garcia de
Figueiredo Júnior, orientador ; Adalberto da Silva,
coorientador. Niterói, 2018.
144 f. : il.

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

1. Pressão de Poros. 2. Geoestatística Multivariada. 3.
Margem Equatorial Brasileira. 4. Produção intelectual. I.
Título II. Garcia de Figueiredo Júnior, Alberto , orientador.
III. Silva, Adalberto da , coorientador. IV. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências.

CDD -

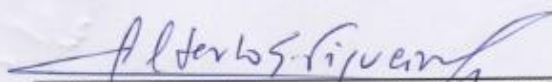
FLÁVIA BRAZ PONTE

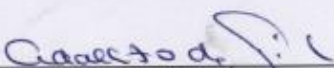
MODELAGEM 3D DE GEOPRESSÕES APLICANDO A GEOESTATÍSTICA MULTIVARIADA

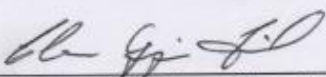
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre
Área de Concentração: Dinâmica dos Oceanos e da Terra

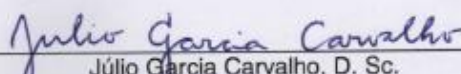
Aprovada em 01 de março de 2018.


BANCA EXAMINADORA


Prof. Alberto Garcia de Figueiredo Júnior, Ph. D. (Orientador)
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF


Prof. Adalberto da Silva, D. Sc. (Co-orientador)
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF


Prof. Cleverson Guizan Silva, Ph. D.
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF


Júlio Garcia Carvalho, D. Sc.
PETROBRAS


Prof. Rogério de Araújo Santos, D. Sc.
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF

*“Se não agradei a todos
a culpa foi dos meus atos,
pois só tive compromisso
com a verdade dos fatos.”*

Francisco Celso Ponte

Agradecimentos

Meus sinceros agradecimentos:

À Queiroz Galvão Exploração e Produção S.A., por todo suporte, apoio e contribuição para a realização desse trabalho e meu desenvolvimento profissional e pessoal.

À WesternGeco e à ANP, pela permissão de utilização e demonstração dos dados sísmicos e poços.

Aos meus orientadores, Alberto e Adalberto, pela oportunidade de participação no curso de pós-graduação da UFF, pela confiança, acompanhamento, disponibilidade, ensinamentos, discussões e críticas construtivas.

À UFF – Universidade Federal Fluminense, amigos e professores, por todo ensinamento e apoio técnico-científico ao longo desses dois anos de convivência.

À equipe de exploração da QGEP e a todos que me ajudaram com sugestões, discussões, auxílios e conselhos. Em especial a Sérgio Michelucci e Renilton Brandão, que possibilitaram e me apoiaram na realização desse projeto; Eduardo Faria, que permitiu a continuidade do trabalho e apoio para o fornecimento dos dados; Ronaldo Baldi e José Mendes, pela compreensão e apoio; Eduardo Demio, Igor Arêas, Luciana Félix, Alexandre Souza, Márcia Karam e Nilo Azambuja, por toda contribuição técnica e discussões.

Ao Júlio Garcia, da Petrobrás, por sua disponibilidade e ensinamentos.

Aos meus pais, irmãos e ao meu amado marido Vitor, pelo apoio, incentivo constante, paciência e também ajuda na revisão e edição da dissertação. Agradeço em especial ao meu amado pai e melhor professor, pela paciência e brilhante contribuição técnica.

Não poderia deixar de agradecer aos meus avôs (*in memoriam*), Celso Ponte e Osvaldo Braz, que sempre foram fonte de inspiração e determinação.

Muito obrigada.

Resumo

PONTE, Flávia Braz. Modelagem 3D de Geopressões aplicando a Geoestatística Multivariada. Niterói, 2018, 144f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Programa de Pós Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

A modelagem de gradiente de pressão de poros tem se mostrado importante ferramenta para diversas aplicações durante as fases de exploração, avaliação, desenvolvimento e produção de um campo de petróleo. Usualmente as estimativas de pressão de poros são obtidas a partir dos dados de velocidade sísmica, dados de perfis de poços e medidas da pressão de formação. Existem muitos métodos disponíveis para a análise da pressão dos poros, no entanto, recentemente, a abordagem geoestatística tem avançado e mostra ser um importante método para o prognóstico do gradiente de pressão dos poros. Nesta pesquisa, são analisados os gradientes de pressão de poros de cinco poços em conjunto com as velocidades sísmicas provenientes do processamento de dados sísmicos 2D adquiridos na área. A Geoestatística Multivariada permitiu a integração dos dados de duas variáveis, sísmica e poço, em diferentes escalas e variação espacial, para produzir modelos de gradiente de pressão de poros. Como resultado, obteve-se um modelo de geopressão de uma determinada área na Margem Equatorial Brasileira proporcionando a melhor visualização do mecanismo de geração de sobrepressões e auxilia na construção de projetos de poços seguros. A vantagem de uma modelagem geoestatística 3D de gradiente pressão de poros é a possibilidade de extração de informação de pressão em qualquer local dentro da área modelada. A análise do modelo estimado indica o tectonismo; o aumento do stress vertical; o desequilíbrio de compactação e remigração de fluidos mergulho acima como possíveis mecanismos responsáveis pela sobrepressão na região.

Palavras-chave: Pressão de Poros; Geoestatística Multivariada; Margem Equatorial Brasileira.

Abstract

PONTE, Flávia Braz. Modelagem 3D de Geopressões aplicando a Geoestatística Multivariada. [Geopressure 3D Modelling applying Multivariate Geostatistics]. Niterói, 2018, 144f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Programa de Pós Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

The pore pressure modeling has been fundamental on several applications and stages of hydrocarbon exploration, evaluation, development and production. In general pore pressure estimation is obtained from seismic velocity data, pore pressure analysis from wells and formation pressure measurements. There are many methods available to pore pressure analysis. However recently the geostatistical approach is increasing and showing to be an important method for pore pressure gradient prognosis. In this research, pore pressure data from five wells and velocity data from PSDM (Pre-Stack Depth Migration) seismic lines were analyzed. Multivariate Geostatistics allowed the integration of data at different scales and spatial variation of these two variables, seismic and well, to produce pore pressure gradient models on Brazilian Equatorial. This method provides a better understanding of overpressure generating mechanism and assists in the construction of safe drilling well projects. As results a geopressure volumetric geostatistical model is obtained from a selected area with the advantage of extraction of pore pressure information at any location within the modeled area. The analysis of estimated pore pressure model, along with the seismic and structural interpretation of the area indicates a relationship between tectonism, vertical stress increase, compaction unbalance and updip fluid remigration as possible mechanism responsible for the overpressure in the region.

Key-Words: Pore Pressure, Multivariate Geostatistics, Equatorial Margin of Brazil.

Lista de figuras

| | |
|---|--|
| Figura 1- Bacias sedimentares no contexto da Margem Equatorial Brasileira (Fonte: QGEP). 4 | |
| Figura 2- Feições estruturais regionais da Margem Equatorial Brasileira. Em destaque: o alto do Ceará, o Cone do Amazonas, altos vulcânicos (<i>guyots</i>), zonas de fraturas oceânicas e a Cordilheira Meso Atlântica (modificado de LEWIS, 2013 e ZALÁN, 2012). 5 | |
| Figura 3- Eventos distensivos da Margem Equatorial Brasileira, segundo SOARES JÚNIOR, 2008. (A) Primeiro evento (Neotriássico). (B) Segundo evento (Eocretáceo – Valanginiano a Albiano). (C) Terceiro evento (Eocretáceo – Albiano). A referência geográfica é a atual. 6 | |
| Figura 4- Modelo geodinâmico esquemático da margem transformante, considerando os estágios de evolução pré, sin e pós-transformantes (LEPINAY, 2016 <i>apud</i> MASCLE, 1987).. 8 | |
| Figura 5- Principais domínios da Margem Equatorial Brasileira: extensional, transicional e compressional. O domínio compressional é denominado como cinturão gravitacional de dobras e empurrões (ZALÁN, 2001). 8 | |
| Figura 6- Seção geosísmica mostrando sequências estratigráficas e domínios tectônicos na plataforma continental e na região de águas profundas das bacias: (A) Foz do Amazonas, (B) Pará-Maranhão e (C) Barreirinhas. Destacados em vermelho os cinturões de dobramento em águas profundas (modificado de BIZZI, <i>et al.</i> 2003). 9 | |
| Figura 7- Perfil sísmico evidenciando o alto vulcânico associado a zona de fratura de São Paulo (BIZZI, <i>et al.</i> 2003). 10 | |
| Figura 8- Sumário das cartas estratigráficas das bacias meso-cenozóicas da margem transformante: Foz do Amazonas, Para-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar (MILANI, 2007). 11 | |
| Figura 9- Monitoramento do fluido de perfuração com invasão do fluido da formação por diferencial de pressão, possível indicação de ocorrência de <i>kicks</i> (https://www.youtube.com/watch?v=uOPuFJdMRAQ)..... 12 | |
| Figura 10- Monitoramento do fluido de perfuração com invasão do fluido de perfuração para dentro do poço. Um forte aumento na diferença de volume é indicativo de uma possível zona de escape ou até fraturamento da formação (https://www.youtube.com/watch?v=uOPuFJdMRAQ). 13 | |
| Figura 11- Imagem da plataforma de Macondo em <i>blowout</i> no Golfo do México (LARS HERBST, 2017). 14 | |
| Figura 12- Esquema de <i>underground blowout</i> onde o fluido invasor migra pela formação e atinge o fundo do mar (ROCHA e AZEVEDO, 2009). 14 | |
| Figura 13- Distribuição das ocorrências de anomalias de alta pressão no mundo, destacado em vermelho a ocorrência de alta pressão na área de estudo (adaptado de LAW e SPENCER, 1998). 15 | |
| Figura 14- Modelo de compactação de TERZAGHI, 1948. 16 | |
| Figura 15- Expulsão de fluidos durante o processo de compactação normal (ROCHA e AZEVEDO, 2009). 17 | |
| Figura 16- Esquema representando a tensão total, a pressão de poros e a tensão efetiva do Princípio de Terzaghi (modificado de KUMAR, 2012). 17 | |
| Figura 17- Curvas de gradiente de sobrecarga e perfil de pressão de sobrecarga esperados (ROCHA e AZEVEDO, 2009). 19 | |
| Figura 18- Ilustração de pressão de poros normal (NGUYEN, 2013). 21 | |
| Figura 19- Definições de pressão de poros e tensões subterrâneas (adaptado de HANTSCHHEL, 2009). 22 | |

| | |
|--|----|
| Figura 20- Processo de expulsão do fluido durante a compactação anormal (ROCHA e AZEVEDO, 2009). | 23 |
| Figura 21- Seção geológica da Bacia Foz do Amazonas, destacando a seção cone e pré-cone (adaptado de PEROVANO, 2009). | 24 |
| Figura 22- Aumento de pressão com o soterramento. Primeiro ocorre expulsão normal de fluido com o aumento do soterramento e depois, a redução de permeabilidade dificulta a expulsão do fluido, aumentando a pressão de poros (VELAZQUEZ-CRUZ, 2017). | 24 |
| Figura 23- Comportamento dos perfis de poços à compactação normal e à sobrepressão por subcompactação (HERMANRUD, 1998 <i>apud</i> DOMINGUES 2008). | 25 |
| Figura 24- Esquema de forças de tectonismo aplicadas a uma região (ROCHA e AZEVEDO, 2009). | 27 |
| Figura 25- Exemplo do efeito <i>buoyancy</i> devido à presença do reservatório de óleo e gás acima do aquífero (SILVEIRA, 2009). | 29 |
| Figura 26- Representação esquemática do efeito centróide em um gráfico de pressão e profundidade (ROCHA e AZEVEDO, 2009). | 30 |
| Figura 27- Seção sísmica mostrando estruturas inclinadas que podem transmitir pressões. As setas indicam os pontos em que os poços atravessam estruturas permeáveis (ROCHA e AZEVEDO, 2009). | 31 |
| Figura 28- Ferramenta de teste de formação MDT (<i>modular formation dynamics tester</i>) (www.slb.com). | 32 |
| Figura 29- Solução para o traçado do <i>trend</i> (ROCHA e AZEVEDO, 2009). | 34 |
| Figura 30- Comportamento de sobrepressão por subcompactação. Um exemplo no Golfo do México (BOWERS, 1994). | 36 |
| Figura 31- Comportamento de sobrepressão por expansão de fluidos. Um exemplo na Indonésia (BOWERS, 1994). | 36 |
| Figura 32- Efeitos da variação do parâmetro <i>u</i> (modificado de BOWERS, 1994). | 38 |
| Figura 33- Exemplos esquemáticos do aspecto de (A) cascalhos lascados, provenientes de zonas anormalmente pressurizadas e (B) cascalhos de zonas desmoronadas por alívio de tensões (ROCHA e AZEVEDO, 2009). | 40 |
| Figura 34– (a) Mapa dos pontos amostrados para representar a VR. (b) Seção vertical ao longo de C-D com valores <i>z(u)</i> que são representados por VA's locais com distribuições condicionais distintas, em função da proximidade dos pontos dados (BETTINI, 2010). | 43 |
| Figura 35– Ilustração da função de densidade de probabilidade da VA local, que representa a incerteza sobre a estimativa do atributo de reservatório (BETTINI, 2010). | 43 |
| Figura 36 – Tipos de continuidade espacial: (1) Média e variância constante; (2) Média variável e variância constante; (3) Média constante e variância não constante; e (4) Média e variâncias não constantes (DUBRULE, 2003). | 44 |
| Figura 37 – Relação entre covariância e semivariograma em um modelo de transição (BETTINI, 2010). | 45 |
| Figura 38– Parâmetros do variograma experimental: <i>range</i> , <i>sill</i> e <i>nugget effect</i> (modificado de VERFAILLIE, <i>et al</i> , 2006). | 46 |
| Figura 39– Modelos de semivariograma teóricos para fenômenos de transição (BETTINI, 2007). | 47 |
| Figura 40– Tipos de anisotropias: (A) Anisotropia geométrica, (B) zonal e (C) mista (GUIMARÃES, 2002). | 49 |
| Figura 41- Esquema da krigagem LVM (DOYEN, 2007). | 50 |
| Figura 42- Mapa da distribuição dos poços e linhas sísmicas. Fonte: Google Earth. | 55 |

| | |
|---|----|
| Figura 43– Suíte de perfis do poço A. | 56 |
| Figura 44– Suíte de perfis do poço B. | 57 |
| Figura 45– Suíte de perfis do poço C. | 58 |
| Figura 46– Suíte de perfis do poço D. | 59 |
| Figura 47– Suíte de perfis do poço E. | 60 |
| Figura 48- Etapas geoestatísticas para geração de modelos geológicos (modificado de VARELLA e PONTE, 2010)..... | 63 |
| Figura 49- Seção geológica esquemática dos poços utilizados no modelo. Em destaque, o intervalo estratigráfico que foi objetivo desse estudo (Maastrichtiano) e a curva de pressão de poros, em psi, em vermelho. | 64 |
| Figura 50- Perfis de pressão do poço A..... | 65 |
| Figura 51- Perfis de pressão do poço B..... | 66 |
| Figura 52- Perfis de pressão do poço C..... | 66 |
| Figura 53- Perfis de pressão do poço D..... | 67 |
| Figura 54- Perfis de pressão do poço E..... | 67 |
| Figura 55- Registros de pressões (psi) medidas em teste de formação no intervalo siliciclástico de interesse e a pressão de poros normal esperada (equivalente a pressão hidrostática). | 68 |
| Figura 56- Perfil de densidade calculado para todo o poço. Destacado em roxo o intervalo com calcarenitos, em azul intervalo de calcilito e amarelo o intervalo clástico. As curvas estão disponibilizadas da esquerda para a direita da seguinte forma: trilha 1 -Cáliper (0,15 – 0,5 m); trilha 2 - Raios Gamma (0 – 150 API); trilha 3 -Resistividade Profunda (0,5 – 100 ohmm); trilha 4 – Velocidade p (2 – 6 km/s); trilha 5 - Densidade (1,8 – 2,8 g/cm ³); e, trilha 6 – Densidade calculada (1,8 – 2,8 g/cm ³). | 70 |
| Figura 57- Seção sísmica <i>dip</i> destacado, em verde, o intervalo de estudo. | 71 |
| Figura 58- Mapas das superfícies estruturais das seções: (a) topo do Maastrichtiano e (b) topo da seção <i>rift</i> | 72 |
| Figura 59- Curva de velocidade V _p dos poços A e D, combinada com a velocidade sísmica da seção 2D na posição do poço..... | 73 |
| Figura 60- <i>Crossplot</i> VP vs Pressão do intervalo siliciclástico, destacando os poços com pressões anormais e o poço com pressão normal. | 74 |
| Figura 61- Correlação entre os valores de V _p vs AI; e V _p vs Pressão de Poros do poço D..... | 74 |
| Figura 62- Cubo de velocidade gerado a partir dos dados sísmicos 2D..... | 75 |
| Figura 63- Velocidade intervalar estimada ao longo de uma seção SW-NE, <i>downdip</i> . É possível observar a curva de tempo de trânsito dos poços C e B, nessa seção..... | 76 |
| Figura 64- Semivariograma horizontal das direções principal e secundária. | 76 |
| Figura 65- Processo de carregamento dos dados de poços na malha. | 77 |
| Figura 66- Parâmetros utilizados para a modelagem do volume de pressão de poros final. | 78 |
| Figura 67- Determinação do cubo de velocidade sísmica como segunda variável e definição do método de estimativa LVM. | 79 |
| Figura 68- Distribuição de frequência relativa do perfil V _p dos poços (em vermelho) e da sísmica (em azul). | 80 |
| Figura 69- Estimativa de pressão de poros no intervalo do Maastrichtiano até o topo da sequência <i>rift</i> | 81 |
| Figura 70- Distribuição de frequência relativa do modelo de pressão final (azul) e os inputs, sísmica (verde) e poço (vermelho). | 82 |
| Figura 71- Distribuição do campo anômalo de geopressões dentro do volume 3D de estudo. Em amarelo é destacado o limite da célula gravitacional..... | 83 |

| | |
|--|----|
| Figura 72- Análise de pressão de poros ao longo de uma seção NW-SE, extraída a partir do cubo de estimativas de pressão de poros. | 84 |
| Figura 73- Análise de pressão de poros ao longo de uma seção SW-NE, extraída a partir do cubo de estimativas de pressão de poros. | 84 |
| Figura 74- Análise de pressão de poros ao longo de uma seção SW-NE (<i>downdip</i>) extraída a partir do cubo de estimativas de pressão de poros..... | 85 |
| Figura 75- Seção geológica esquemática SW-NE da distribuição das geopressões no intervalo estudado e seu possível processo de geração e migração. As setas indicam as direções das forças compressivas, sobrecarga e sentido de migração. | 86 |
| Figura 76- Modelo esquemático dos mecanismos geradores de sobrepressão atuantes ao longo do tempo. | 88 |
| Figura 77- Seção geológica esquemática SW-NE da distribuição das geopressões no intervalo estudado e seu possível processo de geração e migração. As setas indicam as direções das forças compressivas, sobrecarga e sentido de migração. | 89 |

Lista de tabelas e gráfico

| | |
|---|----|
| Tabela 1- Evolução tectônica da Margem Equatorial Brasileira considerando os eventos pré, sin e pós-transformantes (modificado de MATOS, 2000). | 7 |
| Tabela 2- Classificação de Pressão de Poros (ROCHA e AZEVEDO, 2009). | 21 |
| Tabela 3 - Valores das pressões de poros medidas em testes de formação..... | 69 |
| Tabela 4- Valores da estimativa do gradiente de sobrecarga para a seção clástica de interesse. | 70 |
| Tabela 5- Valores estatísticos dos histogramas Vp sísmica e Vp poço..... | 81 |

Lista de abreviaturas e siglas

| | |
|--------------|--|
| P_h | Pressão hidrostática |
| ρ | Densidade do fluido |
| g | Constante gravitacional |
| h | Altura da coluna de fluido |
| D | Profundidade vertical em metros |
| dz | Variação de profundidade |
| S | Pressão de sobrecarga |
| ρ_b | Densidade da formação |
| ρ_A | Densidade da água |
| ρ_{HC} | Densidade do hidrocarboneto |
| Z | Profundidade |
| z_0 | Profundidade inicial |
| G_s | Gradiente de sobrecarga |
| σ_s | Tensão de sobrecarga |
| σ | Tensão efetiva |
| P_p | Pressão de poros |
| P | Pressão |
| Z | Profundidade vertical em metros. |
| G_p | Gradiente de pressão de poros (lb.gal-1) |
| G_{ov} | Gradiente de sobrecarga (lb.gal-1) |
| G_n | Gradiente de pressão de poros normal (lb.gal-1) |
| Δt_o | Tempo de trânsito observado |
| Δt_n | Tempo de trânsito segundo a tendência normal de compactação |
| V | Velocidade |
| V_0 | Velocidade no fundo do mar |
| V_o | Velocidade sísmica observada |
| V_n | Velocidade sísmica segundo a tendência normal de compactação |
| V_p | Velocidade da onda compressional p |
| CKCS | Cokrigagem colocalizada simples |
| LVM | <i>Locally varying mean</i> |
| LOT | <i>Leak off test</i> |
| V_{max} | Velocidade no início da descarga |
| U | Medida de plasticidade do sedimento |
| ROP | Taxa de perfuração |
| RPM | Velocidade de rotação da broca |
| WOB | Peso sobre a broca (k libras) |
| d_h | Diâmetro da broca (polegadas) |
| d_c | Expoente d corrigido; |
| d | Expoente d ; |

| | |
|-----|---|
| GN | Gradiente de pressão de poros normal para a área; |
| ECD | Densidade equivalente de circulação. |
| VR | Variável regionalizada |
| VA | Variável aleatória |
| FA | Função aleatória |

SUMÁRIO

| | |
|--|-------------|
| AGRADECIMENTOS | VI |
| RESUMO | VII |
| ABSTRACT | VIII |
| LISTA DE FIGURAS | IX |
| LISTA DE TABELAS E GRÁFICO | XIII |
| LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS | XIV |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Motivação | 1 |
| 1.2 Objetivo do Trabalho | 2 |
| 1.3 Escopo da Dissertação | 2 |
| 2 GEOLOGIA REGIONAL | 4 |
| 2.1 A Margem Equatorial Brasileira | 4 |
| 2.2 Evolução Tectono-Sedimentar | 5 |
| 3 GENERALIDADES DE PRESSÃO DE POROS | 12 |
| 3.1 Introdução à Pressão de Poros | 12 |
| 3.2 Compactação Sedimentar e Tensões Subterrâneas | 15 |
| 3.3 Mecanismos Geradores de Sobrepressão | 22 |
| 3.4 Quantificação da Pressão de Poros | 31 |
| 3.4.1 Estimação de pressão a partir de propagação de ondas mecânicas | 33 |
| 3.4.2 Estimativa de pressão a partir de dados de perfuração | 38 |
| 4 FUNDAMENTOS DA GEOESTATÍSTICA | 42 |
| 4.1 Variável Aleatória | 42 |

| | |
|---|------------|
| 4.2 Função Aleatória | 44 |
| 4.3 Análise Variográfica | 46 |
| 4.4 Estimativas com Krigagem e Cokrigagem | 49 |
| 4.4.1 Krigagem Simples com LVM (<i>locally varying mean</i>) | 50 |
| 4.4.2 Cokrigagem Colocalizada Simples (CKCS) | 51 |
| 5 MATERIAIS E MÉTODOS | 55 |
| 5.1 Materiais | 55 |
| 5.2 Métodos | 61 |
| 6 CONSTRUÇÃO DO MODELO | 64 |
| 7 RESULTADOS E DISCUSSÕES | 80 |
| 8 CONCLUSÕES | 90 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 92 |
| ARTIGO 1: PORE PRESSURE PREDICTION USING MULTIVARIATE GEOSTATISTICS | 97 |
| ARTIGO 2: COMPARING MULTIVARIATE GEOSTATISTIC TOOLS FOR THE PORE PRESSURE PREDICTIVE MODELLING | 111 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

Bacias sedimentares estão sujeitas a anomalias de pressões de poros causadas por diversos mecanismos, tais como, subcompactação, expansão de fluidos, geração de hidrocarbonetos e tectonismo (OSBORNE e SWARBRICK, 1997). Neste contexto, a modelagem geoestatística de pressão de poros tem despertado o interesse de geocientistas e engenheiros ao proporcionar estimativas e previsões de campos de geopressões, muitas vezes, mais acurados. Isso garante o compromisso com a segurança e redução de custos durante a perfuração de poços, bem como durante o desenvolvimento de campos de petróleo.

Na perfuração de poços, os problemas mais comuns estão relacionados a anomalias de pressão e, como consequência, pelo influxo de fluidos da formação para o poço, causando *kicks* e *blowouts*, desmoronamento da parede do poço, prisão de coluna e torques elevados, além de perda de fluido de perfuração para a formação. Esses problemas, muitas vezes, podem ser resultantes de estimativas equivocadas e desconhecimento do comportamento das pressões de poros do poço, podendo acarretar danos na formação e deterioração do intervalo de interesse, além do risco de acidentes mais sérios por falta de controle do poço (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Nos estudos de reservatório, o conhecimento da distribuição de geopressões permite planejar e otimizar o desenvolvimento de campos de petróleo, com melhor arranjo espacial dos poços produtores e injetores, prevenção de ocorrências indesejáveis durante as perfurações e, como resultado obter maior eficiência de produção e recuperação de campos de petróleo.

As modelagens de geopressões são apropriadas também na fase preliminar de estudos exploratórios para a avaliação de fatores de risco de exploração, incluindo a migração de fluidos de formação e efetividade do selo (DUTTA, 2002).

Os métodos geoestatísticos têm se mostrado ferramentas eficazes na caracterização e quantificação dos gradientes de pressões de poros, a partir da integração dos dados de poços e da sísmica (PONTE, 2011). Essas técnicas estimam diversas variáveis em conjunto, sendo as extensões multivariadas do método de krigagem.

A Geoestatística é um ramo da Estatística Aplicada que desenvolve e aplica modelos para representar fenômenos naturais cujas propriedades variam em função da localização espacial dos pontos de observação e não pode ser explicada por funções determinísticas. O objetivo é

estimar valores em pontos não amostrados, através da média ponderada e correlação dos valores de amostras vizinhas. O resultado é a construção de um modelo do fenômeno que honra os pontos amostrais e garante a variância mínima do erro de estimativa em locais não amostrados.

Na exploração de petróleo, a aquisição de dados diretos ou primários, como dados de poços, são escassos em virtude dos elevados custos, tornando as estimativas do modelo numérico e a caracterização do reservatório menos realista. Com o objetivo de aumentar a acurácia dos modelos finais são utilizados dados indiretos ou secundários, como dados sísmicos densamente amostrados, que resultam em uma melhor resolução lateral de modelos de pressão de poros em áreas com poços escassos.

Neste estudo, é gerado, em volume 3D, um modelo geológico do gradiente de pressões de poros de um intervalo estratigráfico caracterizado por uma seção argilosa do Cretáceo Superior, de uma área na Margem Equatorial do Brasil. Para a construção do modelo foi aplicada a modelagem geoestatística multivariada. Para esta modelagem foram utilizados dados disponíveis de poços, sísmica, engenharia de perfuração e interpretações geológicas. Para a construção do modelo, foram consideradas medições diretas de pressão de poros de cinco poços, identificados como poços A, B, C, D e E, como variável primária, e como variável secundária foram utilizados dados sísmicos PSDM (Pre-Stack Depth Migration) – disponibilizados pela companhia WersternGeco.

1.2 Objetivo do Trabalho

O objetivo desta pesquisa é a elaboração de um modelo geológico tridimensional capaz de reproduzir e prever a distribuição de geopressões em subsuperfície ao nível de bacia e/ou reservatório, a partir da combinação do conhecimento geológico, alinhado com o estudo de poços e da análise da velocidade sísmica intervalar utilizando a técnica de modelagem geoestatística.

Com o modelo geológico de geopressões resultante objetiva-se estimar o gradiente de pressão de poros em qualquer posição da área modelada.

1.3 Escopo da Dissertação

O texto dessa dissertação está dividido em oito capítulos principais, descritos a seguir:

- Capítulo 1 - Introdução

No primeiro capítulo é apresentado a introdução, motivação e objetivo para o trabalho, além do escopo da dissertação.

- Capítulo 2 – Geologia Regional

O segundo capítulo trata da revisão bibliográfica com uma breve apresentação dos principais conceitos sobre a Margem Equatorial Brasileira, onde se localiza a área de estudo.

- Capítulo 3 – Generalidades de Pressão de Poros

Neste capítulo são descritos conceitos importantes sobre pressão de poros e os principais mecanismos geradores de sobrepressões.

- Capítulo 4 – Fundamentos de Geoestatística

No quarto capítulo são descritos conceitos de geoestatística, tendo como objetivo contextualizar sua importância neste trabalho.

- Capítulo 5 – Materiais e Métodos

O quinto capítulo consiste na apresentação dos dados disponibilizados e na descrição dos métodos utilizados. Apresenta o mapa da distribuição espacial dos poços e das linhas sísmicas 2D. Posteriormente é apresentado o fluxo de trabalho para obtenção do cubo sísmico a partir das linhas 2D e também o fluxo geoestatístico para obtenção do modelo do gradiente de pressão final integrando duas variáveis (poços e sísmica).

- Capítulo 6 – Construção do modelo

No sexto capítulo são detalhados os principais processos para a construção do modelo geoestatístico de gradiente de pressão de poros.

- Capítulo 7 – Resultados e Discussões

No sétimo capítulo são apresentados os resultados e discussões de cada parâmetro. Neste capítulo são apresentados as análises e estimativas de pressão de poros dos poços e o modelo tridimensional de gradiente de pressão poros estimados na área.

- Capítulo 8 – Conclusões e Recomendações

No oitavo capítulo são descritas as principais conclusões dos resultados deste estudo e recomendações para trabalhos futuros, mitigando incertezas associadas ao modelo.

- ANEXOS – Propostas de Artigos

Em anexo são apresentadas duas propostas de artigos resultantes de estudos e trabalhos desta pesquisa.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 A Margem Equatorial Brasileira

A Margem Equatorial Brasileira engloba as bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar (Figura 1). Distribuídas por mais de 2.200 km ao longo do Atlântico, as bacias da Margem Equatorial têm sido foco de inúmeras empresas petrolíferas devido às descobertas de hidrocarbonetos na área e pela similaridade com bacias análogas do oeste da África, incluindo grandes campos de petróleo como a descoberta do campo de Jubilee, na Bacia de Tono em Gana, o que sugere grande potencial petrolífero nessa região (DAILLY *et al.* 2012).

O início da exploração da Margem Equatorial Brasileira se deu em 1930 a fim de avaliar *seeps* encontrados ao longo da costa. Até o presente momento, mais de 700 poços foram perfurados ao longo de toda margem, sendo apenas 20 poços perfurados em águas profundas (ANP/BDEP), considerada ainda uma área praticamente inexplorada e classificada como “nova fronteira exploratória”.

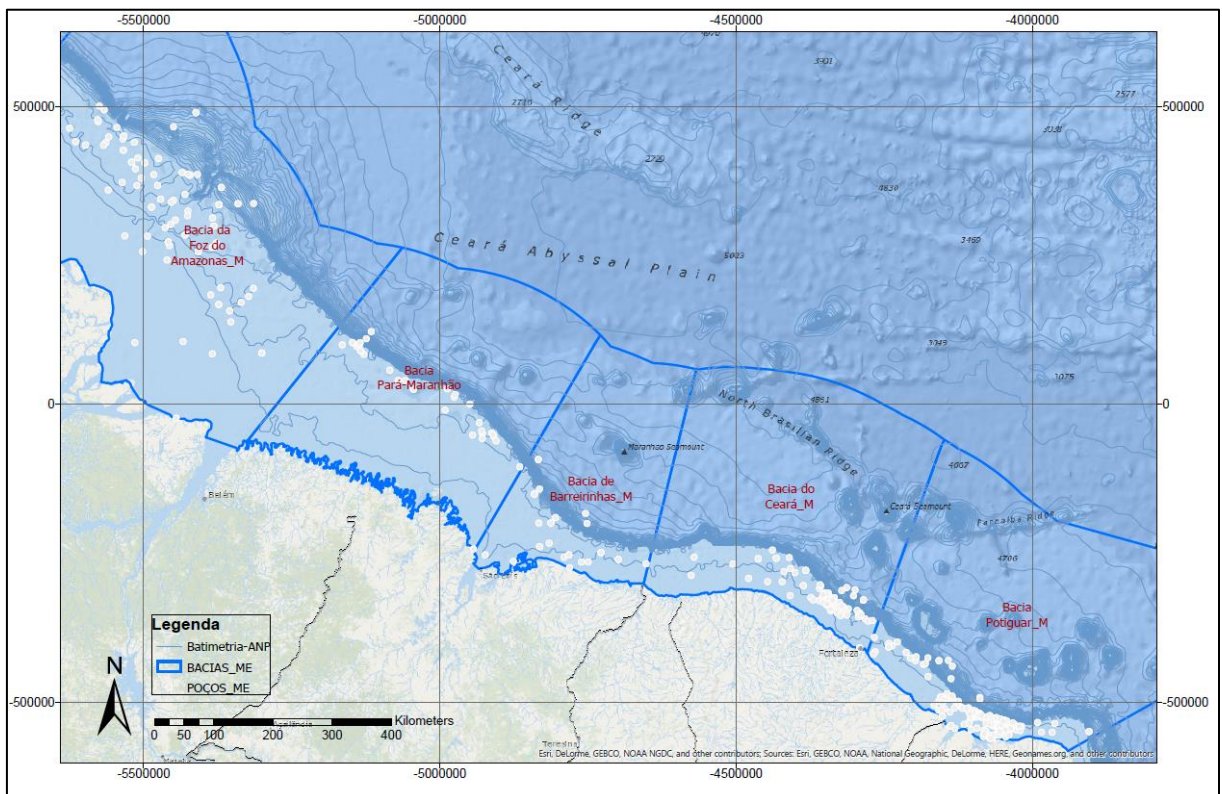


Figura 1- Bacias sedimentares no contexto da Margem Equatorial Brasileira (Fonte: QGEP).

2.2 Evolução Tectono-Sedimentar

O desenvolvimento das bacias da Margem Equatorial Brasileira se deu pelo rompimento do supercontinente Pangea, a partir de 200 Ma (Triássico-Jurássico) (ANP/SDB). Ao contrário da Margem Leste, os processos de ruptura do Pangea na Margem Equatorial do Brasil ainda são pouco conhecidos (SOARES JÚNIOR, 2008). Segundo MATOS (2000), a Margem Equatorial Brasileira e oeste da África, são os únicos exemplos de margem transformante, caracterizada por uma série de bacias Meso-cenozóicas. Estas bacias são estruturalmente complexas, tendo sido afetadas por esforços de natureza transcorrente durante o Barremiano Superior – Aptiano, cinematicamente relacionados à ativação das zonas de fratura oceânicas, principalmente as de Romanche e de São Paulo (MATOS, 2000) e que são definidas por ativos falhamentos *strike-slip* (Figura 2).

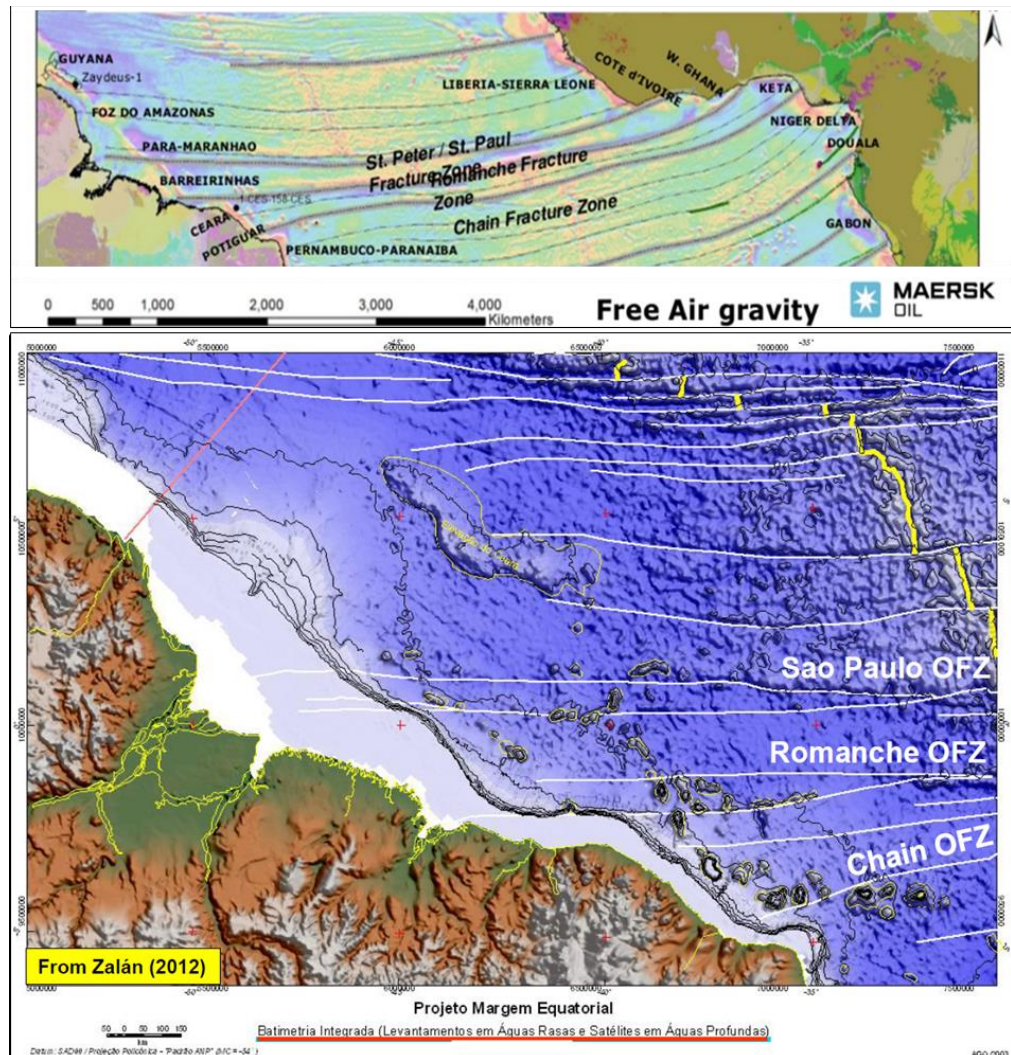


Figura 2- Feições estruturais regionais da Margem Equatorial Brasileira. Em destaque: o alto do Ceará, o Cone do Amazonas, altos vulcânicos (*guyots*), zonas de fraturas oceânicas e a Cordilheira Meso Atlântica (modificado de LEWIS, 2013 e ZALÁN, 2012).

Em relação à evolução tectônica e mecanismos geodinâmicos, o processo de formação da Margem Equatorial Brasileira se deu em três estágios evolutivos (BASILE, 2015).

Segundo SOARES JÚNIOR (2008), três eventos distensivos formaram a Margem Equatorial durante o Mesozóico, ilustrados na Figura 3 e descritos a seguir:

- (1) No Neotriássico, o Pangea sofreu esforços distensivos caracterizados por soerguimentos e magmatismo associado, resultando na formação do Oceano Atlântico Central e modificando a paisagem da América do Sul e África. A Bacia da Foz do Amazonas começa a se formar;
- (2) O segundo evento se iniciou no Eocretáceo (Valanginiano), quando ocorreu um novo rifteamento, de direção NW-SE, que resultou na ampliação da Bacia da Foz do Amazonas;
- (3) No Eocretáceo (Albiano), considerado o período mais importante para a configuração das bacias da Margem Equatorial, ocorreu o terceiro evento distensivo, de direção SE-NW, que com o avanço do rifteamento para noroeste, gerou as Bacias Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão, além de ampliar a Bacia da Foz do Amazonas, culminando com a ruptura continental e marcando a última etapa na separação dos continentes.

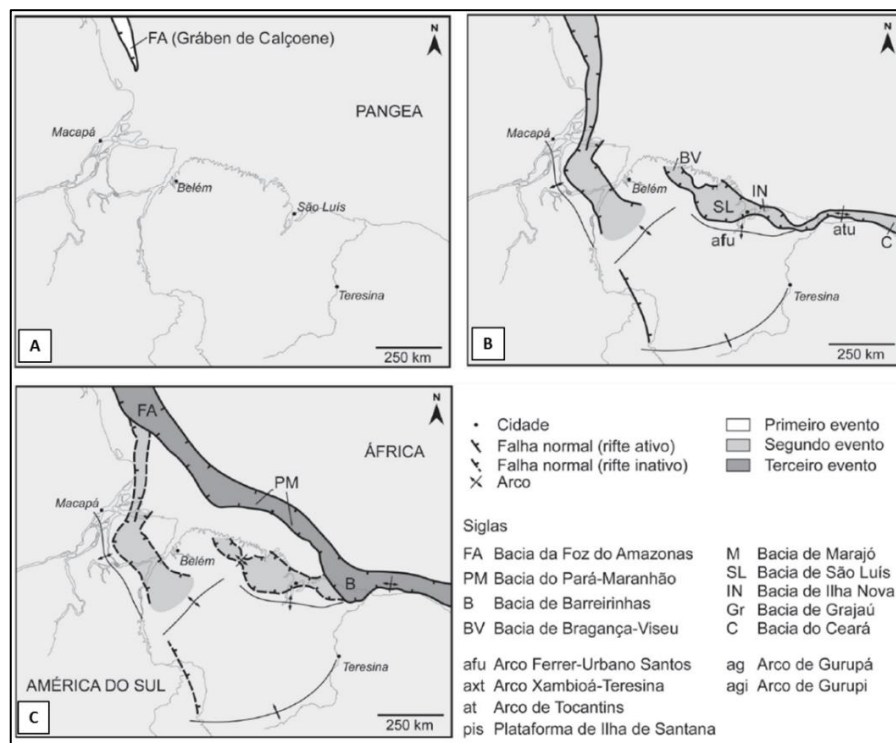


Figura 3- Eventos distensivos da Margem Equatorial Brasileira, segundo SOARES JÚNIOR, 2008. (A) Primeiro evento (Neotriássico). (B) Segundo evento (Eocretáceo – Valanginiano a Albiano). (C) Terceiro evento (Eocretáceo – Albiano). A referência geográfica é a atual.

Segundo MATOS (2000), a evolução geodinâmica da Margem Equatorial é melhor entendida considerando os estágios: pré, sin e pós-transformantes, sumarizados na tabela 1.

Tabela 1- Evolução tectônica da Margem Equatorial Brasileira considerando os eventos pré, sin e pós-transformantes (modificado de MATOS, 2000).

| ESTÁGIO | CINEMÁTICA/DINÂMICA | EVENTOS | IDADE | FASE |
|-------------------|------------------------------|--|------------------------|-----------------------|
| PRÉ TRANSFORMANTE | PRE TRANSTENSÃO | Rift no Centro e Sudeste do Atlântico | Pre Barremiano | Pré-estiramento |
| | SYN TRANSTENSÃO | Condições Transtensionais e criação de uma série de falhas NW-SE | Barremiano-Aptiano | Estiramento |
| SYN TRANSFORMANTE | TRANSTENSÃO PURE-SHEAR | Deformação caracterizado por distensão, limitada por zonas de cisalhamento | Albiano ao Cenomaniano | Distensão strike-slip |
| | TRANSTENSÃO STRIKE-SLIP | O movimento divergente representando a maior parte do deslizamento entre Brasil e África | | |
| | TRANSPRESSÃO STRIKE-SLIP | Cinturão transpressivo | | |
| PÓS TRANSFORMANTE | MARGEM TRANSFORMANTE PASSIVA | Contato de crosta oceânica/continental através de uma falha transformante ativa | Cenomaniano ao Recente | Drift |
| | MARGEM PASSIVA | Sedimentação contínua como resultado de um resfriamento crustal da litosfera | | |

O primeiro estágio, pré-transformante, é caracterizado por uma fase de sedimentação pré-transtensão durante o pré-Barremiano e uma fase sin-transtensão durante o Barremiano e Aptiano. Esse estágio foi responsável pela criação de uma série de depocentros e falhas com direções predominantemente NW-SE.

O estágio seguinte, sin-transformante, desenvolvido durante o Albiano e o Cenomaniano, é dominado por regiões de transtensão por cisalhamento puro, mas também por zonas de cisalhamento de transpressão e transtensão (*wrench*), responsável pela maior parte da abertura entre Brasil e África.

Segundo BASILI (2015), durante o estágio sin-transformante falhas conectam as bordas dos *rifts* individuais, enquanto que o estágio pós-transformante, por sua vez, conecta a acreção oceânica incipiente dentro dos *rifts*, que, conseqüentemente, é mais longo devido a propagação das bordas. Segundo MATOS (2000), esse estágio corresponde a fase de margem passiva com sedimentação contínua e resfriamento crustal.

A Figura 4, abaixo, apresenta, de forma esquemática, o modelo geodinâmico para a margem transformante.

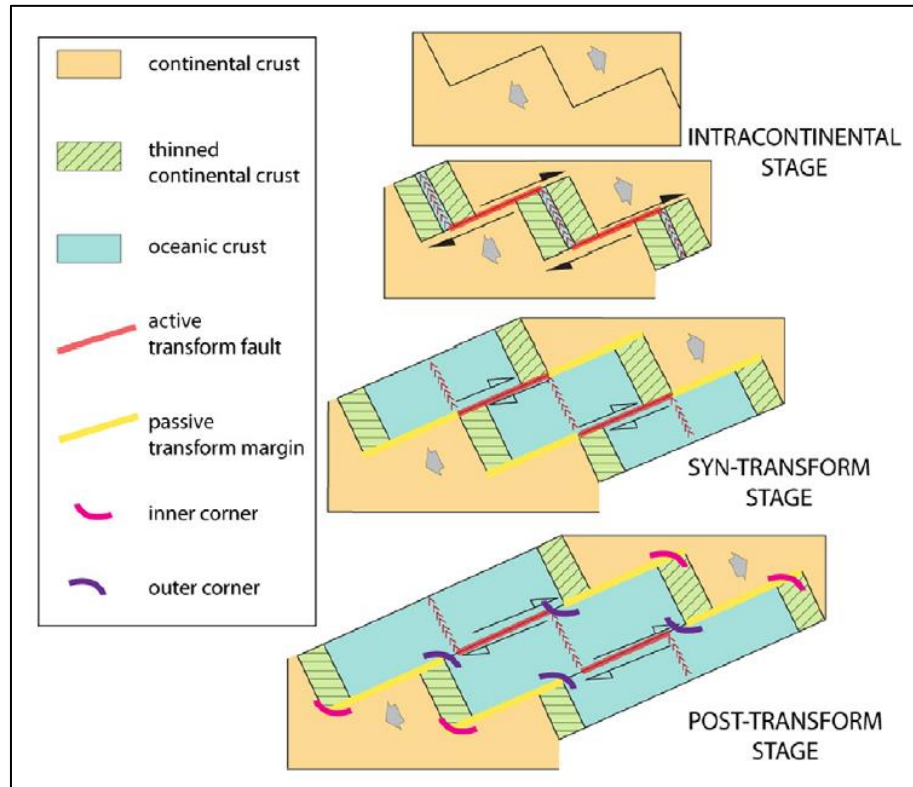


Figura 4- Modelo geodinâmico esquemático da margem transformante, considerando os estágios de evolução pré, sin e pós-transformantes (LEPINAY, 2016 apud MASCLE,1987).

Eventos recentes ligados à tectônica gravitacional na fase de deriva continental tornam a arquitetura estrutural dessas bacias mais complexa. Segundo ZALÁN (2001), a Margem Equatorial Brasileira é caracterizada por um cinturão gravitacional de dobras e empurrões e é possível reconhecer fluxos de massa no sentido das regiões mais distais (Figura 5).

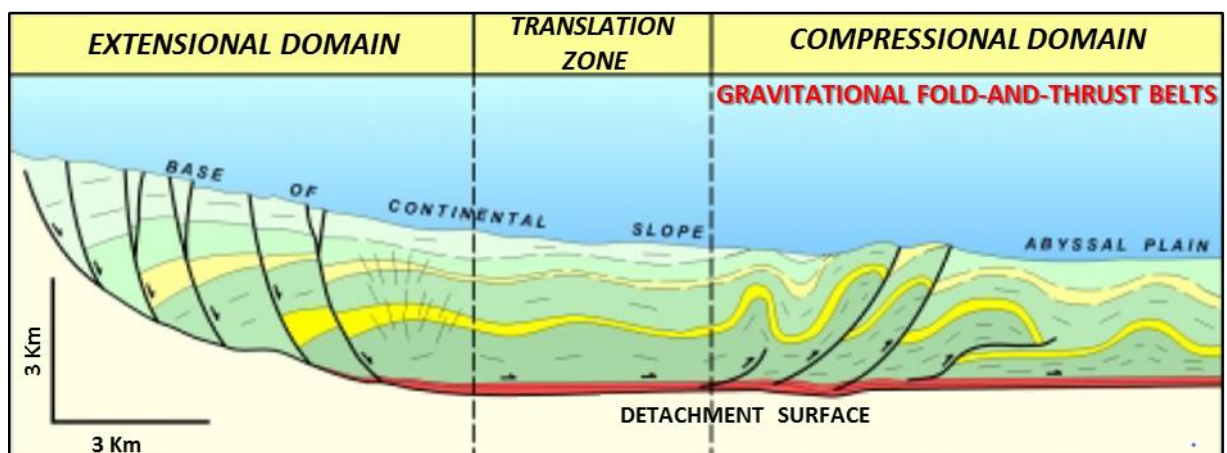


Figura 5- Principais domínios da Margem Equatorial Brasileira: extensional, transicional e compressional. O domínio compressional é denominado como cinturão gravitacional de dobras e empurrões (ZALÁN, 2001).

MOHRIAK (2003), associa a origem do cinturão de dobramentos na região do sopé do talude à processos de colapso gravitacional na plataforma e compressão na crosta oceânica, influenciado pelas zonas de fraturas (exemplos nas bacias Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas). A Figura 6, apresenta o arcabouço estrutural com base em seções geosísmicas na região das bacias: da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, mostrando seus compartimentos tectônicos, desde os domínios extensionais e compressionais em água profunda, após a quebra da plataforma. Segundo MOHRIAK (2003), a reativação de falhas do embasamento e as falhas desenvolvidas nos sedimentos terciários, nas seções geológicas da Figura 6, estão relacionadas a presença e movimentação das zonas de fraturas da margem transformante.

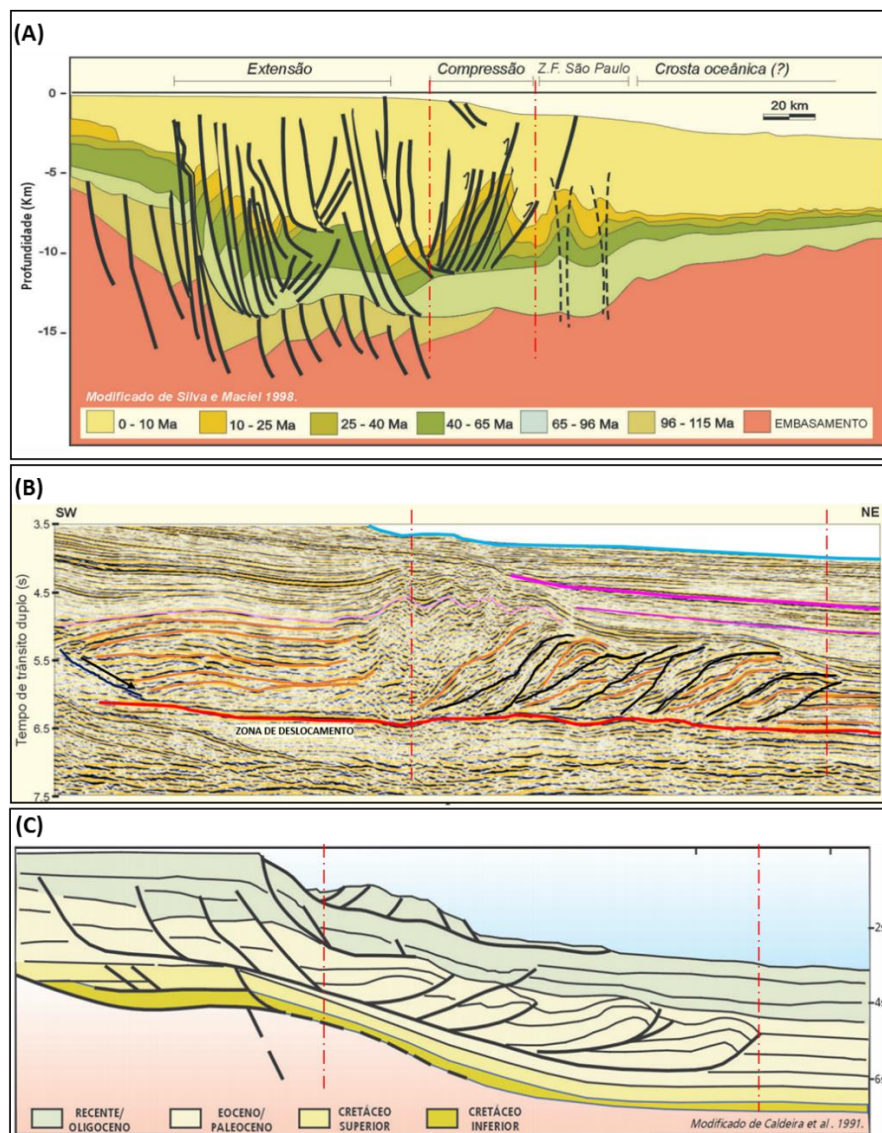


Figura 6- Seção geosísmica mostrando seqüências estratigráficas e domínios tectônicos na plataforma continental e na região de águas profundas das bacias: (A) Foz do Amazonas, (B) Pará-Maranhão e (C) Barreirinhas. Destacados em vermelho os cinturões de dobramento em águas profundas (modificado de BIZZI, *et al.* 2003).

MOHRIAK (2003), também associou altos vulcânicos, identificados tanto em mapas batimétricos (Figura 2) quanto em seções sísmicas (Figura 7) a zonas de fraturas transformantes. A Figura 7, mostra a assinatura sísmica de um alto vulcânico, na Bacia do Pará-Maranhão, controlado pela zona de fratura de São Paulo.

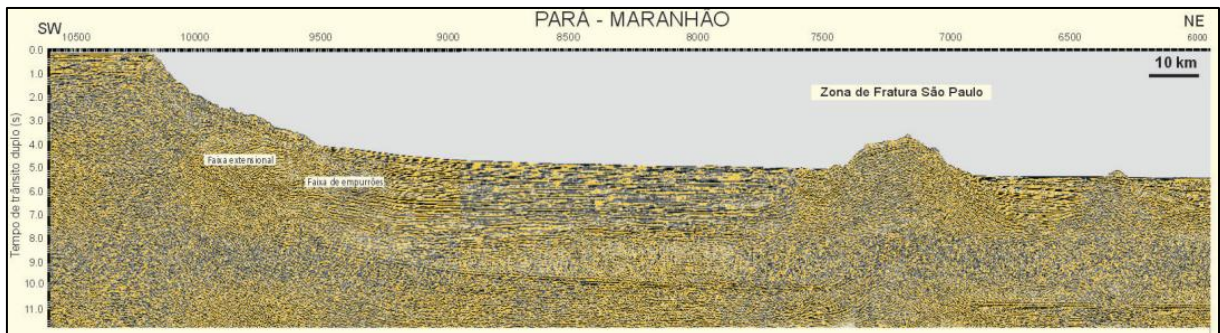


Figura 7- Perfil sísmico evidenciando o alto vulcânico associado a zona de fratura de São Paulo (BIZZI, *et al.* 2003).

Segundo PONTE (1976), diferente das bacias da Margem Leste onde é possível integrar dados estratigráficos e estruturais para definir os estágios evolutivos, a relação estratigráfica entre os estágios *rift* e transformantes da Margem Equatorial não é clara. Resumidamente, na Margem Equatorial é possível inferir um estágio *rift* continental e um estágio marinho ligado aos movimentos transformantes. A Figura 8 mostra as cartas estratigráficas das cinco bacias da Margem Equatorial: Foz do Amazonas, Para-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar. Segundo MILANI (2001), uma característica marcante no registro estratigráfico é a ocorrência de um espesso pacote de rochas carbonáticas, acumuladas, de maneira geral, entre o Maastrichtiano e o recente, gradando para águas profundas para um intervalo de folhelhos intercalados com arenitos turbidíticos.

O intervalo de interesse nesse estudo está inserido na fase *drift* pós-transformante de margem passiva e corresponde a um intervalo entre o topo do *rift* e o topo do Maastrichtiano, base da plataforma carbonática. Os poços perfurados na região de pesquisa, apresentam ocorrências de pressões anormais neste intervalo e, por isso, o mesmo foi definido como objetivo deste estudo.

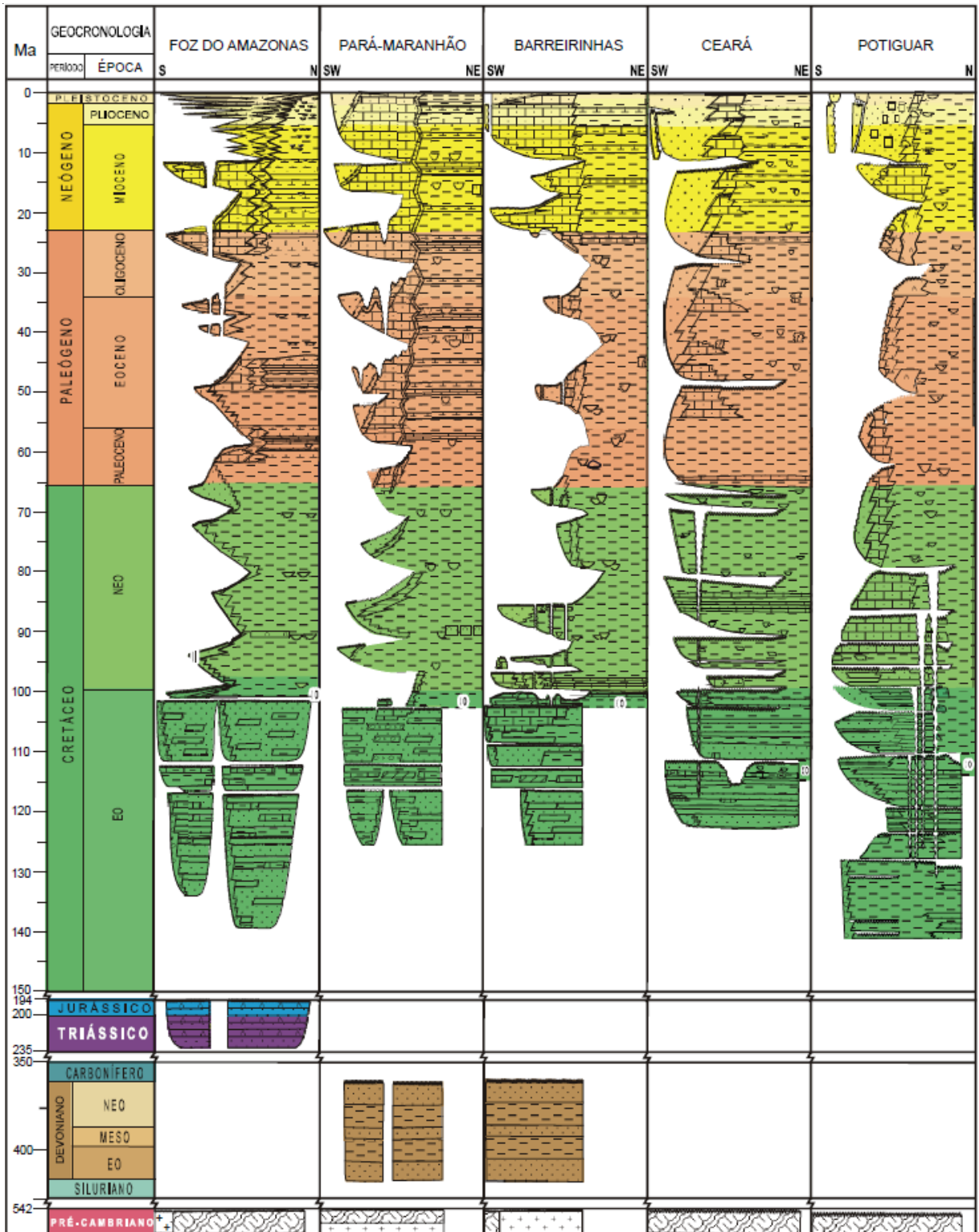


Figura 8- Sumário das cartas estratigráficas das bacias meso-cenozóicas da margem transformante: Foz do Amazonas, Para-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar (MILANI, 2007).

3 GENERALIDADES DE PRESSÃO DE POROS

3.1 Introdução à Pressão de Poros

Na confecção de um projeto de poço de petróleo, um dos fatores mais importantes é a determinação da pressão de poros das formações e a determinação da densidade do fluido de perfuração, responsável pelo equilíbrio de pressão entre o poço e a formação durante as operações.

A densidade mínima do fluido é estabelecida a partir da análise e estudos da pressão de poros da formação, definida como a pressão do fluido contido no espaço poroso da rocha. O fluido de perfuração tem a função de conter a pressão estática da formação, ou seja, deve ser suficiente para manter as paredes do poço estáveis, para que não haja fluxo de fluido da formação para o interior do poço e conseqüente fluxo de fluidos para a superfície, como *kick* e *blowout* (Figura 9). A pressão exercida pelo fluido de perfuração também não pode ser tão alta o suficiente a ponto de provocar o faturamento da rocha (Figura 10), fazendo com que haja perda de fluido do poço para a formação e perda de circulação (e.g. ROCHA E AZEVEDO, 2009).

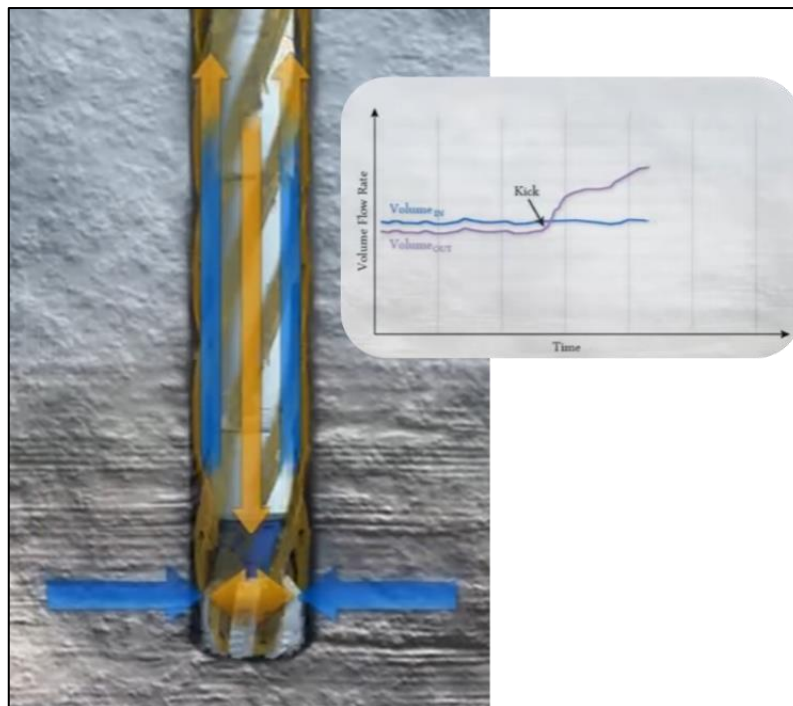


Figura 9- Monitoramento do fluido de perfuração com invasão do fluido da formação por diferencial de pressão, possível indicação de ocorrência de *kicks* (<https://www.youtube.com/watch?v=uOPuFJdMRAQ>).

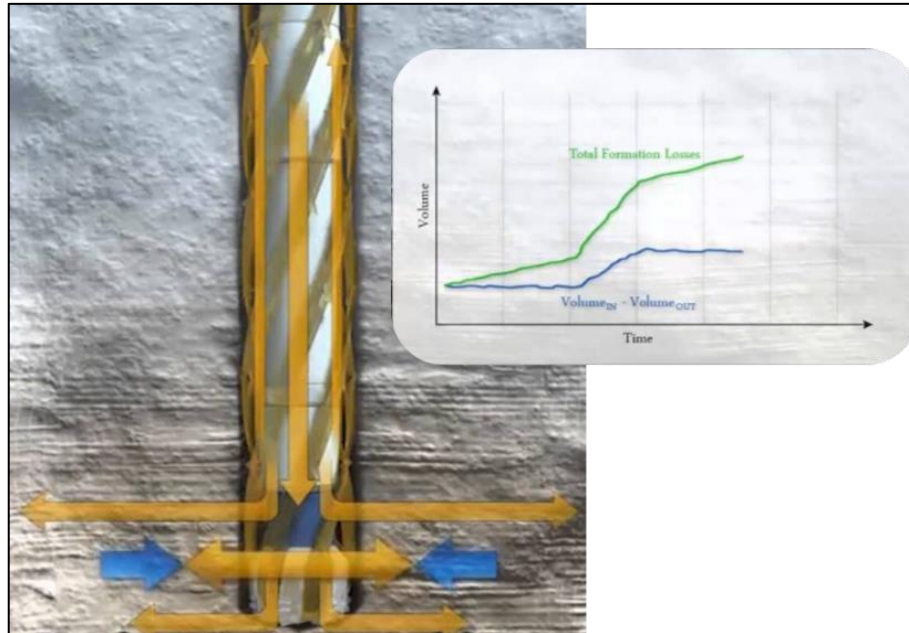


Figura 10- Monitoramento do fluido de perfuração com invasão do fluido de perfuração para dentro do poço. Um forte aumento na diferença de volume é indicativo de uma possível zona de escape ou até fraturamento da formação (<https://www.youtube.com/watch?v=uOPuFJdMRAQ>).

A Figura 11, apresenta um exemplo de acidente de *blowout* ocorrido em uma plataforma de petróleo no Golfo do México, resultado de graves problemas de influxo de fluido da formação para o interior do poço atingindo a superfície por diferencial de pressão. Segundo documento do congresso americano, a plataforma, *Deepwater Horizon*, que perfurava o poço Macondo, em águas profundas no Golfo do México, entrou em *blowout* devido a falha no sistema de pressão do poço, ocasionado, principalmente, pela falha na cimentação, falha ao executar os registros de aderência da cimentação e falha na circulação de lamas de perfuração, entre outros. A importância da circulação de lamas de perfuração se dá pela formação de espessos rebocos na parede do poço e criação de zonas de baixa mobilidade. Segundo LARS HERBST (2017), no caso do poço Macondo, o *kick*, pode ter sido seguido de um *underground blowout*, onde o fluido invasor migra pela formação e chega ao fundo do mar (Figura 12), mascarando os testes de pressão e causando instabilidade na cabeça do poço. Devido as falhas dos testes de pressão e ao avanço da perfuração, o diferencial de pressão entre o poço e a superfície foi tão alto que o peso da lama não foi suficiente para conter a pressão da formação e houve um influxo descontrolado de fluido da formação para a superfície, ocorrendo o *blowout*



Figura 11- Imagem da plataforma de Macondo em *blowout* no Golfo do México (LARS HERBST, 2017).

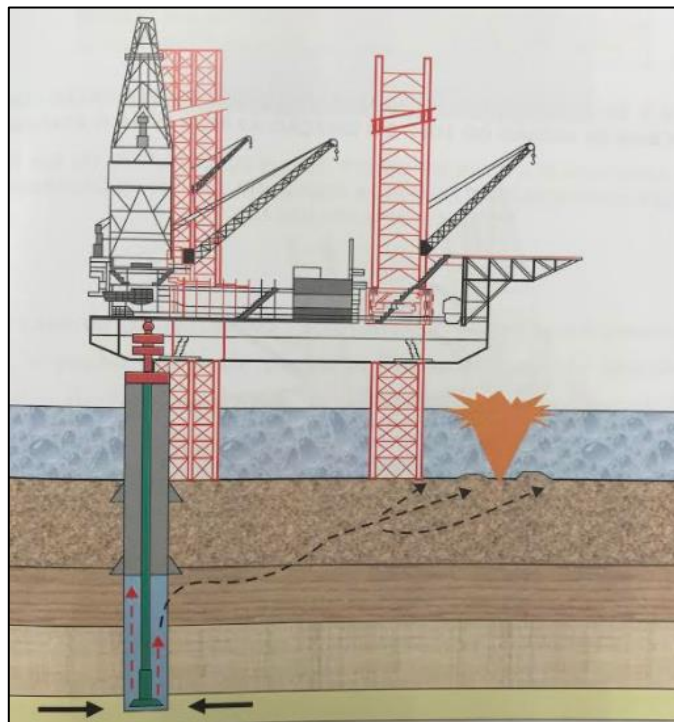


Figura 12- Esquema de *underground blowout* onde o fluido invasor migra pela formação e atinge o fundo do mar (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Além do poço Macondo, existem vários exemplos de problemas operacionais no mundo por diferencial de pressão, inclusive atravessando zonas com pressões anormais. Pressões anormalmente altas podem ser encontradas em várias partes do mundo, em diferentes idades, diferentes condições geológicas e são responsáveis por sérios acidentes, como no caso do *blowout* ocorrido em Mata de São João, em 2012, na Bacia do Recôncavo, após perfurar diápiros de folhelhos anormalmente pressurizados (comunicação verbal).

A Figura 13 mostra a distribuição da ocorrência de pressões anormalmente altas conhecidas no mundo e destacado em vermelho a área, aproximada, deste estudo, a qual apresenta ocorrências de pressões anormais.



Figura 13- Distribuição das ocorrências de anomalias de alta pressão no mundo, destacado em vermelho a ocorrência de alta pressão na área de estudo (adaptado de LAW e SPENCER, 1998).

3.2 Compactação Sedimentar e Tensões Subterrâneas

Para maior segurança na perfuração de um poço, o conhecimento das tensões e deformações do material rochoso é extremamente importante e possibilita a avaliação do comportamento mecânico da rocha (NARCISO, 2015).

O principal mecanismo gerador de sobrepressão é a subcompactação. Este fenômeno está vinculado ao tipo de sedimento, à velocidade de deposição, e à expulsão normal ou restringida dos fluidos presentes nos poros (LAREDO, 2007).

Segundo NGUYEN, 2013, durante o período de sedimentação, os grãos de sedimentos são constantemente soterrados, geralmente em ambiente aquoso. A medida que aumenta a espessura da camada, os grãos são compactados, o volume das rochas é reduzido e uma parte da água é expulsa dos espaços porosos. Após a compactação, movimentos tectônicos também podem ser responsáveis por outras tensões de compressão nas rochas e consequente redução de porosidade em caso de rochas argilosas (SANTOS NETO, 2015). Segundo NARCISO, 2015, a porosidade total é a propriedade que mais afeta as características mecânicas da rocha e é

definida como a relação entre o volume de poros e o volume total, sendo diretamente proporcional à deformabilidade e inversamente proporcional à densidade.

TERZAGHI, 1948, desenvolveu um modelo de mecanismo de compactação de depósitos argilosos que consiste, basicamente, em um sistema mecânico que contém um cilindro com mola, placas de metal e água doce. O cilindro com mola simula os contatos entre os grãos e as placas de metal com pequenos furos, representam as partículas de argila.

O modelo apresenta a relação entre as tensões e pressão de poros, onde P_a é dado como pressão externa ou de sobrecarga, P_p pressão da água ou de poros e P_e pressão da mola ou efetiva (Figura 14). Os elementos representam o solo saturado e um manômetro registra a pressão interna exercida pelo fluido.

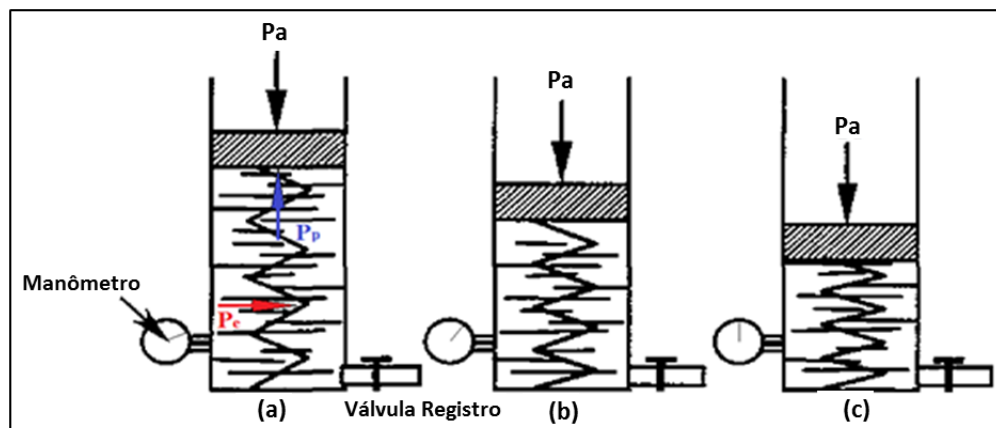


Figura 14- Modelo de compactação de TERZAGHI, 1948.

Segundo TERZAGHI, 1948 *apud* SANTOS NETO, 2015, o modelo de compactação funciona da seguinte maneira:

(a) No primeiro passo, o sistema está em equilíbrio, não há força nas molas e a válvula de registro está fechada. O manômetro mostra a pressão de sobrecarga (P_a);

(b) No segundo passo, com a válvula aberta por um período de tempo, as placas se movimentam para baixo, e simulam o mecanismo de compactação. Nesta fase, o volume diminui e a mola sofre redução. A pressão de sobrecarga (P_a) aplicada é suportada pela água e pela mola. A pressão efetiva no sistema é expressa como: $P_e = P_a - P_p$;

(c) No terceiro passo, com a válvula completamente aberta, a água é expelida o suficiente para permitir que as válvulas atinjam o equilíbrio de compactação. A partir deste momento, o sistema fica em equilíbrio e não há mais expulsão de água. A pressão atuante é a pressão hidrostática, a tensão aplicada é suportada pelas molas e pela água.

ROCHA e AZEVEDO, 2009 exemplificaram de forma clara o processo de compactação normal de uma rocha, onde a pressão dos fluidos permanece igual à pressão hidrostática e existe um equilíbrio entre o aumento da pressão de sobrecarga, a redução do espaço poroso e escape de fluidos, sendo este proporcional ao volume poroso (Figura 15).

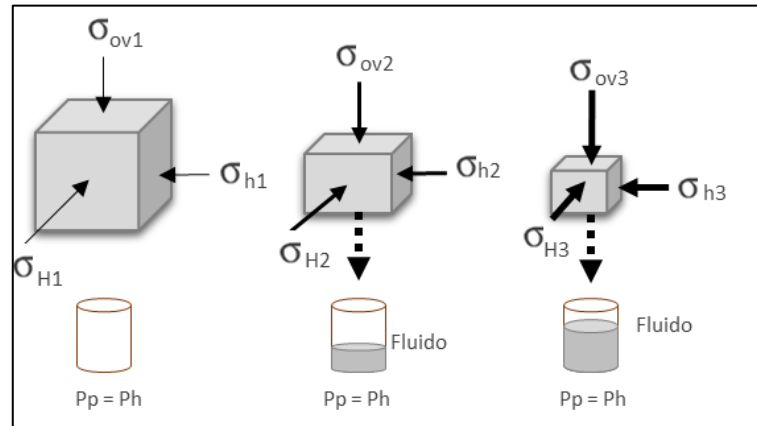


Figura 15- Expulsão de fluidos durante o processo de compactação normal (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Segundo TERZAGHI, 1943 *apud* KUMAR, 2012, a pressão efetiva (Figura 16), pressão que atua na rocha sólida, controla o processo de compactação de rochas sedimentares.

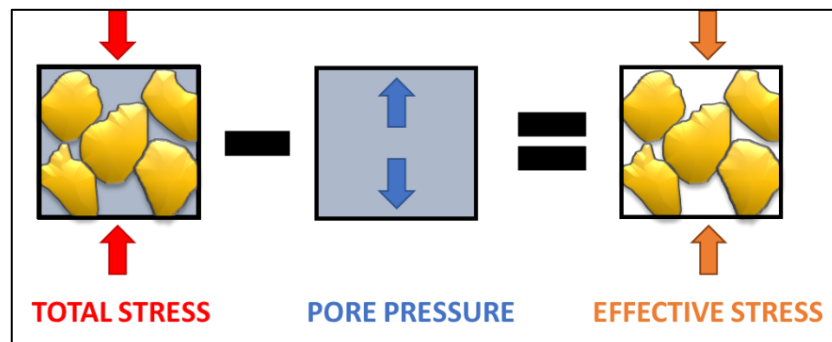


Figura 16- Esquema representando a tensão total, a pressão de poros e a tensão efetiva do Princípio de Terzaghi (modificado de KUMAR, 2012).

Abaixo são apresentados os conceitos das principais pressões e tensões de subsuperfície: pressão hidrostática; pressão de sobrecarga (ou *overburden*), pressão de fratura e pressão de poros, de acordo com ROCHA e AZEVEDO, 2009.

Pressão de sobrecarga

A pressão de sobrecarga é dada pelo somatório das pressões exercidas por todas as camadas sobrepostas. A pressão de sobrecarga em determinada profundidade é calculada pela seguinte integral:

$$s = \int_{z_0}^z \rho_b \cdot g \cdot dz \quad (1)$$

Onde:

S, pressão de sobrecarga;

ρ_b , densidade da formação;

g, constante aceleração da gravidade;

dz, variação de profundidade;

z, profundidade; e

z_0 , profundidade inicial.

O gradiente de sobrecarga é determinado através da relação entre a pressão de sobrecarga e a profundidade, pela seguinte expressão:

$$Gov = \frac{\sigma_s}{Z} \quad (2)$$

Onde:

G_{OV} , gradiente de sobrecarga;

σ_s , tensão de sobrecarga e;

Z, profundidade em metros.

Nota-se que as densidades das camadas sobrejacentes são incógnitas na formulação do gradiente de sobrecarga (SANTOS NETO, 2015). Para determinação das densidades, pode-se utilizar o perfil de densidade, quando este está presente em todo o poço. Alternativamente, quando não há valores de densidade suficiente para determinar o gradiente de sobrecarga, estes podem ser obtidos pela aplicação da formulação de Gardner (GARDNER, 1974) a partir da utilização do perfil sônico.

A Figura 17, apresenta as curvas típicas, esperadas, do gradiente de pressão de sobrecarga, em $\text{lb}\cdot\text{gal}^{-1}$ e do perfil de pressão de sobrecarga em psi.

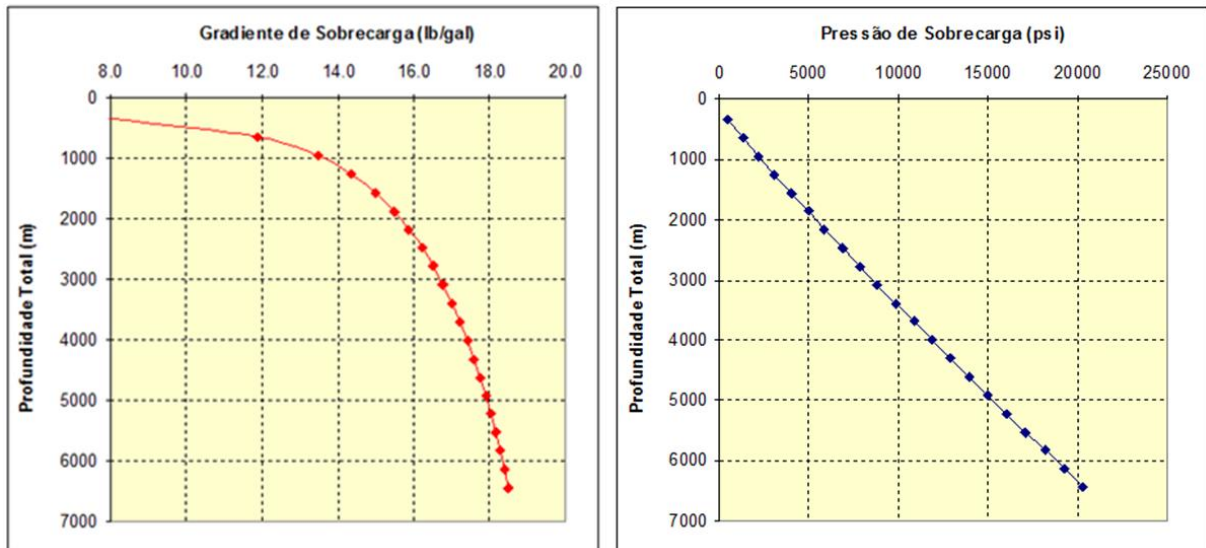


Figura 17- Curvas de gradiente de sobrecarga e perfil de pressão de sobrecarga esperados (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Pressão de fratura:

A pressão de fratura normalmente ocorre quando o fluido de perfuração exerce uma pressão sobre a formação alta o suficiente a ponto de provocar o fraturamento da rocha, fazendo com que haja perda de fluido do poço para a formação (perda de circulação). A pressão de fratura também pode ocorrer em função do baixo peso de lama, onde há desmoronamento e colapso da parede do poço (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Pressão hidrostática:

Segundo ROCHA e AZEVEDO, 2009, a pressão hidrostática é a pressão exercida pela coluna de fluido em função da densidade e da altura vertical. A pressão hidrostática é expressa como:

$$P_h = \rho \cdot g \cdot h \quad (3)$$

Onde:

P_h , pressão hidrostática;

ρ , densidade do fluido;

g , constante gravitacional; e

h , altura da coluna de fluido

Para a pressão em *psi*, a profundidade em metros e o gradiente em lb.gal^{-1} , a pressão hidrostática é expressa como:

$$P = 0,1704 \cdot GP \cdot D \quad (4)$$

Onde:

GP , gradiente de pressão em lb.gal^{-1} ;

P , pressão em psi ; e

D , profundidade vertical em metros.

Pressão de poros

Segundo NARCISO, 2015, a pressão de poros, também designada como pressão de formação, representa a pressão que o fluido exerce no interior dos poros da rocha, sendo, geralmente, a pressão hidrostática ou pressão exercida por uma coluna de água desde o nível do mar até a profundidade da formação, quando em condições normais, Figura 18.

O Gradiente de Pressão de Poros é a relação entre a pressão de poros e profundidade, dado pela expressão (ROCHA e AZEVEDO, 2009):

$$G_p = \frac{P_p}{0,1704 \cdot Z} \quad (5)$$

Onde:

G_p , gradiente de pressão de poros em lb.gal^{-1} ;

P_p , pressão de poros em psi ; e

Z , profundidade vertical em metros.

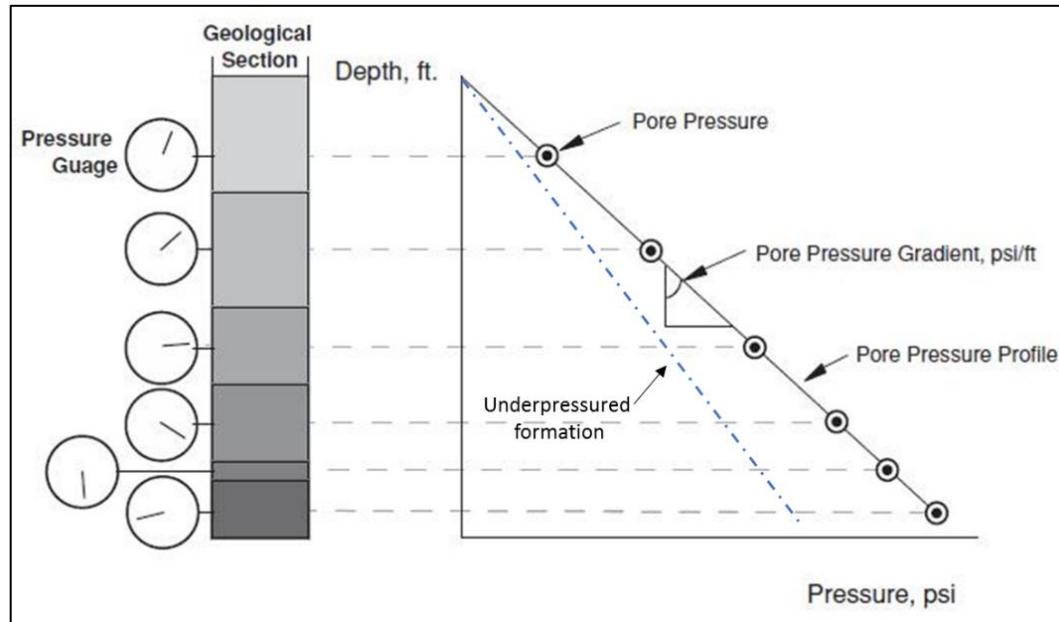


Figura 18- Ilustração de pressão de poros normal (NGUYEN, 2013).

Resumidamente, a pressão de poros ou pressão de formação é definida como a pressão atuante no espaço poroso dos fluidos da formação, essa pressão também é definida como pressão normal, a pressão hidrostática é a pressão causada pelo peso de uma coluna de fluido, e a pressão efetiva é a pressão que atua na rocha sólida, e é definida por TERZAGHI, 1943, como a diferença entre a pressão de sobrecarga e a pressão de poros.

Se a garganta dos poros estiver interligada em toda formação até a superfície, o gradiente de pressão do fluido na rocha, em qualquer profundidade, será a mesma, o que é considerada pressão normal (NGUYEN, 2013). Vale ressaltar que, mesmo que o gradiente de pressão de poros seja o mesmo em qualquer profundidade (desconsiderando-se variações de densidade da água devido a mudanças de salinidade e temperatura), a pressão de poros aumentará com a profundidade.

Segundo ROCHA e AZEVEDO, 2009, a pressão de poros considerada normal varia de acordo com o meio e deve assumir valores iguais ao da pressão exercida pela coluna hidrostática do fluido da formação. Entende-se como pressões normais valores que variam entre $8,5 \text{ lb.gal}^{-1}$ ($1,02 \text{ g.cm}^{-3}$) e 9 lb.gal^{-1} ($1,08 \text{ g.cm}^{-3}$), exemplificada na Tabela 2 abaixo.

Tabela 2- Classificação de Pressão de Poros (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

| | | |
|-----------------------------------|--|--|
| Anormalmente Baixa | Pressão de Poros < Pressão Hidrostática | $G_p < 8,5 \text{ lb/gal}$ |
| Normal | Pressão de Poros = Pressão Hidrostática | $8,5 \text{ lb/gal} < G_p < 9,0 \text{ lb/gal}$ |
| Anormalmente Alta ou Sobrepressão | Pressão Hidrostática < Pressão de Poros < 90% da Pressão de Sobrecarga | $9,1 \text{ lb/gal} < G_p < 90\% \text{ do Gov}$ |
| Alta Sobrepressão | Pressão de Poros > 90% da Pressão de Sobrecarga | $G_p > 90\% \text{ Gov}$ |

Quando a pressão de poros se encontra acima ou abaixo do gradiente de pressão “normal”, ou acima ou abaixo da pressão hidrostática, é chamado pressão de poros anormal e são subdivididas em: subpressão e sobrepressão.

As pressões de poros anormalmente baixas ou subpressões são pressões menores do que a pressão hidrostática, geralmente abaixo de 8 lb.gal^{-1} . Elas ocorrem com menos frequência nas formações geológicas, no entanto, podem ser desenvolvidas durante a produção de um poço, após a depleção de um reservatório.

As sobrepressões ou pressões anormalmente altas, por outro lado, são pressões maiores do que a pressão hidrostática, geralmente acima de 10 lb.gal^{-1} e ocorrem com alta frequência em bacias sedimentares, principalmente em folhelhos, onde os fluidos não conseguem escapar dos poros (NARCISO, 2015) (Figura 19).

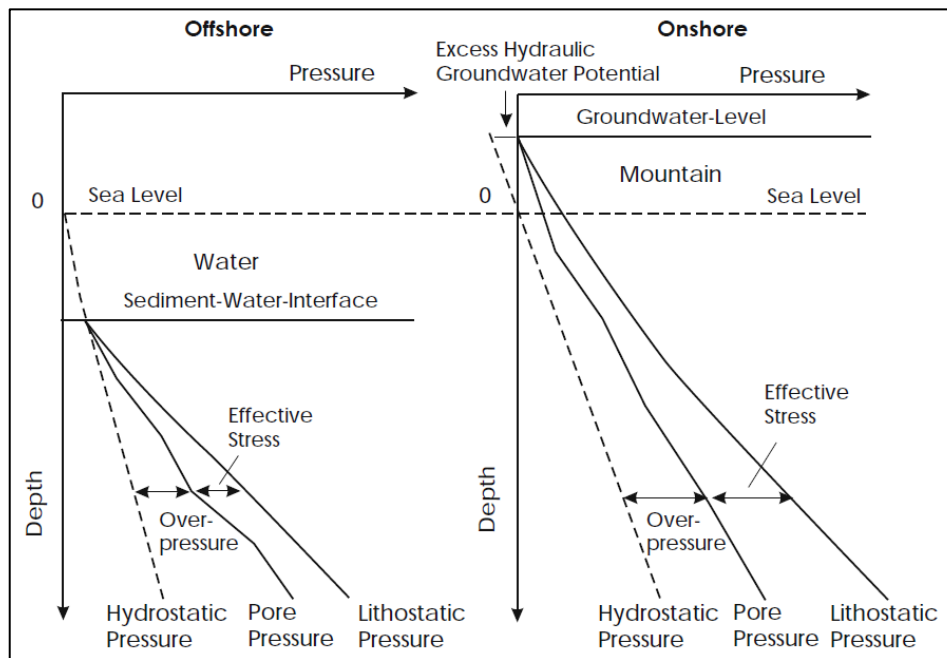


Figura 19- Definições de pressão de poros e tensões subterrâneas (adaptado de HANTSCHHEL, 2009).

3.3 Mecanismos Geradores de Sobrepressão

A sobrepressão é um estado de desequilíbrio entre a expulsão e a retenção de fluidos (LAREDO, 2007). As sobrepressões podem ser geradas por um único mecanismo ou pela combinação de vários, tendo como condição necessária a existência de um ambiente selado e/ou a presença de rochas de baixa permeabilidade (NARCISO, 2015). As pressões anormalmente altas estão em equilíbrio com o meio e normalmente são dissipadas ao longo do tempo geológico por migração vertical ou lateral de fluidos (OSBORNE e SWARBRICK, 1997).

Segundo ROCHA e AZEVEDO, 2009, os diferentes mecanismos geradores de sobrepressão estão relacionados a aspectos pertinentes tanto às rochas, quanto às condições de fluxo, tais como permeabilidade da formação, tipo de fluido e temperatura. De acordo com OSBORNE e SWARBRICK, 1997, que resumiram diversos trabalhos sobre pressões anormais, os seguintes mecanismos podem ser responsáveis pelas pressões anômalas: desequilíbrio de compactação, expansão de fluidos, geração de hidrocarbonetos e tectonismo.

Algumas destas origens serão discutidas a seguir:

Desequilíbrio de Compactação:

O desequilíbrio de compactação é uma das principais causas de pressão anormal no mundo devido à rápida sedimentação no Terciário. No processo de compactação anormal, à medida que o soterramento avança, não há o equilíbrio no escape do fluido presente na formação. Segundo, DOMINGUES, 2008, com o rápido soterramento, a tensão de sobrecarga aumenta e leva a uma brusca expulsão de fluidos. Se o fluido não for expulso em quantidades suficientes, parte da sobrecarga será suportada pelos fluidos presentes nos poros, e a pressão de poros subirá e ficará maior do que a pressão hidrostática (Figura 20).

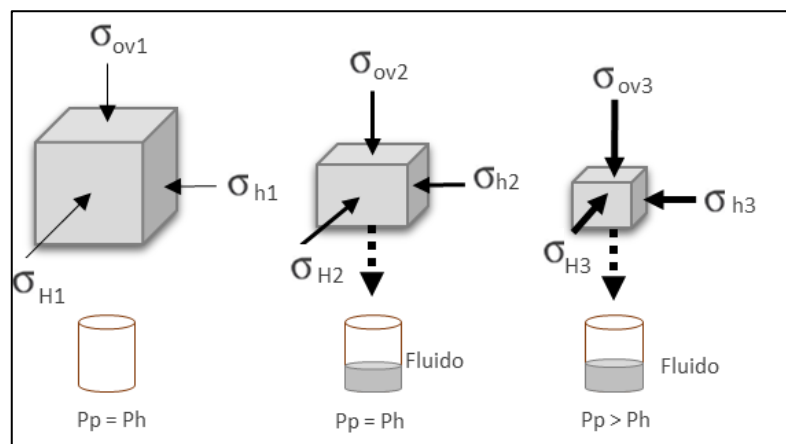


Figura 20- Processo de expulsão do fluido durante a compactação anormal (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Bordas de margem passiva com grandes deltas são áreas comuns para esse tipo de geopressão devido à deposição contínua e rápida de espessas camadas de sedimentos, fazendo com que o fluido trapeado fique retido nos poros dos folhelhos ou em finas camadas de areia, como por exemplo na Foz do Amazonas e Golfo do México (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

A Figura 21, abaixo, apresenta uma seção geológica da Bacia da Foz do Amazonas, onde grandes espessuras de sedimentos do delta do Cone do Amazonas foram depositadas de forma

rápida sobre os sedimentos pré-cone que, em grande parte da bacia, apresentam ocorrências de pressões anormais.

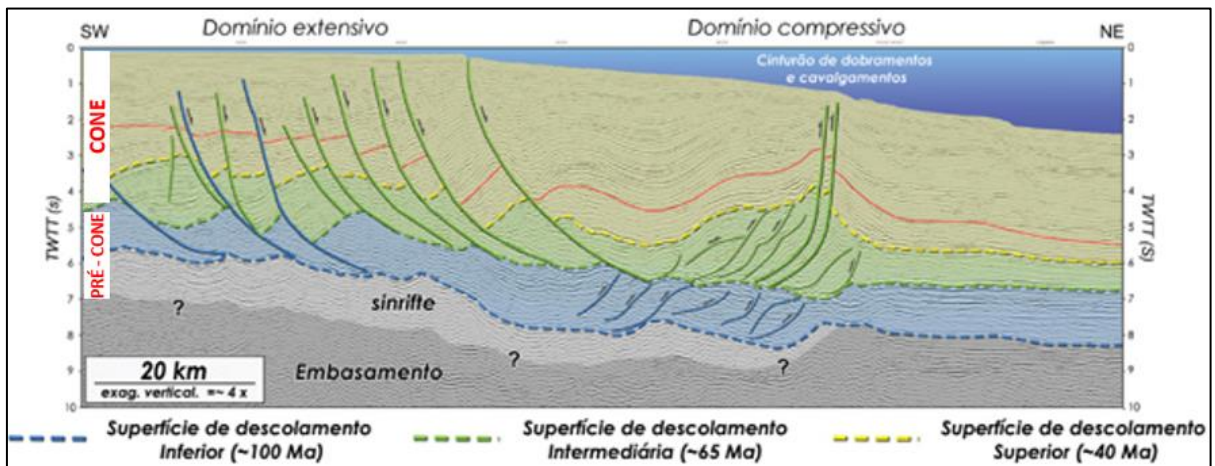


Figura 21- Seção geológica da Bacia Foz do Amazonas, destacando a seção cone e pré-cone (adaptado de PEROVANO, 2009).

Na Figura 22, de VELAZQUEZ-CRUZ, 2017, é ilustrada de maneira didática a sobrepressão por desequilíbrio de compactação. Primeiro, ocorre expulsão normal de fluido com o aumento do soterramento e, após, com a redução de permeabilidade, a expulsão do fluido é dificultada, aumentando a pressão de poros.

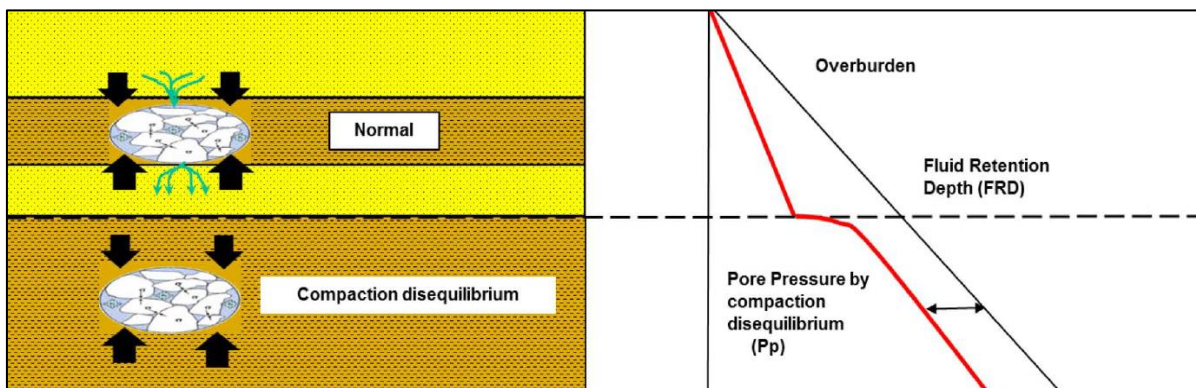


Figura 22- Aumento de pressão com o soterramento. Primeiro ocorre expulsão normal de fluido com o aumento do soterramento e depois, a redução de permeabilidade dificulta a expulsão do fluido, aumentando a pressão de poros (VELAZQUEZ-CRUZ, 2017).

Zonas de sobrepressão por subcompactação identificam valores de porosidades mais altos do que os esperados a uma determinada profundidade (ROCHA e AZEVEDO, 2009). Segundo OSBORNE e SWARBRICK, 1997, a sobrepressão inibe a compactação, e, portanto, as pressões anormais poderiam, teoricamente, preservar as porosidades dos sedimentos, sendo possível observar esse fenômeno em perfis elétricos que indiquem porosidade como os perfis de resistividade, densidade, sônico e o próprio perfil de porosidade neutro (Figura 23).

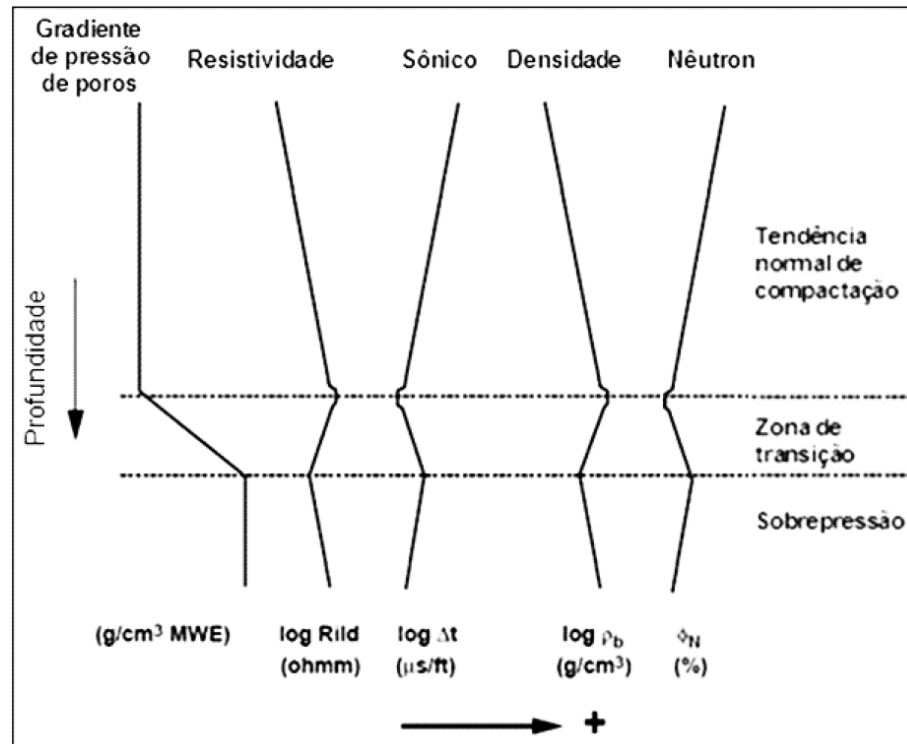


Figura 23- Comportamento dos perfis de poços à compactação normal e à sobrepressão por subcompactação (HERMANRUD, 1998 *apud* DOMINGUES 2008).

Expansão de Fluidos:

Outro mecanismo gerador de anomalias de pressão de poros é a expansão de fluidos, ocasionado durante a diagênese de argilas, por transformação mineral e liberação de água para o sistema (HILLIER, 1996). Este mecanismo consiste no aumento do volume de fluido dentro dos poros da rocha (ROCHA e AZEVEDO, 2009). Segundo, BARKER, 1972, qualquer corpo de água acima de 4°C expande levemente com o aumento da temperatura. A pressurização por este mecanismo só é possível quando ocorre em um sistema perfeitamente selado/ isolado e com permeabilidade extremamente baixa, onde o volume é mantido constante e a temperatura aumenta, agindo da seguinte maneira:

$$\text{Expansão do Volume de Poros} < \text{Expansão do Volume de Água}$$

De acordo com COLTEN-BRADLEY, 1987, a adição de uma camada de água na estrutura contribui para o aumento da pressão de poros e/ou aumento da densidade da água. As esmectitas, uma argila de camadas mistas, por exemplo, são estáveis com duas ou três camadas de água em sua estrutura. Caso esse corpo de água esteja confinado o aumento da pressão é muito rápido (BARKER, 1972). Os sedimentos muitas vezes são ricos em esmectita que podem ter grandes quantidades de água ao ser depositada. Durante o soterramento esse mineral passa

por uma série de mudanças, a pressão expulsa a água da esmectita para o sistema e transforma-a em illita (HILLIER, 1996). Segundo DOMINGUES, 2008, a transferência de tensões para os fluidos, devido a transformação da esmectita para illita, são os responsáveis pela geração de sobrepressão. Já, COLTEN-BRADLEY, 1987, assume que a perda de água da esmectita só é responsável por anomalias de alta pressão quando a desidratação ocorre em folhelhos, porém o aumento resultante da pressão do fluido inibe a desidratação adicional. SWARBRICK e OSBONE, 2002, relacionam ocorrências de altas pressões com intervalos de transformação da esmectita onde as temperaturas estariam entre 75° e 150°C, embora haja exceções, e em rochas de baixa permeabilidade. Segundo esses autores, a permeabilidade seria mais importante para geração de pressões anormais do que o aumento do volume de fluido por transformação da esmectita propriamente dita, uma vez que a desidratação simples da esmectita em rochas porosas não está associada à geração de pressão anormal.

Geração de Hidrocarbonetos:

A geração de hidrocarboneto é também relacionada a um mecanismo de expansão de fluido e redução da permeabilidade relativa óleo/água, podendo contribuir para o aumento de pressão (FERTL, 1994). De acordo com DOMINGUES, 2008, dois processos são responsáveis pelo aumento de pressão: a conversão/transformação de querogênio em óleo e a geração de gás. A geração de um fluido a partir de uma rocha sólida faz com que parte da sobrecarga se transfira para os fluidos presentes nos poros causando aumento da pressão de poro. O craqueamento térmico do óleo para gás, por sua vez, pode levar a um expressivo aumento da pressão, uma vez que somente 1% de craqueamento é suficiente para elevar a pressão interna do reservatório acima da pressão litostática (pressão de sobrecarga) (BARKER, 1990). Esse processo também pode gerar fraturamento e posterior diminuição de pressão.

Além disso, segundo MEISSNER, 1981, o aumento de pressão de poros depende do volume de expansão de fluido da rocha, causada por altas temperaturas associadas ao soterramento, e do isolamento do sistema, constituindo um sistema fechado.

Tectonismo:

As anomalias de pressão são frequentemente seladas lateralmente por argilas presentes no plano de falha, onde também podem ocorrer zonas de mineralização associadas. A falha pode agir como um selo e não permite a migração e o alívio de pressão ao longo do tempo geológico, conseqüentemente, aumentando a pressão nos poros (HILLIER, 1996). O aparecimento de pressões anormalmente altas será em função da redução do espaço poroso e da capacidade de expelir fluido. Normalmente, é esperado que falhas normais atuem como drenos, uma vez relacionadas a um sistema extensivo que tende a ficar aberto, equalizando os gradientes de pressão. Por outro lado, como dito anteriormente, se houver a cristalização de minerais não permeáveis, como calcita, dolomita e quartzo, a falha pode atuar como selo, podendo originar altas pressões (ROCHA e AZEVEDO, 2009; HILLIER, 1996). Zonas de empurrão, por sua vez, são causadas por tensões de compressão e tendem a ser fechadas, e estão sujeitas as ocorrências de pressão anormal, uma vez que o *stress* horizontal pode atingir o dobro da sobrecarga antes da falha ocorrer. O *stress* que atua diretamente nos fluidos dos poros deve, necessariamente, causar sobrepressão, uma vez que, com o aumento de tensões devido à compressão, é possível que a dissipação do fluido da formação não ocorra em equilíbrio com a compactação (ROCHA e AZEVEDO, 2009). Neste caso, elas têm a tendência de agir como barreiras para circulação de fluido. Regiões propícias para a ocorrência deste tipo de mecanismo de pressão são as zonas de cinturões de dobramentos apresentados no capítulo anterior.

A Figura 24 apresenta um exemplo esquemático onde ocorre uma concentração de pressão anormal nas regiões comprimidas. Segundo ROCHA e AZEVEDO, 2009, geralmente, áreas de dobramentos contêm campos de altas pressões, sendo a magnitude dessas pressões relacionáveis à magnitude da tensão e deformação da rocha. Esse fenômeno faz com que o fluido seja comprimido dentro dos poros da rocha, não conseguindo escapar devido à presença de rocha selante (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

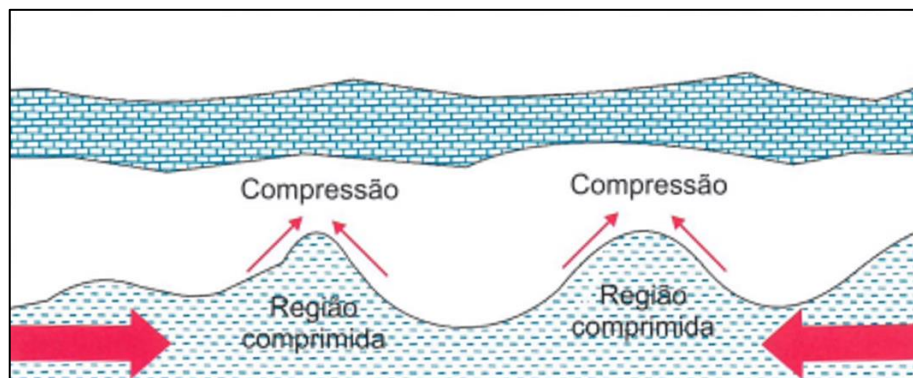


Figura 24- Esquema de forças de tectonismo aplicadas a uma região (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Mecanismo *Buoyancy* (Diferença de Densidade):

O efeito *buoyancy* ou força de empuxo faz com que fluidos de menor densidade subam para regiões mais altas. A pressão nos fluidos se transmite em todas as partes do reservatório e, segundo ROCHA e AZEVEDO, 2009, a transmissão de pressão depende de três fatores: densidade dos hidrocarbonetos, altura da coluna de fluidos e pressão do fluido da formação na base da coluna.

A transmissão hidráulica de pressão pode gerar sobrepressão próximo ao topo da zona permeável quando, acima do aquífero, o reservatório contiver um fluido menos denso, como gás e óleo (ROCHA e AZEVEDO, 2009). Segundo estes autores, caso o reservatório seja normalmente pressurizado e contiver apenas água, não serão gerados gradientes de pressão anormal por diferença de densidade.

DOMINGUES, 2009, diz que o processo de *buoyancy* ocorre localmente em reservatórios extensos preenchidos com hidrocarbonetos leves e que, eventualmente, o excesso de pressão representado pelo empuxo da coluna de hidrocarbonetos, pode levar ao vazamento dos hidrocarbonetos por fraturamento hidráulico, reativação de falhas ou pelos capilares da rocha selante.

Na Figura 25, observa-se um mesmo reservatório, em amarelo, com três fluidos de densidades diferentes. O fluido azul marinho, inferior, é composto por água e tem um gradiente de pressão no topo de 9 lb.gal⁻¹, o fluido preto é composto por óleo com 9,1 lb.gal⁻¹ e o fluido azul claro, superior, é composto por gás, com uma pressão no topo de 9,45 lb.gal⁻¹. O gradiente de pressão de poro do folhelho que fica logo acima do topo do reservatório é normal e igual a 8,75 lb.gal⁻¹.

A presença da coluna de hidrocarboneto leva ao aparecimento do efeito *buoyancy* (ROCHA e AZEVEDO, 2009), o que gera um gradiente de pressão de poros de 9,45 lb.gal⁻¹ no topo do reservatório com gás.

Segundo DOMINGUES, 2009, o aumento da pressão é proporcional à diferença de densidade entre a água e o hidrocarboneto, podendo ser calculada pela fórmula:

$$\Delta P = g \cdot h \cdot (\rho_A - \rho_{HC}) \quad (6)$$

Onde,

ΔP , gradiente de pressão;

g , aceleração da gravidade;

h , altura da coluna de fluido;

ρ_A , densidade da água;

ρ_{HC} , densidade do hidrocarboneto.

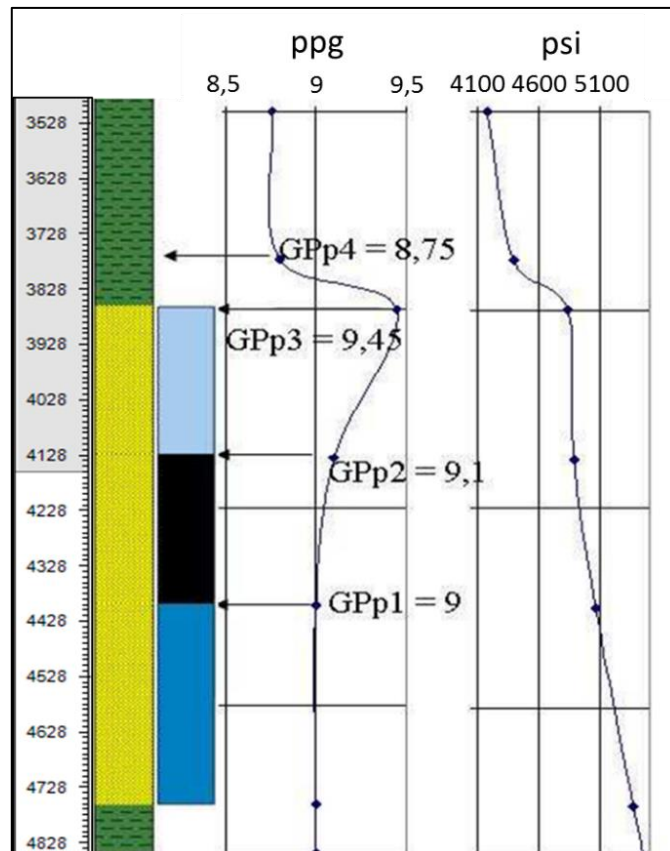


Figura 25- Exemplo do efeito *buoyancy* devido à presença do reservatório de óleo e gás acima do aquífero (SILVEIRA, 2009).

Efeito Centróide e Transferência de Pressão

O conceito do centróide foi definido por Traugott e Heppard em 1994, que mostra que um reservatório inclinado, envolto por folhelhos, terá pressões de poros em equilíbrio (idênticas) às pressões dos folhelhos circundantes somente em uma profundidade chamada centróide. Acima do centróide o reservatório terá pressão nos fluidos maiores que as argilas adjacentes e abaixo do centróide o reservatório terá pressão nos fluidos menores (HEPPARD, 1998).

Embora não seja um mecanismo primário de geração de pressão de poros, a transferência pode ser o principal controle na distribuição de pressão em excesso. Segundo ROCHA e AZEVEDO, 2009, essa transferência pode ocorrer de duas maneiras: (1) controlada por um canal conector como uma falha, ou (2) dentro de uma mesma formação permeável, dependendo

da geometria e da inclinação da camada. Para LAREDO, 2007, a diferença de pressão entre estes dois corpos se deve (1) à impermeabilidade relativa do folhelho e (2) à redistribuição de pressão dentro do reservatório, que significa que pressões de poros existentes em folhelhos inferiores podem ser transmitidas para corpos de arenitos localizados acima do mesmo, podendo alcançar pressões maiores que os folhelhos ao redor.

De acordo com DOMINGUES, 2009, a migração de fluidos é mais efetiva dentro de formações permeáveis inclinadas, devido ao desnível entre a base e o topo. A alta pressão da base do reservatório é transmitida para o topo, de tal forma que, o topo da estrutura fica com um gradiente de pressão de poros anormalmente alto, devido a diminuição da profundidade (Figura 26). TRAUGOTT, 1997, cita que a sobrepressão nesses reservatórios será ainda maior se existirem hidrocarbonetos devido a *buoyancy*, com a atuação de dois mecanismos geradores de altas pressões.

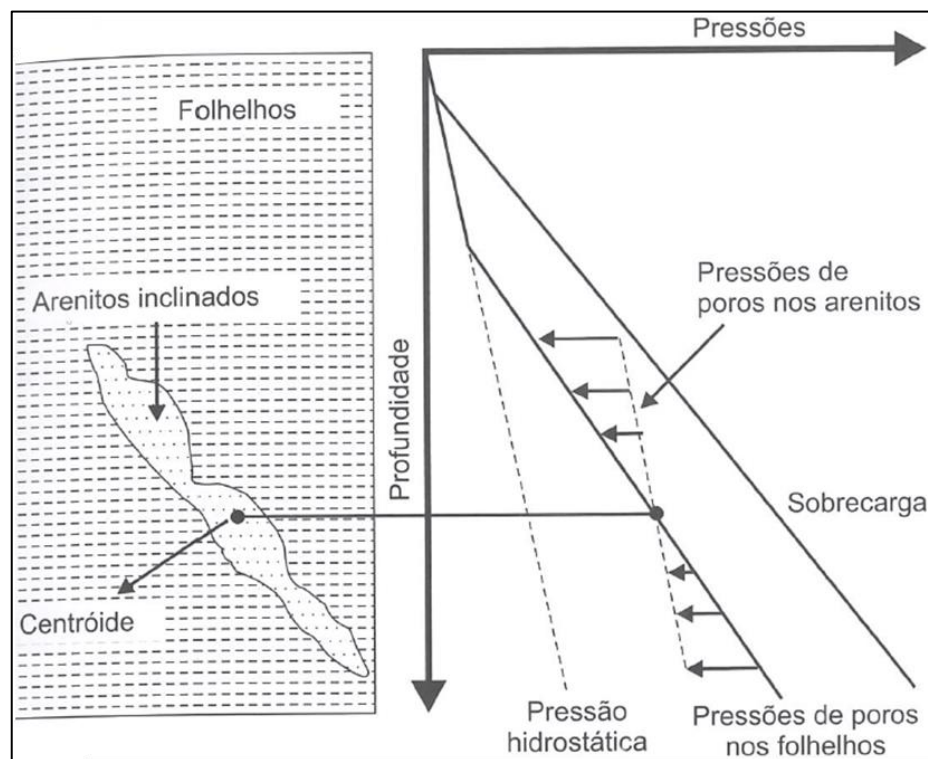


Figura 26- Representação esquemática do efeito centróide em um gráfico de pressão e profundidade (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

A Figura 27, abaixo, mostra um exemplo de reservatórios inclinados, onde o gradiente de pressão de poros aumenta em regiões mais altas. Como no caso do aumento de pressão em direção ao poço A, isto é, com a diminuição da profundidade.

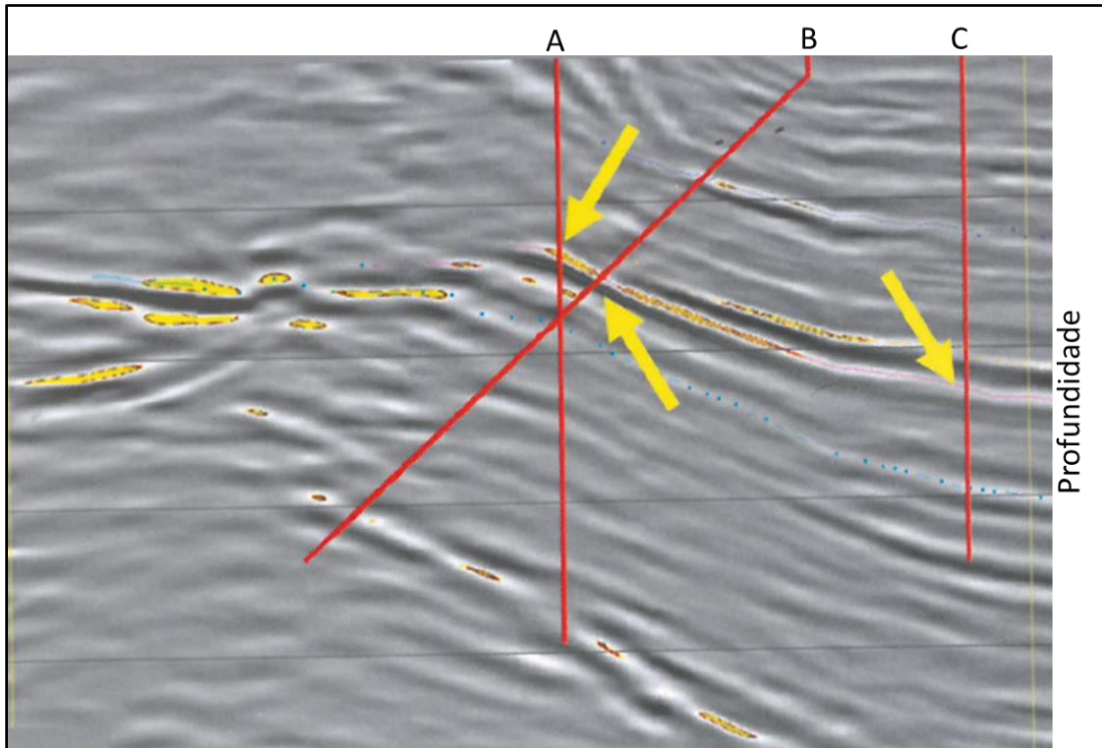


Figura 27- Seção sísmica mostrando estruturas inclinadas que podem transmitir pressões. As setas indicam os pontos em que os poços atravessam estruturas permeáveis (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Segundo HEPPARD, 1998, há exemplos do efeito centróide em reservatórios do Mioceno no Delta do Nilo, no Egito, onde a exploração tem se mostrado bem-sucedida em reservas de gás e condensado com sobrepressão. Outro exemplo ocorre no campo de Samaan, em Trinidad e Tobago, onde o topo dos reservatórios apresenta pressões maiores do que nos folhelhos adjacentes.

3.4 Quantificação da Pressão de Poros

Poços de petróleo são construídos baseados em estimativas de gradiente de pressão de poros. Para entender o comportamento das pressões ao longo de um poço, campo ou bacia, podem ser utilizados métodos de medições diretas ou indiretas.

As medições diretas são testes feitos dentro do poço e restritos às formações permeáveis, limitando-se ao reservatório. Estes testes medem a pressão de poros estática da formação, geralmente com medições pontuais (NARCISO, 2015).

A Figura 28, apresenta um exemplo de ferramenta de teste de pressão pontual. Essas ferramentas, além de medirem a pressão em um determinado ponto, são capazes de medir a temperatura no poço e retirar amostras do fluido do reservatório.

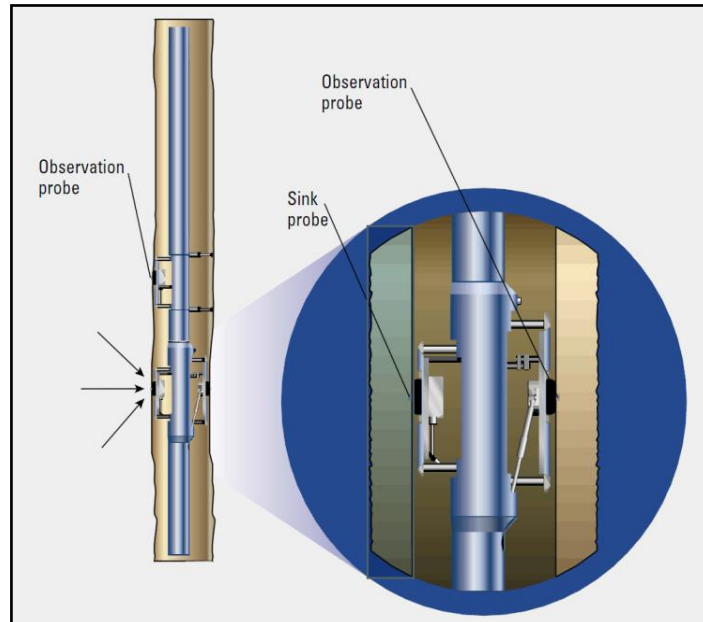


Figura 28-Ferramenta de teste de formação MDT (*modular formation dynamics tester*) (www.slb.com).

As medidas diretas de pressão de poros de uma formação também podem ser adquiridas a partir de testes por tubulação que são feitos por ferramentas descidas no poço através da tubulação de perfuração e isolam um intervalo do poço, submetendo-o a fluxo e a produção de fluidos (DOMINGUES, 2008). Nos testes de pressão por tubulação, são descidos obturadores que estabelecem um diferencial de pressão entre a formação e o interior do poço, registrando a pressão estática da formação em função do tempo de produção (SANTOS NETTO, 2015).

Nem sempre as medições diretas de pressões de poros apresentam resultados razoáveis, muitas vezes, por sua escassez de dados, e por isso são utilizadas como calibradores de métodos indiretos.

Segundo CRUZ, 2009, os métodos indiretos, conhecidos como métodos de previsão em folhelho, assumem que a pressão de poros medida em arenitos é igual às pressões em folhelho e possibilitam a estimativa e a calibração com as medições diretas. Comumente, estes métodos utilizam dados sísmicos e/ou perfis para estimar a pressão de poros.

De acordo com ZOBACK, 2007, existem duas circunstâncias em que as estimativas de pressão de poros, a partir de métodos indiretos, são importantes: (1) estimação de pressão a partir de dados de reflexão sísmica antes da perfuração, necessário para segurança e otimização de projetos de poço; e, (2) estimativa de pressão de poros em folhelhos durante e depois da perfuração, já que em rochas impermeáveis a aquisição de dados por medição diretas são difíceis.

A seguir serão discutidos alguns métodos de estimativa de pressão de poros.

3.4.1 Estimativa de pressão a partir de propagação de ondas mecânicas

Na indústria do petróleo é comum o uso de dados sísmicos para inferir a superfície da formação com sobrepressão, uma vez que velocidades sísmicas estão correlacionadas com as tensões efetivas na formação geológica em muitos ambientes (SAYERS et al., 2006). Os métodos de estimativa de pressão de poro em folhelhos são baseados em relações proporcionais entre porosidade e pressão de poros e inversamente proporcionais entre porosidade e tensão efetiva (SILVEIRA, 2009). Segundo NARCISO, 2015, as previsões de pressão de poros, através de velocidades sísmicas, normalmente utilizam velocidades intervalares de ondas compressão P, muito embora também se pode utilizar ondas cisalhantes S ou a razão entre elas. As velocidades intervalares dependem da porosidade do meio, do fluido no espaço poroso, do estado de tensão *in situ*, da estrutura dos poros, da temperatura, da litologia, do conteúdo de argilas, da cimentação e da frequência de propagação das ondas (DUTTA, 2002, *apud* NARCISO, 2015).

Existem diversos métodos para estimativas de pressão de poros, no entanto, o mais utilizado, devido a sua praticidade e simples aplicação, é o método de Eaton, muito embora o método de Bowers também seja um método de extrema importância, já que considera o mecanismo de expansão de fluidos além da subcompactação (NARCISO, 2015).

Nesses dois métodos, baseado no mecanismo de subcompactação, comumente é esperado que a velocidade na rocha aumente de acordo com a profundidade e o tempo de trânsito diminua, ou seja, ambas variam de maneira previsível com a profundidade devido à redução de porosidade e aumento no contato dos grãos. Se há mudanças significativas no comportamento dessas variáveis, como a diminuição da velocidade, isto é, aumento no tempo de trânsito, e aumento da porosidade, pode-se assumir a ocorrência de zonas geopressurizadas ou mudanças bruscas na litologia (SAYERS et al. 2006).

O método de EATON, 1972, comparado com outros métodos de previsão, só depende de quatro parâmetros para calibração: (1) o expoente, definido como 3,0 para o perfil sônico, baseado em dados do Golfo do México; (2) a pressão de sobrecarga; (3) o gradiente de pressão normal; e, (4) o *trend*, embora a definição do *trend* represente o ponto fraco do método pelas incertezas associadas devido à alta sensibilidade do modelo à variação do mesmo (EATON, 1972). Neste método, o primeiro passo é traçar o *trend* de compactação normal do folhelho, uma vez que rochas argilosas com mesma composição mineralógica devem apresentar uma única tendência dentro da zona de compactação normal (NARCISO, 2015). Segundo

NARCISO, 2015, este *trend* representa as condições normais de compactação, sendo necessária uma zona argilosa, normalmente compactada, para poder ser traçada.

A Figura 29, de ROCHA e AZEVEDO, 2009, é ilustrado a determinação do traçado do *trend* de compactação normal.

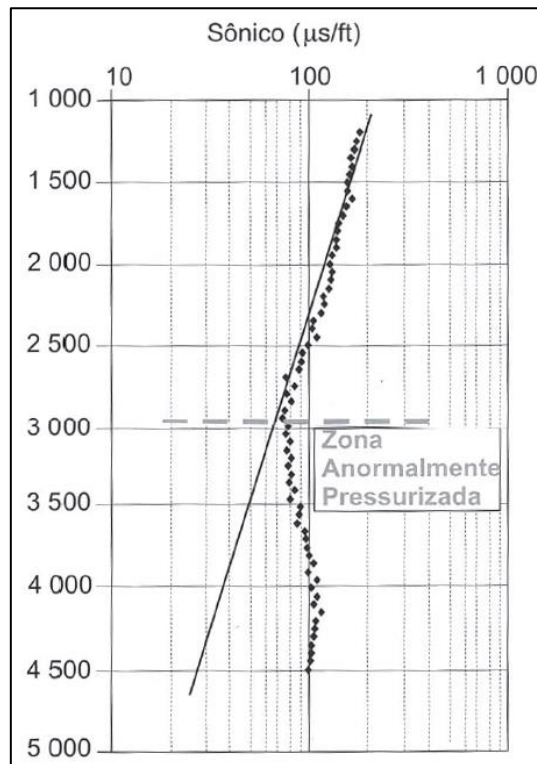


Figura 29- Solução para o traçado do *trend* (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

O método de Eaton, permite estimar o gradiente de pressão de poros a partir do tempo de trânsito obtido pelo perfil sônico ou a partir da velocidade sísmica, baseado na velocidade intervalar, segundo as equações (EATON, 1975):

$$G_p = G_{ov} - \left[(G_{ov} - G_n) \cdot \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta t_0} \right)^3 \right] \quad (7)$$

Ou

$$G_p = G_{ov} - \left[(G_{ov} - G_n) \cdot \left(\frac{V_0}{V_n} \right)^3 \right] \quad (8)$$

Onde:

G_p , gradiente de pressão de poros;

G_{ov} , gradiente de sobrecarga;

G_n , gradiente de pressão de poros normal;

Δt_o , tempo de trânsito observado;

Δt_n , tempo de trânsito segundo a tendência normal de compactação;

V_o , velocidade sísmica observada; e,

V_n , velocidade sísmica segundo a tendência normal de compactação.

O valor do tempo de transito da tendência normal de compactação (Δt_n) é estimado segundo a equação abaixo:

$$\Delta t_n = \Delta t_1 \cdot 10^{m(D-D_1)} \quad (9)$$

Onde,

Δt_1 , tempo de trânsito no ponto um;

D_1 , profundidade vertical do ponto um, em metros;

D , profundidade vertical do ponto desejado, em metros; e,

m , baseado na equação da reta do *trend* de compactação extraído dos perfis geofísicos.

Segundo LAREDO, 2007, cita que a desvantagem da utilização da metodologia de Eaton é a necessidade de uma região normalmente compactada. BOWERS, 1994, *apud* SILVEIRA, 2009, acredita que muitas vezes pode haver falhas nestas estimativas pelo fato de não levar em consideração outros mecanismos de geração de pressão de poros além da subcompactação.

O método de Bowers é baseado nas tensões efetivas e apresenta dois modelos para estimar essas tensões em áreas com pressões anormais: um considerando a subcompactação e outro considerando a expansão de fluidos (NARCISO, 2015). Sua teoria é baseada em fundamentos da mecânica de solos, no comportamento tensão – deformação, conseguindo relacionar tensões efetivas com velocidades sônicas (ou intervalares) (LAREDO, 2007).

BOWERS, 1994, considerou dois comportamentos de compactação distintos para detecção de pressões anormais: o estado de não decréscimo de tensão efetiva e a redução de tensão efetiva.

O estado de não decréscimo de tensão efetiva, relacionado com a subcompactação, ocorre quando há aumento de tensão total e a pressão de poros cresce na mesma propagação mantendo a tensão efetiva constante em diferentes profundidades (Figura 30). As velocidades sônicas então atingem os valores de velocidade na matriz (nos grãos). A relação entre velocidade e tensão efetiva nessas condições é denominada curva virgem (SILVEIRA, 2009).

A redução de tensão efetiva, por sua vez, está relacionada com a expansão de fluidos causada pelo aumento da temperatura, maturação do querogênio ou diagênese de argilas (Figura 31). Quando se verifica o aumento de pressão de poros em profundidade a uma taxa superior a tensão total, esta pode originar a redução de tensão efetiva e a diminuição de velocidade, denominada velocidade reversa (curva de descarga) (NARCISO, 2015).

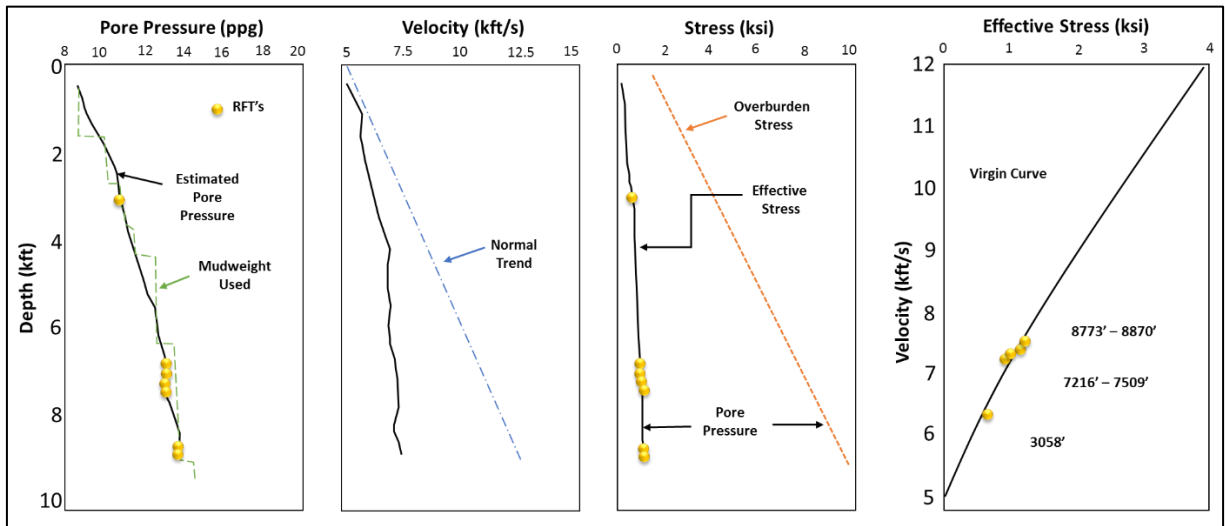


Figura 30- Comportamento de sobrepressão por subcompactação. Um exemplo no Golfo do México (BOWERS, 1994).

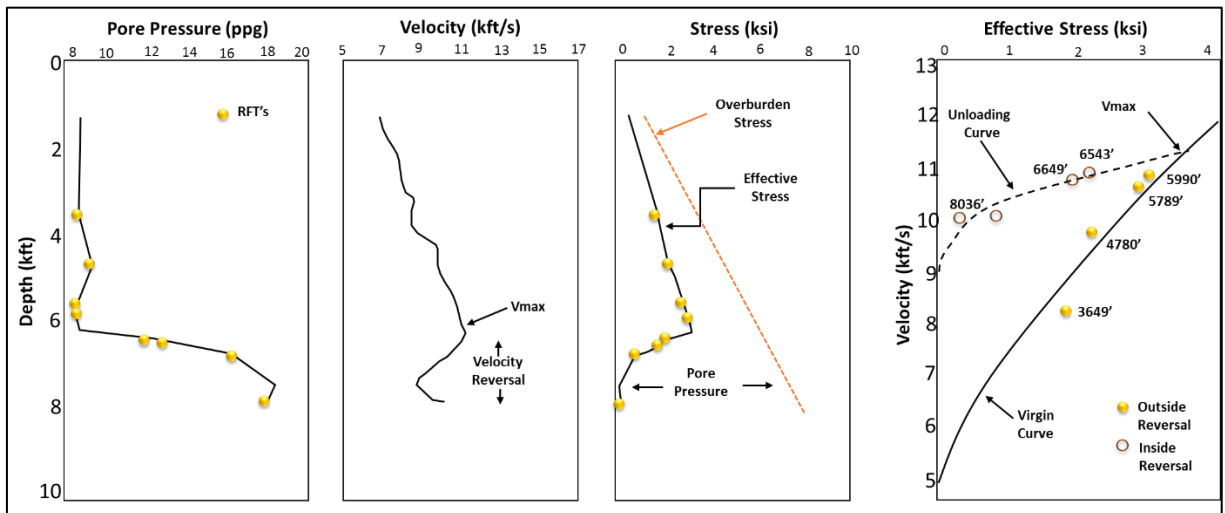


Figura 31- Comportamento de sobrepressão por expansão de fluidos. Um exemplo na Indonésia (BOWERS, 1994).

No entanto, nem todas as ocorrências de velocidade reversa são indicativas do mecanismo de expansão de fluidos. O excesso de pressão gerado por subcompactação também depende da compressibilidade da rocha e do fluido nos poros (SILVEIRA, 2009). Segundo NARCISO, 2015, se a matriz rochosa for mais compressível do que o fluido, o aumento nas sobrepressões será suportado pelo fluido do espaço poroso mas, se a matriz rochosa for menos compressível,

o aumento nas sobrepressões será suportado pela rocha. Assim, segundo BOWERS, 1995, *apud* NARCISO, 2015, a subcompactação é normalmente o mecanismo que origina as sobrepressões em profundidades mais rasas, onde as formações são mais moles, e a expansão de fluidos é o mecanismo que gera sobrepressões em maiores profundidades, onde a matriz rochosa é mais rígida e compacta e a temperatura aumenta com a profundidade.

BOWERS, 1994, definiu as seguintes equações para estimativas de pressão:

Curva virgem:

$$V = V_0 + A \cdot \sigma^B \quad (10)$$

Curva de descarga (velocidade reversa):

$$V = V_0 + A \cdot \left[\sigma_{\max} \left(\frac{\sigma}{\sigma_{\max}} \right)^{\left(\frac{1}{u} \right)} \right]^B \quad (11)$$

Onde,

V , velocidade;

V_0 , velocidade no fundo do mar;

σ , tensão efetiva;

A ; B , constantes empíricas, normalmente $A = 19,8$ e $B = 0,62$ (ZOBACK, 2007);

σ_{\max} , tensão efetiva e da velocidade no início da descarga;

u , medida de plasticidade do sedimento. Na prática, u é normalmente um valor entre 3 e 8 (Figura 32).

σ_{\max} é definido pela seguinte equação:

$$\sigma_{\max} = \left(\frac{V_{\max} - V_0}{A} \right)^B \quad (12)$$

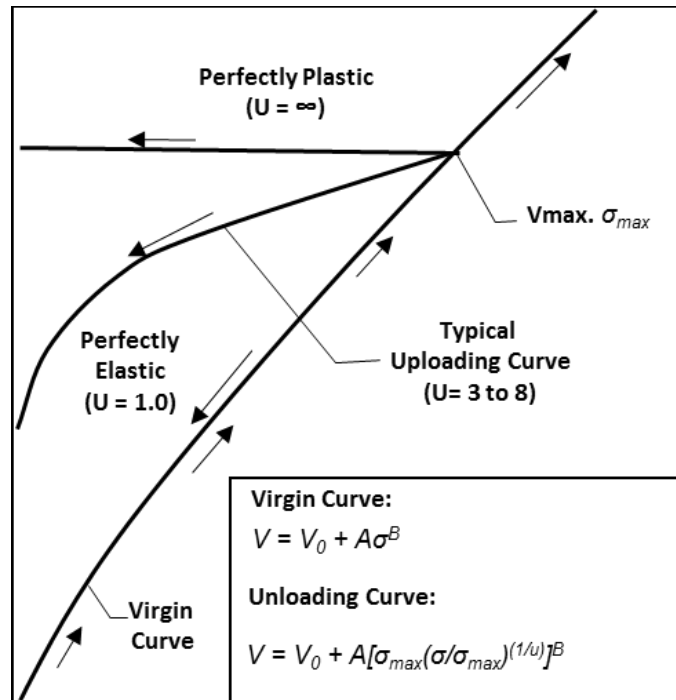


Figura 32- Efeitos da variação do parâmetro u (modificado de BOWERS, 1994).

As desvantagens da utilização do método de Bowers é a necessidade da estimação do *trend* de compactação normal analiticamente, precisando de quatro parâmetros para a sua determinação: duas constantes (A , B), a medição sônica no *mudline* (Dt_0), e o gradiente de pressão de poros normal. O modelo de previsão com descarga de tensões de Bowers, além dos parâmetros anteriores, também precisa da definição da profundidade aonde se inicia a descarga de tensões (V_{max}), e da definição do parâmetro de descarga U , fazendo um total de seis parâmetros. Destes seis parâmetros apenas dois são de fácil definição, uma vez que podem ser extraídos de perfis elétricos (Dt_0 , V_{max}) (LAREDO, 2007).

3.4.2 Estimativa de pressão a partir de dados de perfuração

Além dos métodos geofísicos descritos acima, que também podem ser utilizados para estimar gradientes de pressão de poros durante a perfuração de poços, existe ainda a modelagem de pressão de poros que leva em consideração medidas de MWD (*Measurement While Drilling*) durante a perfuração de poços. Esse tipo de modelagem ajuda a ampliar o programa de risco de planejamento de pressão de poros quando o poço está sendo perfurado. Os indicadores de zonas anormalmente pressurizadas são parâmetros que mudam de tendência quando folhelhos ou arenitos pressurizados são perfurados, refletindo as características particulares dos processos de compactação e subcompactação das rochas (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

O método do expoente dc , utilizado nas estimações de pressão de poros deste estudo, permite estimar valores de pressão de poros durante a perfuração de poços baseados em parâmetros de perfuração. Este método é descrito a seguir, de acordo com ROCHA e AZEVEDO, 2009. Os dados de pressão de poros estimados por esses métodos foram utilizados como dado de entrada para o modelo de pressão de poros da área, uma vez que a espessa plataforma carbonática inviabilizou a utilização dos métodos de Eaton e Bowers.

Taxa de perfuração normalizada

O expoente d e o expoente dc , são métodos numéricos baseados na taxa de perfuração. Seu objetivo é reduzir a influência de alguns parâmetros de perfuração nos cálculos do modelo matemático de pressão de poros. Em trechos normalmente compactados, a porosidade diminui com o aumento da profundidade e faz com que a velocidade de perfuração também se reduza. Quando uma zona de pressão anormal é atravessada, o aumento da porosidade da rocha faz com que a tendência declinante da taxa de perfuração seja invertida; porém, antes de se considerar o intervalo como anormalmente pressurizado, deve-se descartar todos os outros fatores, tais como mudança litológica e parâmetros mecânicos (peso sobre a broca e rotação);

O expoente d , quando a litologia é constante, fornece uma boa indicação do grau de compactação e diferencial de pressão entre a pressão no interior do poço e a pressão de poros da formação. O comportamento esperado em pressões normais é que o expoente d aumente com a profundidade. A equação é expressa da seguinte forma:

$$d = \frac{\log\left(\frac{ROP}{60RPM}\right)}{\log\left(\frac{12WOB}{1000d_h}\right)} \quad (13)$$

Onde,

ROP , taxa de perfuração (pé por hora);

RPM , velocidade de rotação da broca (revoluções por minuto);

WOB , peso sobre a broca (k libras);

d_h , diâmetro da broca (polegadas)

O expoente dc , corrige o expoente d , de acordo com a mudança no peso do fluido de perfuração, definido pela seguinte fórmula:

$$d_c = d \cdot \left(\frac{G_N}{ECD} \right) \quad (14)$$

Onde,

d_c , expoente d corrigido;

d , expoente d;

G_N , gradiente de pressão de poros normal para a área;

ECD , densidade equivalente de circulação.

Outros parâmetros sensíveis à indicação de zonas pressurizadas durante a perfuração, citados por ROCHA e AZEVEDO, 2009 são descritos a seguir.

Aspectos dos cascalhos

O aspecto dos cascalhos, embora não quantifiquem a pressão de poros, é um bom indicativo para a ocorrência de sobrepressurização. A melhor litologia para esse tipo de análise são os folhelhos, pois seus cascalhos podem dar uma boa indicação das condições de estabilidade da parede do poço. São analisados o tamanho, formato e a quantidade de cascalhos. A Figura 33, abaixo, apresenta de forma comparativa os folhelhos lascados provenientes de zonas anormalmente pressurizadas e cascalhos desmoronados, relacionados ao peso insuficiente do fluido de perfuração, não resultante de zonas com pressões anormais.

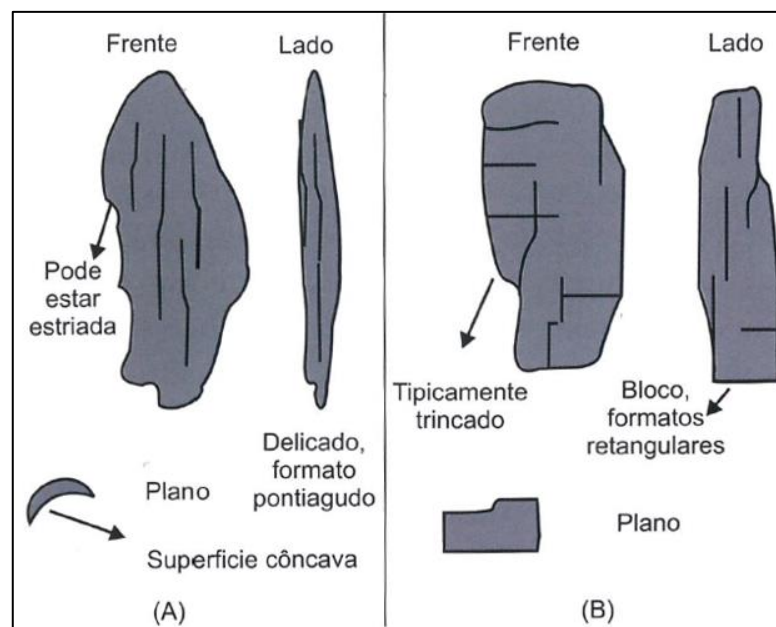


Figura 33- Exemplos esquemáticos do aspecto de (A) cascalhos lascados, provenientes de zonas anormalmente pressurizadas e (B) cascalhos de zonas desmoronadas por alívio de tensões (ROCHA e AZEVEDO, 2009).

Torque e arraste

O valor de torque medido na superfície inclui tanto o torque na broca quanto o torque da fricção da coluna de perfuração ao longo das paredes do poço. Zonas com sobrepressão podem aumentar os valores do torque devido ao desmoronamento das argilas, levando a uma redução da parede do poço e a partir da acumulação de cascalhos ao redor dos estabilizadores e da broca. No entanto, deve-se tomar cuidado pois argilas subcompactadas, por possuírem mais água na sua estrutura, podem causar enceramento da broca e reduzir os valores de torque. Esses indicativos são sempre validados e contrapostos uns aos outros.

Gás no fluido de perfuração

A depender da concentração de gás em solução na lama, este pode provocar a redução do peso fluido de perfuração e conseqüente desbalanceamento do poço, resultando em *kicks* e *blowout*. O monitoramento e a correta interpretação dos dados de gás são fundamentais para a detecção de zonas anormalmente pressurizadas.

Temperatura no fluido de perfuração

Em zonas de compactação normal, o gradiente geotérmico apresenta certa constância. Já em zonas com pressão anormal isso não ocorre e os gradientes se tornam mais acentuados. Embora pouco utilizado, o gradiente geotérmico pode ser considerado como um indicativo de sobrepressão.

Devido a grande diversidade de variáveis associadas à sobrepressão, como as descritas acima, e por serem obtidas em diferentes escalas e taxas de amostragens diversas, a solução para integração dessas informações e seu devido tratamento foi o uso da geoestatística, que é detalhada a seguir.

4 FUNDAMENTOS DA GEOESTATÍSTICA

A Geoestatística é um ramo da Estatística Aplicada que desenvolve modelos para representar fenômenos naturais cujas propriedades variam em função da localização espacial dos pontos de observação. A técnica geoestatística apresenta-se como uma importante ferramenta matemática e computacional para quantificar incertezas geológicas de uma determinada área, a partir da elaboração de modelo numérico.

A motivação inicial para o desenvolvimento da Geoestatística veio da área de exploração mineral, das observações de Daniel G. Krige, em 1951, a partir do comportamento da continuidade espacial de estimativas locais das reservas de ouro nas minas da África do Sul. Com base nesses estudos, Georges Matheron (1962) elaborou os conceitos matemáticos fundamentais das Variáveis Regionalizadas (VR), os modelos variográficos e a técnica de Krigagem (CHAMBERS, 2000).

4.1 Variável Aleatória

Uma variável aleatória (VA) é aquela em que seus valores são gerados aleatoriamente de acordo com algum mecanismo probabilístico, similar ao lançamento de um dado ou uma moeda (COSTA, 2013).

A variável regionalizada (VR) associa um valor a cada ponto não amostrado do espaço 3D em função do conhecimento dos valores dos pontos amostrados em sua vizinhança. A VR é a representação de um fenômeno natural por uma função numérica (PONTE, 2011). Nos pontos (\underline{u}), não amostrados, $z(\underline{u})$ é representado por uma variável aleatória local $Z(\underline{u})$. O modelo numérico ideal deve conter valores em todos os pontos no espaço. Como é inviável a coleta em todos os pontos, escolhe-se pontos nos locais mais atrativos para amostragem dos prospectos em estudo. Deste modo, observa-se que nos pontos amostrados o valor é conhecido e, nos demais, existe uma incerteza em relação ao seu valor, sendo representado por uma Variável Aleatória (VA) (BETTINI, 2010) (Figura 34).

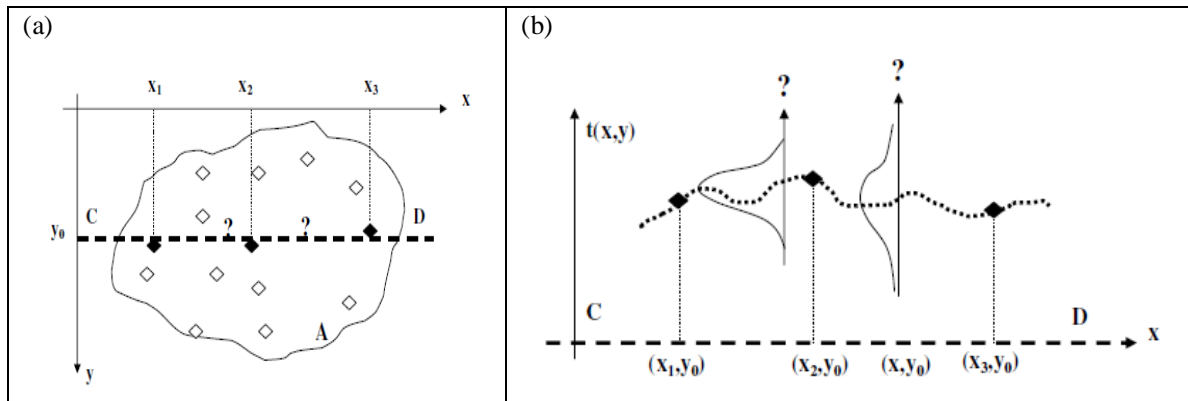


Figura 34– (a) Mapa dos pontos amostrados para representar a VR. (b) Seção vertical ao longo de C-D com valores $z(u)$ que são representados por VA's locais com distribuições condicionais distintas, em função da proximidade dos pontos dados (BETTINI, 2010).

Na Figura 34, observa-se que somente os pontos amostrados têm valor conhecido. Nos demais, o valor é desconhecido, sendo então representada por uma variável aleatória (Figura 35).

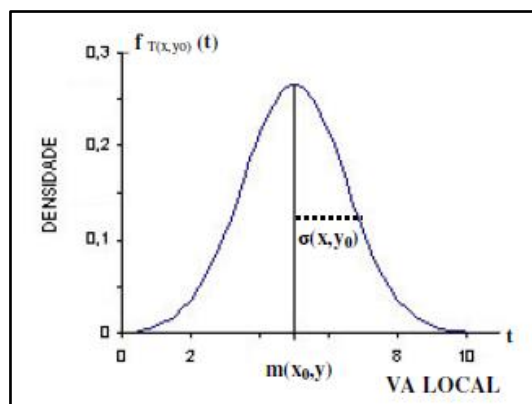


Figura 35– Ilustração da função de densidade de probabilidade da VA local, que representa a incerteza sobre a estimativa do atributo de reservatório (BETTINI, 2010).

Na Figura 35, é possível observar que a distribuição condicional da VA local dependerá de sua posição em relação aos pontos conhecidos, bem como da continuidade espacial da variável. Quanto mais próximo ao ponto (u) estiver de um ponto conhecido, e mais contínuo for o fenômeno, mais o valor esperado condicional se aproximará do valor conhecido e menor será a sua incerteza. A maior ou menor intensidade com que a correlação decresce, em função do aumento da separação do par de pontos, descreve a continuidade espacial do fenômeno (BETTINI, 2010).

Segundo DUBRULE, 2003, a generalização do conceito de VA local conduz ao modelo probabilístico chamado Função Aleatória (FA), que representa a Variável Regionalizada em todo o seu domínio. A VR fica representada por duas características principais: (1) localmente,

$Z(u)$ é uma variável aleatória; (2) o conjunto das variáveis aleatórias locais forma a função aleatória (FA $Z(u)$) (Figura 36).

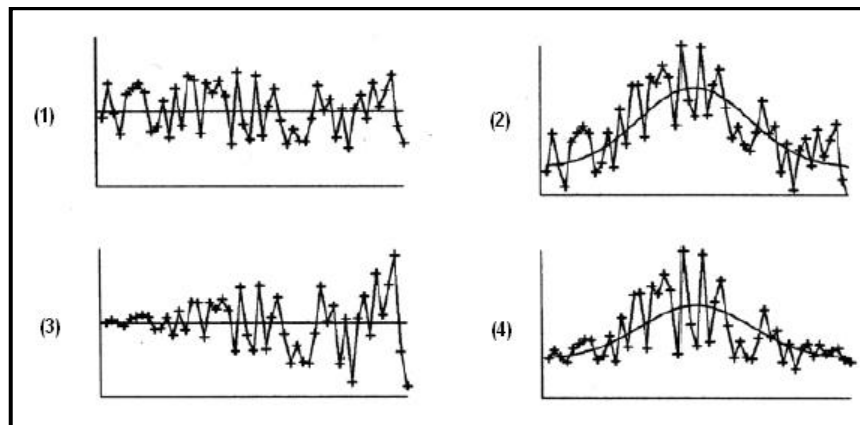


Figura 36 – Tipos de continuidade espacial: (1) Média e variância constante; (2) Média variável e variância constante; (3) Média constante e variância não constante; e (4) Média e variâncias não constantes (DUBRULE, 2003).

4.2 Função Aleatória

A função aleatória é o conjunto de variáveis aleatórias sobre todo o domínio de $z(u)$ (GUIMARÃES, 2002). Define-se a FA $Z(u)$ pelo valor da sua tendência em uma determinada posição, sendo decomposta nos dois componentes, resíduo $R(u)$ e tendência local $m(u)$. O componente residual é modelado como uma FA estacionária com média zero e covariância $C_R(u)$ (BETTINI, 2007), como na equação abaixo.

$$E\{R(u)\} = 0$$

$$Cov(R(u), R(u+h)) = E\{R(u) \cdot R(u+h)\} = C_R(u) \quad (15)$$

De acordo com (BETTINI, 2007), a maior ou menor correlação em função da separação do par de pontos, descreve a continuidade espacial do fenômeno. A Geoestatística utiliza-se das chamadas “funções estruturais” para representar este conceito, e compreende duas etapas principais:

(1) determinação de medidas experimentais da continuidade espacial dos dados amostrados a partir de variogramas ou correlogramas;

(2) modelagem da medida experimental através de um ajuste com um modelo analítico para posterior uso na fase de mapeamento (krigagem).

São consideradas algumas hipóteses restritivas (estacionariedade) para descrever a continuidade espacial:

- (1) estacionariedade estrita: a lei de distribuição de probabilidades da FA é invariante por translação, segundo a equação:

$$E\{Z(x)\} = m(x) = E\{Z(x+h)\} = m = cte \quad (16)$$

$$C(0) = E\{[Z(x) - m]^2\} = \text{Var}\{Z(x)\} \quad (17)$$

(2) estacionariedade de 2ª Ordem: a covariância $C(h) = E\{z(x+h).z(x)\} - m^2$ dependem apenas da distância entre os dois pontos. A estacionariedade da covariância $C(h)$ implica a estacionariedade da variância e do semivariograma, segundo a fórmula:

$$\text{Var}\{Z(u)\} = E\{[Z(u) - m]^2\} = C(0) = \gamma(\infty) \quad (18)$$

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E\{[Z(u+h) - Z(u)]^2\} = C(0) - C(h) \quad (19)$$

A variabilidade, ou correlação espacial, de uma função aleatória, num determinado espaço geográfico, é caracterizada pela covariância $C(h)$ ou pelo semivariograma. Admitida a hipótese de estacionariedade de segunda ordem, o semivariograma e a covariograma são complementares em relação à altura do patamar (GUIMARÃES, 2002). Fenômenos com este tipo de estacionariedade são denominados de fenômenos de transição (Figura 37).

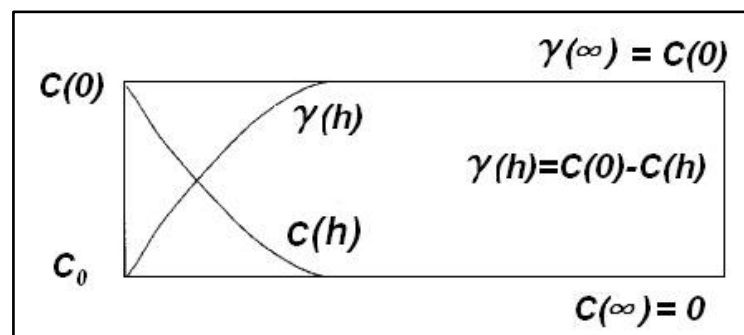


Figura 37 – Relação entre covariância e semivariograma em um modelo de transição (BETTINI, 2010).

Existem fenômenos que têm uma capacidade infinita de dispersão, e então, eles não têm variância finita nem covariância. Neste caso, a estacionariedade de segunda ordem é reduzida para a estacionariedade do semivariograma. Uma das funções mais utilizadas na Geoestatística

para representar a continuidade espacial da FA $Z(u)$, na direção h é o semivariograma (GUIMARÃES, 2002). O variograma existe, sendo dado pela equação (BETTINI, 2007):

$$2\gamma(h) = E\left\{[Z(u+h) - Z(u)]^2\right\} = \text{Var}[Z(u+h) - Z(u)] \quad (20)$$

4.3 Análise Variográfica

O variograma é aplicado no estudo da continuidade espacial, é uma função matemática definida para representar o nível de dependência linear entre variáveis aleatórias como função da distância e direção entre os pontos amostrados. Ele permite modelar a variação espacial do fenômeno em estudo. O variograma pode ser entendido como uma medida da dissimilaridade entre as variáveis aleatórias $Z(u)$ e $Z(u+h)$ separadas pela distância h , ou seja, possui maior valor à medida que as variáveis estão menos associadas, ao contrário do que ocorre com a função covariância que possui maior valor quando as variáveis estão mais correlacionadas (COSTA, 2013).

Dentre os principais parâmetros a serem analisados no semivariograma experimental estão alcance (*range*), patamar (*sill*) e efeito pepita (*nugget*) (VERFAILLIE, *et al*, 2006).

A Figura 38 ilustra um semivariograma experimental hipotético com seus parâmetros:

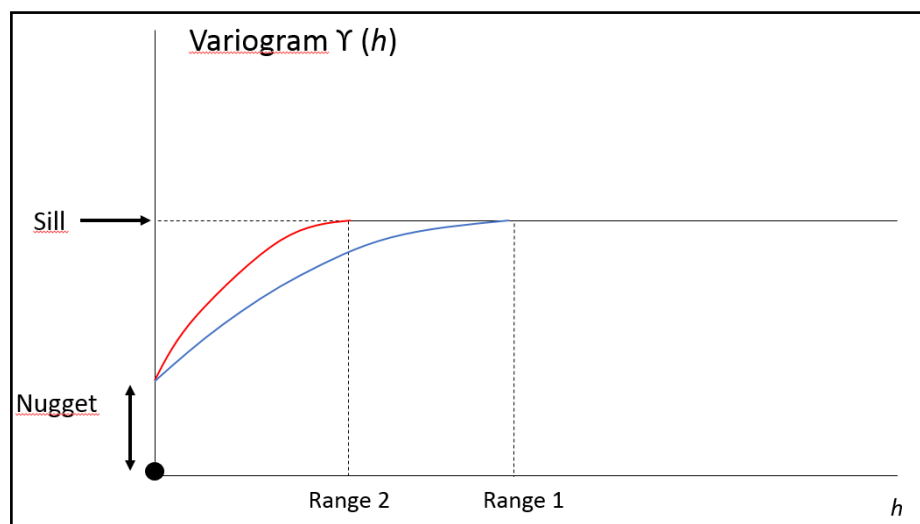


Figura 38– Parâmetros do variograma experimental: *range*, *sill* e *nugget effect* (modificado de VERFAILLIE, *et al*, 2006).

Onde,

Alcance (*Range*): distância no semivariograma a partir do qual as amostras se tornam independentes, limita a existência de correlação;

Patamar (*Sill*): valor do semi-variograma correspondente ao seu alcance. Reflete a dispersão própria (variância) da variável para distâncias superiores ao alcance;

Efeito Pepita (*Nugget effect*): cota do ponto onde o semivariograma corta o eixo das ordenadas. Reflete microestruturas e variabilidade de pequena escala não captadas pela amostragem. Reflete também erros de amostragem.

Obtido o semivariograma experimental de um tipo ilustrado na Figura 38, é necessário ajustar um modelo teórico (Figura 39), para que o valor de $\gamma(h)$ possa ser calculado para qualquer h . Os tipos de semivariogramas definem o modelo básico de ajuste, e, segundo o comportamento na origem, podem ser classificados da seguinte forma de acordo com ISAACS e SRIVASTAVA, 1989:

(1) os que atingem um patamar, linear (modelos esférico e exponencial) e parabólico (modelo gaussiano e efeito-buraco);

(2) sem patamar (potência), em geral, utilizados para representar fenômenos com capacidade infinita de dispersão.

A Figura 40 ilustra os principais modelos de semivariogramas com patamar.

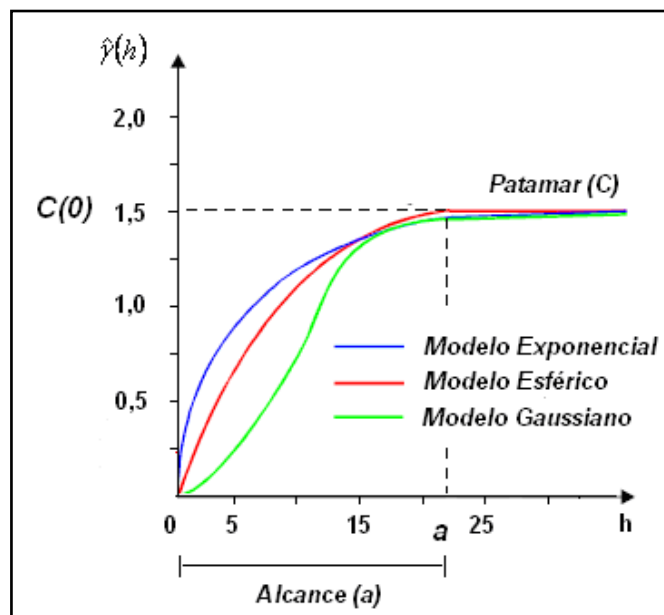


Figura 39– Modelos de semivariograma teóricos para fenômenos de transição (BETTINI, 2007).

O Modelo esférico, representado em vermelho na Figura 39, é o mais utilizado e tem equação normalizada deste modelo dada por:

$$Sph(|h|) = \begin{cases} 0 & \dots, |h| = 0 \\ 1.5 \left(\frac{|h|}{a} \right) - 0.5 \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 & \dots, 0 < |h| \leq a \\ 1 & \dots, |h| > a \end{cases} \quad (21)$$

Modelo exponencial está apresentado em azul na Figura 39. A equação normalizada é:

$$Exp(|h|) = \begin{cases} 0 & \dots, |h| = 0 \\ 1 - \exp\left(-\frac{3|h|}{a}\right) & \dots, |h| \neq 0 \end{cases} \quad (22)$$

Modelo gaussiano é um modelo transicional, muitas vezes usado para modelar fenômenos extremamente contínuos para pequenas distâncias. O que caracteriza este modelo é seu comportamento parabólico próximo à origem, conforme representado na Figura 39, através da linha sólida verde. Sua formulação é dada por:

$$Gau(|h|) = \begin{cases} 0 & \dots, |h| = 0 \\ 1 - \exp\left(-\frac{3|h|^2}{a^2}\right) & \dots, |h| \neq 0 \end{cases} \quad (23)$$

Existem, também, modelos de semivariogramas que não atingem o patamar e são, em geral, utilizados para representar fenômenos com capacidade infinita de dispersão, ou que apresentem variações cíclicas em torno do patamar (BETTINI, 2007). Os principais modelos sem patamar conhecidos são:

- (1) Modelo potência é utilizado para representar fenômenos com capacidade infinita de dispersão. A formulação é dada por:

$$\gamma(h) = a|h|^\theta \quad , a > 0, \theta \in (0,2) \quad (24)$$

O modelo linear é um caso particular do semivariograma de potência quando $\theta=1$.

- (2) Modelo cíclico (efeito buraco) representa fenômenos cíclicos. Uma das expressões utilizadas para representar esses fenômenos é a seguinte:

$$\gamma(h) = c. \left[1 - \cos\left(\frac{h}{a} \cdot \pi\right) \right] \quad (25)$$

Outro parâmetro importante, definido a partir dos alcances e direções nos semivariogramas direcionais, é a anisotropia do fenômeno, que é classificada em relação ao alcance, isotrópico ou anisotrópico e, em relação ao patamar, geométrica, mista ou zonal (Figura 40). Na anisotropia geométrica, o alcance varia com a direção, enquanto o patamar permanece constante. Na anisotropia zonal, o patamar muda com a direção, enquanto o alcance permanece constante. Na anisotropia mista, por sua vez, patamares e alcances são distintos.

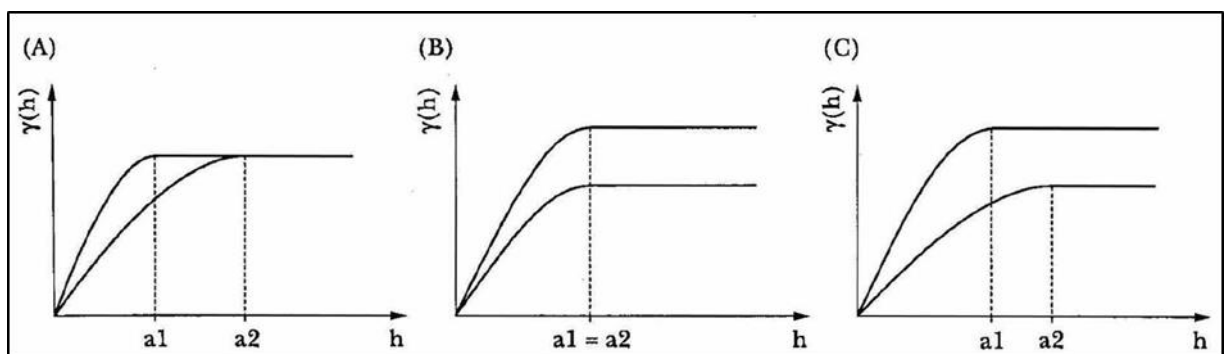


Figura 40– Tipos de anisotropias: (A) Anisotropia geométrica, (B) zonal e (C) mista (GUIMARÃES, 2002).

A etapa de análise de continuidade espacial é uma das mais importantes no estudo geoestatístico, sendo usada para o cálculo do mapa de estimativas final, condicionando os resultados de krigagem.

4.4 Estimativas com Krigagem e Cokrigagem

A Krigagem é uma técnica para estimativa de valores em locais não amostrados, através da combinação linear de n valores conhecidos, utilizando ponderadores. O resultado é a construção de uma imagem do fenômeno que honra os pontos amostrais e garante a variância mínima do erro de estimação nos locais não amostrados (DEUTSCH, 1998). Está classificada de duas formas: (1) Krigagem: os valores são de um mesmo atributo; (2) Cokrigagem: uso de valores com atributos diferentes.

Neste estudo, foram utilizados os métodos LVM (*locally varying mean*) e cokrigagem colocalizada que são técnicas utilizadas em aplicações de Geoestatística Multivariada para integração de dados de diferentes tipos de atributos, descritos a seguir.

4.4.1 Krigagem Simples com LVM (*locally varying mean*)

Esta técnica é aplicada quando a variável secundária é densamente amostrada e está amostrada em toda região. LVM é uma krigagem simples onde o valor médio do sistema é substituído por um valor contido no local a ser estimado. Deste modo, a variável secundária deve estar na mesma unidade do dado primário. Do contrário, é necessário uniformizar as unidades através do processo de calibração, o qual consiste em aplicar uma função de regressão para converter o dado secundário em unidade do dado primário (DOYEN, 2007).

A Figura 41 apresenta em perfil os parâmetros de um dado local para o sistema LVM. segundo (DOYEN, 2007).

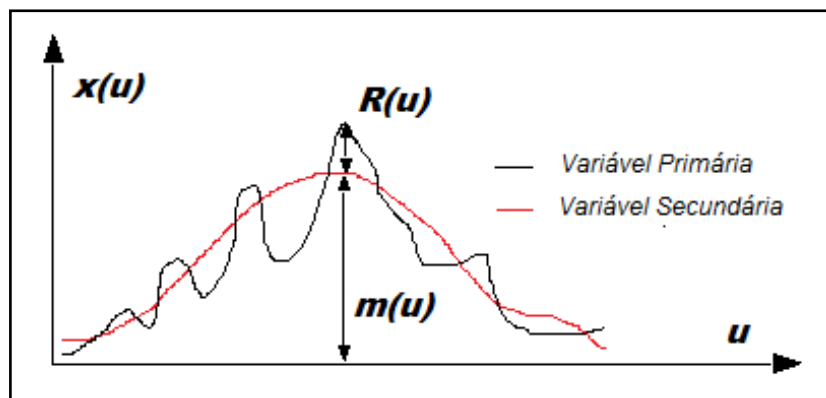


Figura 41- Esquema da krigagem LVM (DOYEN, 2007).

Onde,

$x(u)$, define a variável primária, dada por: $x(u) = m(u) + R(u)$

$m(u)$, é o valor da média local, sendo: $E\{x(u)\}$

$R(u)$, resíduo entre as variáveis primárias e secundárias, dado por: $E\{R(u)\}$.

$R(u)$ é estacionário e caracteriza-se pela covariância $CRR(h)$

A estimativa local na LVM consiste no mapeamento dos resíduos pelo sistema linear de krigagem simples e somando-se a média determinada na variável secundária.

Consideremos a informação primária, amostrada em n locais u_α :

$$\{z(u_\alpha), \quad \alpha = 1, \dots, n\} \quad (26)$$

Segundo (DEUTSCH, 2006), na LVM a informação secundária está presente em cada local u em que se deseja ter a estimativa. Então, pode-se substituir a média estacionária do sistema de krigagem simples, na posição u , por médias locais, não estacionárias, dadas pela variável secundária m^* :

$$Z_{lvm}^*(u) - m^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{\alpha} \cdot [Z(u_{\alpha}) - m^*(u_{\alpha})] \quad (27)$$

O valor estimado da variável Z na posição u segue as seguintes etapas:

(1) determina-se a média da variável primária como função da variável secundária y :

$$m^*(u) = f(y(u)) \quad (28)$$

(2) determinam-se os pesos de Krigagem resolvendo o sistema:

$$\sum_{\beta=1}^{n(u)} \lambda_{\beta} \cdot C_R(u_{\alpha} - u_{\beta}) = C_R(u_{\alpha} - u) \quad \alpha = 1, \dots, n(u) \quad (29)$$

onde, $CR(h)$ é a função de covariância da variável aleatória residual $R(u)$;

(3) determinam-se os resíduos experimentais:

$$r(u_{\alpha}) = z(u_{\alpha}) - m^*(u_{\alpha}), \quad (30)$$

(4) calcula-se o variograma dos resíduos;

(5) modela-se o variograma dos resíduos;

(6) estimam-se os resíduos por Krigagem;

(7) obtém-se o resultado final adicionando a média da variável secundária às estimativas do resíduo.

4.4.2 Cokrigagem Colocalizada Simples (CKCS)

De acordo com (GOOVAERTS,1997), a técnica de cokrigagem é a extensão do método de krigagem que adiciona variáveis auxiliares na resolução do sistema linear. Por exemplo, se uma variável sísmica (Z_2) com n_2 pontos, distribuída nos locais $u_{\alpha 2}$ é adicionada espacialmente ao conjunto da variável primária (Z_1), localizadas nas posições $u_{\alpha 1}$, então a equação do sistema de cokrigagem simples para estimativa da variável primária, em qualquer localização é dada por:

$$Z_{cks}^*(u) - m_1 = \sum_{\alpha 1=1}^{n_1(u)} \lambda_{\alpha 1} \cdot [Z_1(u_{\alpha 1}) - m_1] + \sum_{\alpha 2=1}^{n_2(u)} \lambda_{\alpha 2} \cdot [Z_2(u_{\alpha 2}) - m_2] \quad (31)$$

Os pesos da cokrigagem simples são calculados pelo sistema de equação:

$$\begin{cases} \sum_{\beta_1=1}^{n1(u)} \lambda_{\beta_1} \cdot [C_{11}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_1})] + \sum_{\beta_2=1}^{n2(u)} \lambda_{\beta_2} \cdot [C_{12}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_2})] = C_{11}(u_{\alpha_1} - u) \\ \sum_{\beta_1=1}^{n1(u)} \lambda_{\beta_1} \cdot [C_{21}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_1})] + \sum_{\beta_2=1}^{n2(u)} \lambda_{\beta_2} \cdot [C_{22}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_2})] = C_{21}(u_{\alpha_2} - u) \end{cases}$$

onde,

$$\alpha_1 = 1, \dots, n1(u)$$

$$\alpha_2 = 1, \dots, n2(u)$$

(32)

Na forma matricial:

$$\begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_1}) & C_{12}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_2}) \\ C_{21}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_1}) & C_{22}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_2}) \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \lambda_{\beta_1} \\ \lambda_{\beta_2} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha_1} - u) \\ C_{21}(u_{\alpha_2} - u) \end{vmatrix} \quad (33)$$

Segundo (GOOVAERTS,1997), um problema prático na utilização da cokrigagem é a necessidade de modelar a matriz de covariâncias para cada variável e as covariâncias cruzadas entre as variáveis. Outro problema que deve ser considerado é quando a variável secundária é densamente amostrada, com muito mais dados do que a variável primária, inclusive nos locais que contêm dados primários. Este fato, torna o sistema matricial da cokrigagem instável com covariâncias maiores entre os valores secundários, pela proximidade entre eles, e covariâncias bem menores entre os dados primários, que estão mais afastados. A solução para os problemas de instabilidade causados por informações secundárias altamente redundantes consiste em reter em cada local da estimativa apenas os dados secundários (colocados). Deste modo, a estimativa da variável primária é dada pela equação da cokrigagem colocada, simplificada como:

$$\vec{Z}_{ckcs}(u) - m_1 = \sum_{\alpha_1=1}^{n1(u)} \lambda_{\alpha_1} \cdot [Z_1(u_{\alpha_1}) - m_1] + \lambda_{\alpha_2} \cdot [Z_2(u) - m_2] \quad (34)$$

Os pesos são obtidos pelo seguinte sistema de equações:

$$\begin{cases} \sum_{\beta^1=1}^{n^1(u)} \lambda_{\beta^1} \cdot [C_{11}(u_{\alpha^1} - u_{\beta^1})] + \lambda_{\beta^2} \cdot [C_{12}(u_{\alpha^1} - u)] = C_{11}(u_{\alpha^1} - u) \\ \sum_{\beta^1=1}^{n^1(u)} \lambda_{\beta^1} \cdot [C_{21}(u - u_{\beta^1})] + \lambda_{\beta^2} \cdot [C_{22}(0)] = C_{21}(0) \end{cases}$$

onde,

$$\alpha^1 = 1, \dots, n^1(u)$$

(35)

Na forma matricial:

$$\begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha^1} - u_{\beta^1}) & C_{12}(u_{\alpha^1} - u) \\ C_{21}(u - u_{\beta^1}) & C_{22}(0) \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \lambda_{\beta^1} \\ \lambda_{\beta^2} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha^1} - u) \\ C_{21}(0) \end{vmatrix}$$

(36)

Sendo a variância da cokrigagem colocada simples, dada por:

$$\sigma_{CKCS}^2(u) = C_{11}(0) - \sum_{\alpha^1=1}^{n^1} \lambda_{\alpha^1} \cdot C_{11}(u_{\alpha^1} - u) - \lambda_{\alpha^2} \cdot C_{21}(0)$$

(37)

O processo de estimativa da CKCS é semelhante ao da cokrigagem completa, utilizando somente as amostras secundárias localizadas no ponto da estimativa. Assim, o sistema CKCS exige a covariância entre os dados secundários que se encontram em pontos de estimativa, o que diminui o esforço de inferência e modelagem (GOOVAERTS, 1997), simplificada através dos modelos de Markov.

Nos modelos de Markov, a continuidade espacial entre as variáveis, primária e secundária, é aproximada pela relação linear de suas covariâncias, dado por:

$$C_{12}(h) = \frac{C_{12}(0)}{C_{11}(0)} C_{11}(h)$$

(38)

Em termos de coeficientes de correlação, tem-se:

$$\rho_{12}(h) = \rho_{12}(0) \cdot \rho_{11}(h)$$

(39)

A estimativa da variável primária, é dada pela regressão linear:

$$Z_1(u) = \rho_{12}(0) \cdot Z_2(u) + R(u)$$

(40)

Quando os modelos variográficos são relativos à variável primária, tem-se o modelo MM1 e, caso contrário, quando é função da variável secundária, tem-se o modelo de Markov MM2. O MM2 é aplicado, por exemplo, no cenário da exploração de petróleo em que os dados primários são escassos, localizados em poucos poços, e o dado secundário densamente amostrado, por exemplo, um cubo sísmico (GOOVAERTS,1997).

Neste trabalho, a fim de comparar e validar do método de estimação LVM, foi gerado um cubo de gradiente de pressão de poros através do método CKCS. Ambos os modelos apresentaram mapas de qualidade, resultados satisfatórios e coerentes, porém o volume 3D final adquirido pelo método CKCS apresentou maior suavização. Por esse motivo, optou-se pela abordagem LVM, adequada para calibração rocha-sísmica, honrando os dados de poços e a tendência sísmica.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Materiais

Para análise do campo de geopressões da área, foi construído um modelo tridimensional da distribuição do gradiente de pressão de poros da região. A Figura 42 mostra a delimitação da área de estudo de aproximadamente 3.600 km², em laranja, e a distribuição espacial dos dados de poços e sísmicos disponibilizados.

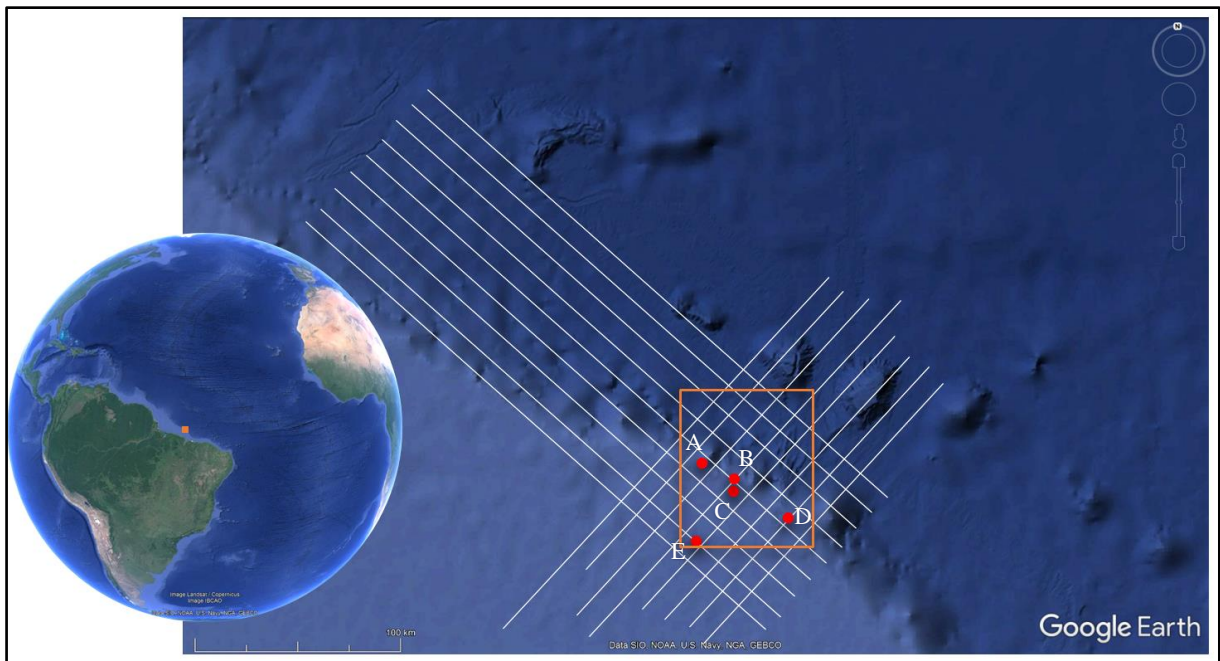


Figura 42- Mapa da distribuição dos poços e linhas sísmicas. Fonte: Google Earth.

Os dados disponíveis para este trabalho consistem em dezessete linhas sísmicas 2D PSDM (*Pre-Stack Depth Migration*), sendo nove na direção *strike* e oito *dip*, disponibilizadas pela WesternGeco em conjunto com a Queiroz Galvão Exploração e Produção (QGEP). Todas as seções vieram acompanhadas de dados de velocidade. O dado sísmico é resultado de uma migração em profundidade por tomografia, realizada pela WesternGeco, e possui uma malha sísmica com espaçamento de 10 km entre linhas.

Além das linhas sísmicas e suas velocidades, o estudo utilizou dados de cinco poços verticais, identificados como poços A, B, C, D e E, com um conjunto de perfis nos formatos *las* e *.pdf*, medições diretas de pressão de poros e crono-estratigrafia. Os dados de poços foram fornecidos pela Agência Nacional de Petróleo (Banco de Dados de Exploração e Produção – BDEP). Os poços foram perfurados em lâmina d'água rasa, variando entre 59 e 78 m e com altura da mesa rotativa variando de 22 a 28 m.

Os dados de perfis disponíveis dos poços são densidade, resistividade, sônico, raios gama, cáliper, teste de formação peso de lama, pressão da formação estimado por parâmetros de perfuração e perfis litológicos. Os perfis geofísicos disponibilizados para análise são apresentados nas Figuras 43, 44, 45, 46 e 47 abaixo.

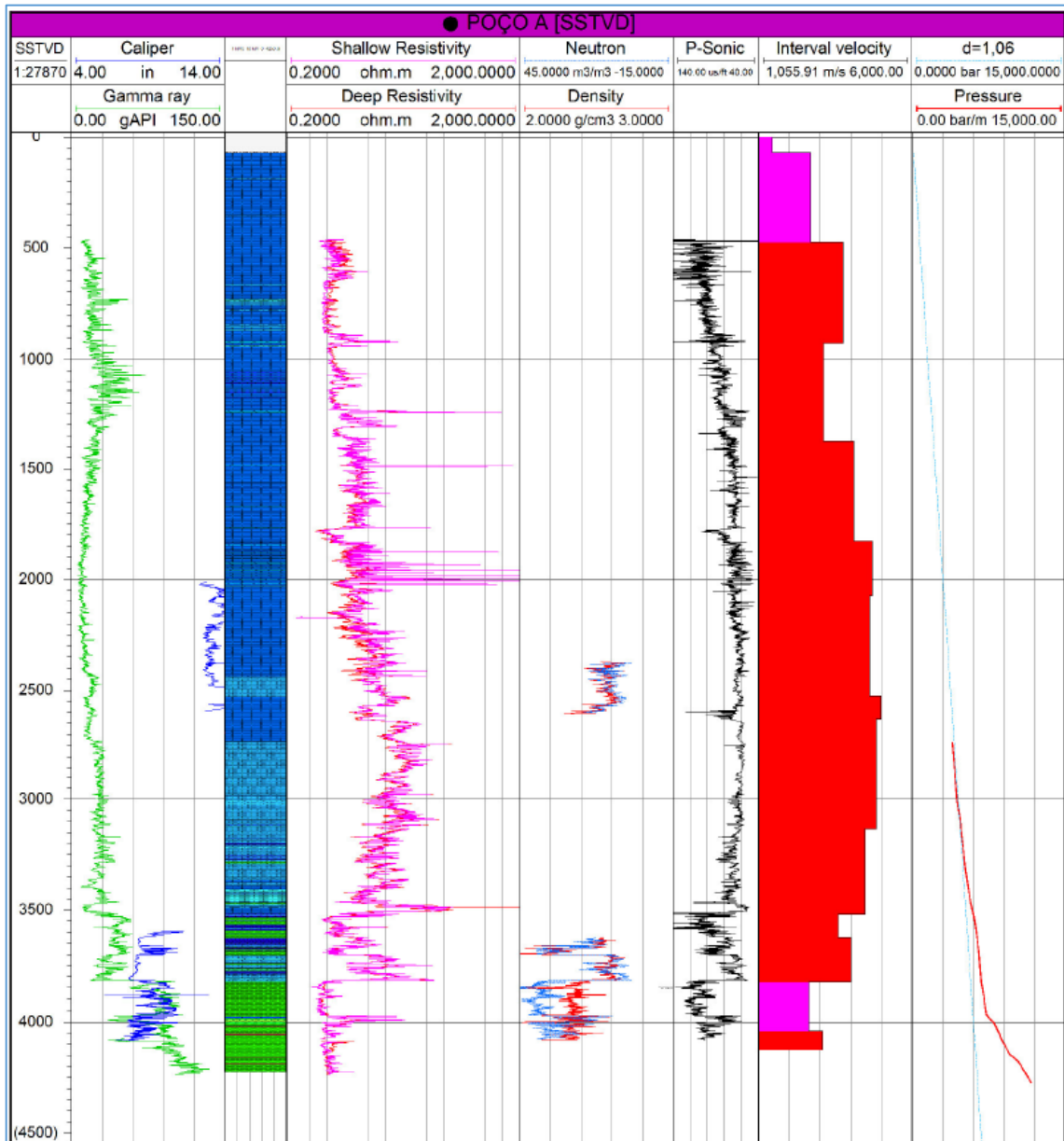


Figura 43– Suíte de perfis do poço A.

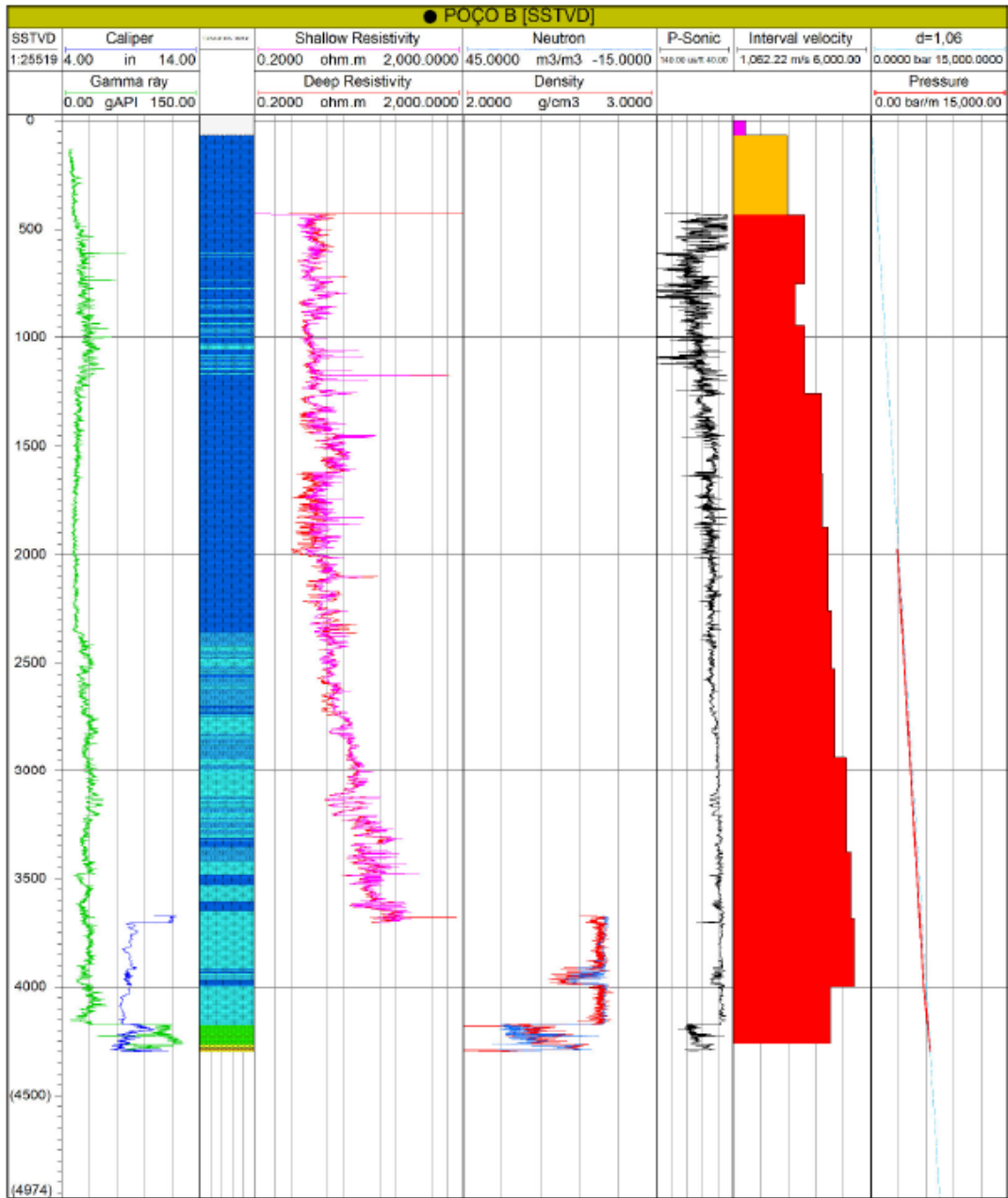


Figura 44– Suíte de perfis do poço B.

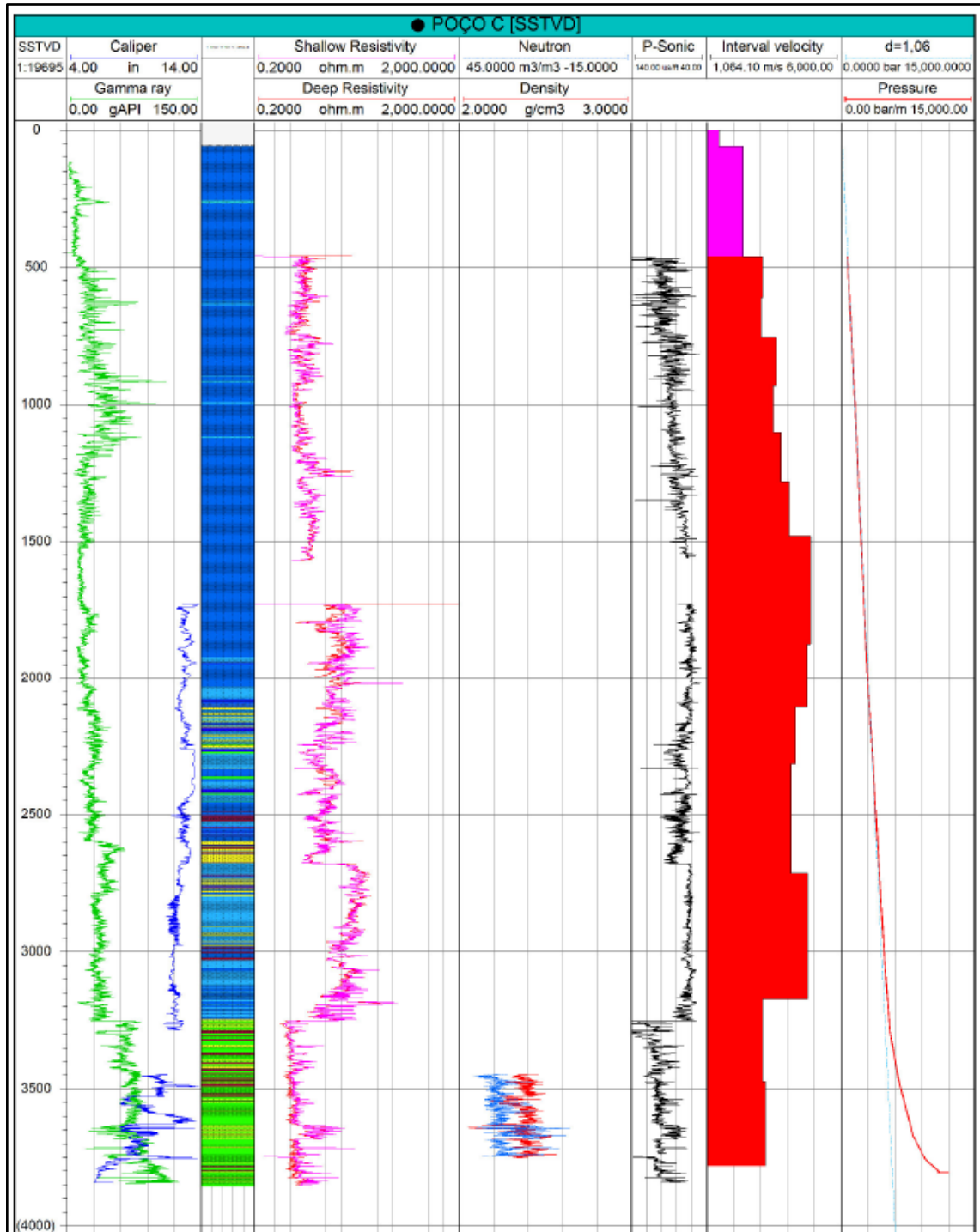


Figura 45– Suíte de perfis do poço C.

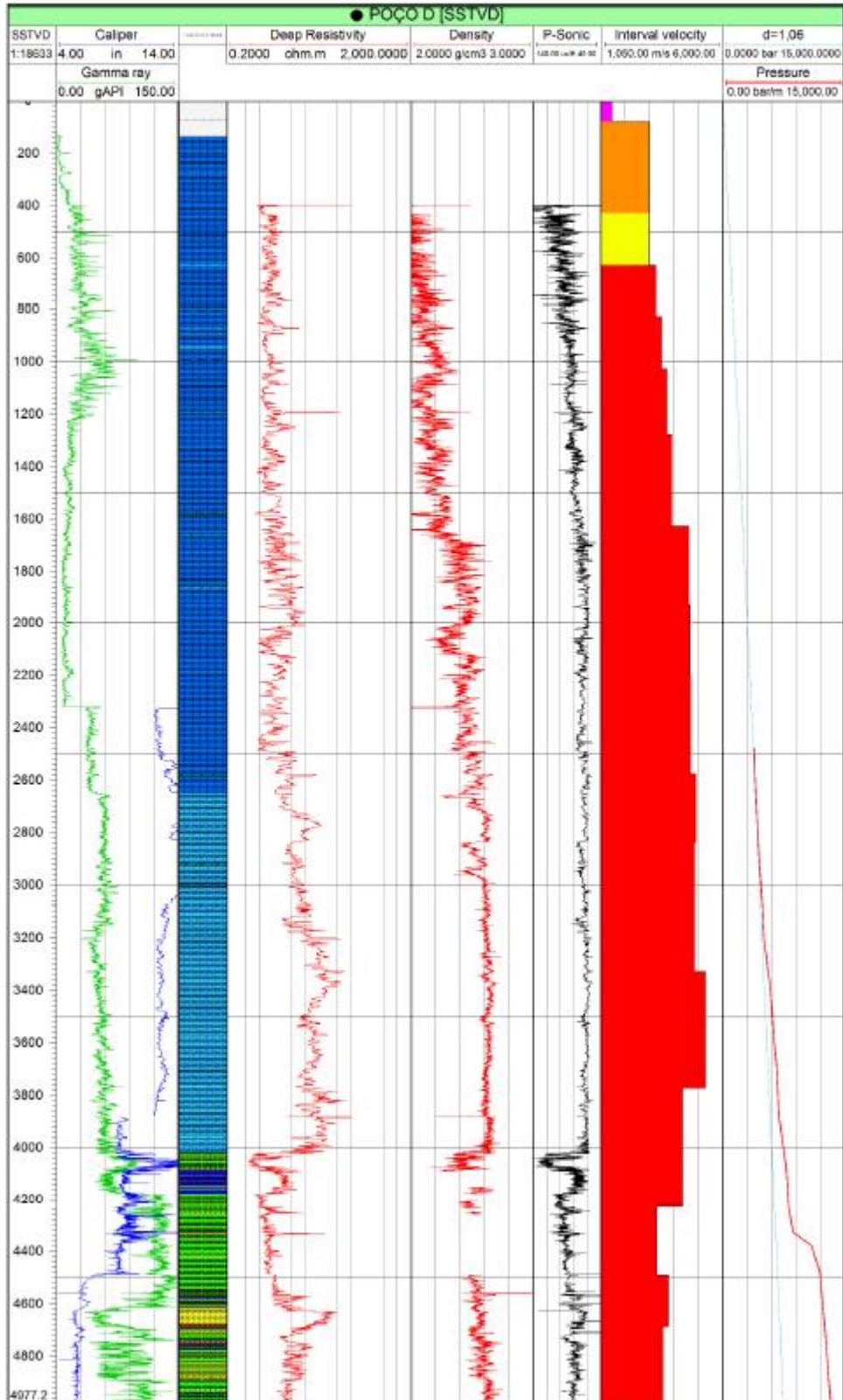


Figura 46– Suíte de perfis do poço D.

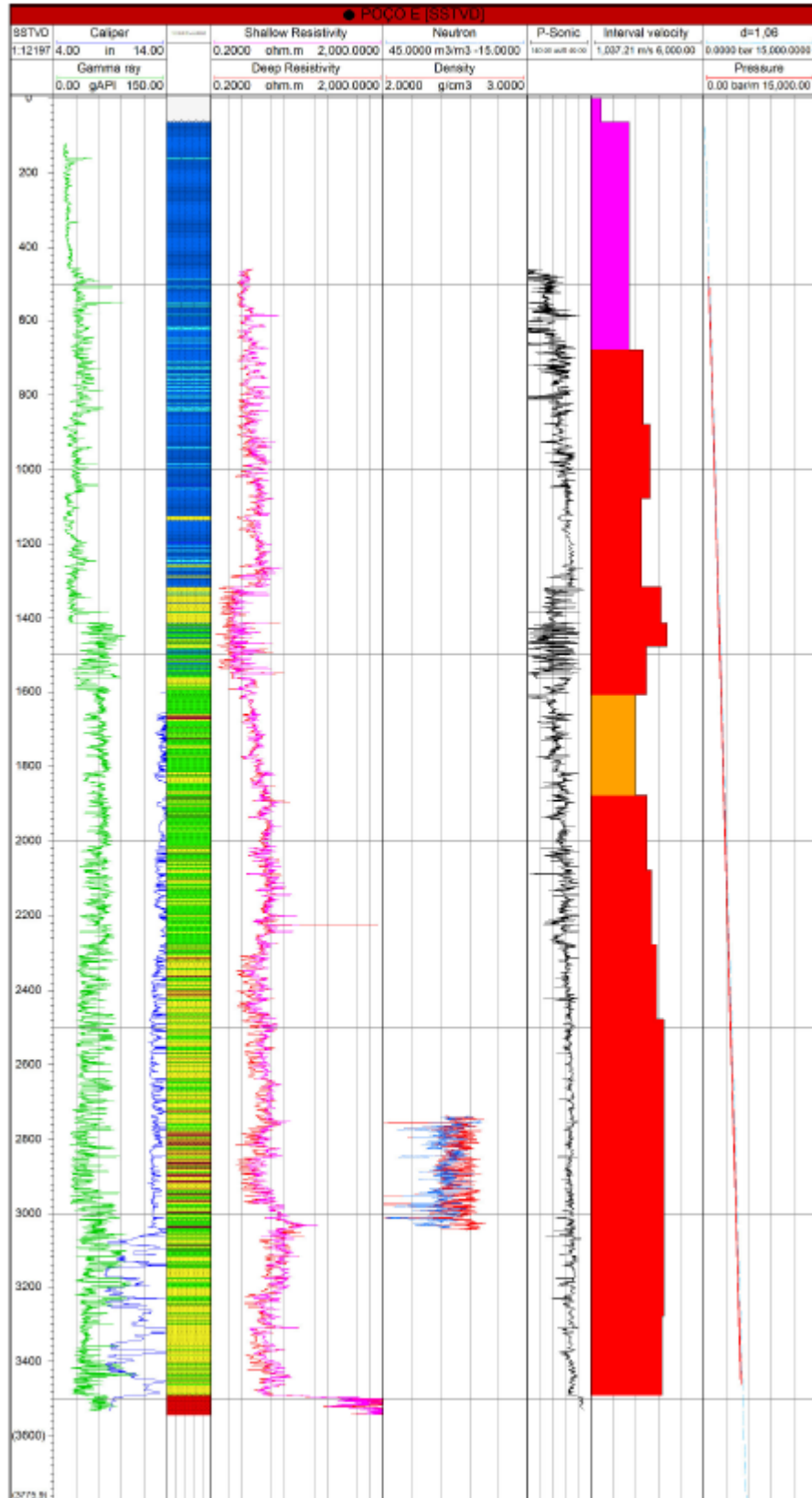


Figura 47– Suíte de perfis do poço E.

A área de estudo, localizada na Margem Equatorial Brasileira, desenvolvida como uma margem continental típica do tipo transformante (MATOS, 2000), é tectonicamente complexa. A espessa plataforma carbonática depositada sobre uma seção siliciclástica, historicamente com ocorrências de pressões anormais, tornou a área de estudo um ambiente desafiador para as técnicas de estimativa de pressão de poros usuais. Por esse motivo, foram considerados somente dados de pressão de poros conhecidos, registrados durante a perfuração a partir do método *dc*.

5.2 Métodos

Nesse estudo foram analisados e integrados, a partir da geoestatística multivariada, dados de poços (pressão de poros) e dados sísmicos (velocidade intervalar). A integração dos dados resultou em um modelo da distribuição de pressão de poros da região em análise, e honrou as informações de gradiente de pressão dos poços nas suas respectivas posições. As informações derivadas da velocidade sísmica foram adotadas como segunda variável, e serviram para estimativas mais acuradas dos pontos entre poços, onde não havia informações. O modelo de geopressão final não teve relação com fácies, levando em consideração apenas a relação pressão de poros e velocidade sísmica. Adicionalmente, em trabalhos futuros, um modelo de fácies pode ser adicionado.

A metodologia para geração do modelo digital de pressão de poros resume-se em quatro passos, descritos a seguir:

- O primeiro passo foi a análise dos dados de poço e a realização dos modelos 1D de gradientes de pressão de poros calculados a partir de testes de formação, peso da lama e estimativas de pressão de poros obtidos a partir dos parâmetros de perfuração.
- O segundo passo compreende a análise dos dados sísmicos e definição e interpretação do intervalo estratigráfico entre (1) topo do Maastrichtiano, associado ao topo da zona com pressões anormais, e (2) o topo da seção *rift*.
- No terceiro passo foi estimado o cubo de velocidade, através de krigagem simples a partir das informações de velocidade contidas nas linhas sísmicas 2D. O fluxo de trabalho no *software* Petrel para geração do cubo sísmico de velocidade apresentou três processos:
 - (1) gerar modelo geométrico fatiado em 20 camadas proporcionais representando a estrutura do intervalo objetivo;
 - (2) copiar valores das seções sísmicas 2D para o modelo de camadas 3D;

(3) utilizar algoritmo de krigagem simples para estimativas dos valores no modelo 3D.

- O quarto e último passo compreende a geração do modelo geoestatístico 3D de gradientes de pressões de poros, condicionado aos dados de pressão dos poços pela correlação e aplicação do método LVM (*locally varying mean*) (JOURNEL e STANFORD, 1990).

Resumidamente, a geração de modelos geoestatísticos consiste em quatro etapas principais (VARELLA e PONTE, 2010):

(1) Preparação de dados: etapa que deve ser planejada e executada pelo intérprete. Na modelagem de um intervalo, os atributos sísmicos devem se correlacionar com a propriedade geológica a ser estudada;

(2) Análise exploratória de dados: os dados primários (velocidade P - poço) e secundários (velocidade intervalar - sísmica) serão analisados através dos histogramas de frequência e gráficos de dispersão, *crossplots*, para avaliar a correlação entre eles e sua forma de distribuição. Neste item, a calibração da variável secundária com a variável primária permite criar uma função de transferência que transforma os dados sísmicos para o atributo geológico da primeira variável;

(3) Variografia: estudo da continuidade espacial através das funções estruturais em várias direções.

(4) Estimativa: aplicar os algoritmos de krigagem e cokrigagem, resultando em uma imagem com variância mínima.

A Figura 48 ilustra o fluxo de trabalho para a geração do modelo geológico 3D, utilizando geoestatística.

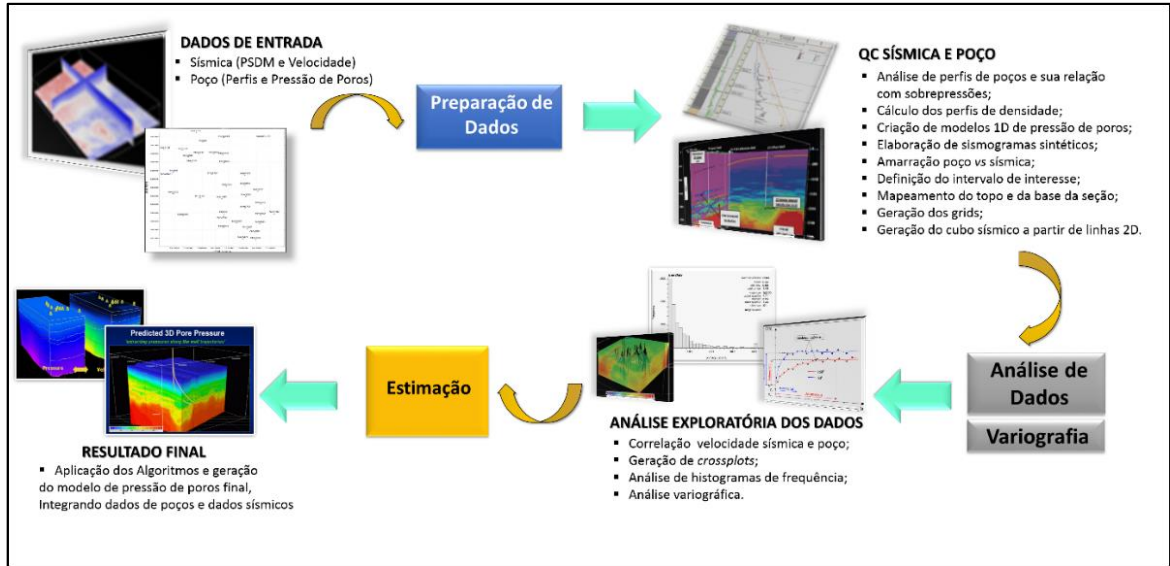


Figura 48- Etapas geoestatísticas para geração de modelos geológicos (modificado de VARELLA e PONTE, 2010).

6 CONSTRUÇÃO DO MODELO

Gradientes de pressão de poros calculados em cinco poços foram utilizados como variável primária para a construção do modelo geoestatístico.

Na Figura 49 é apresentada a seção geológica esquemática dos poços modelados. Todos os poços foram perfurados em uma lâmina d'água rasa, variando de 60 a 80 metros de profundidade, aproximadamente. Dos cinco poços analisados, três mostraram ocorrências de altas pressões durante a perfuração (poços A, C e D), como pode ser observado na seção abaixo.

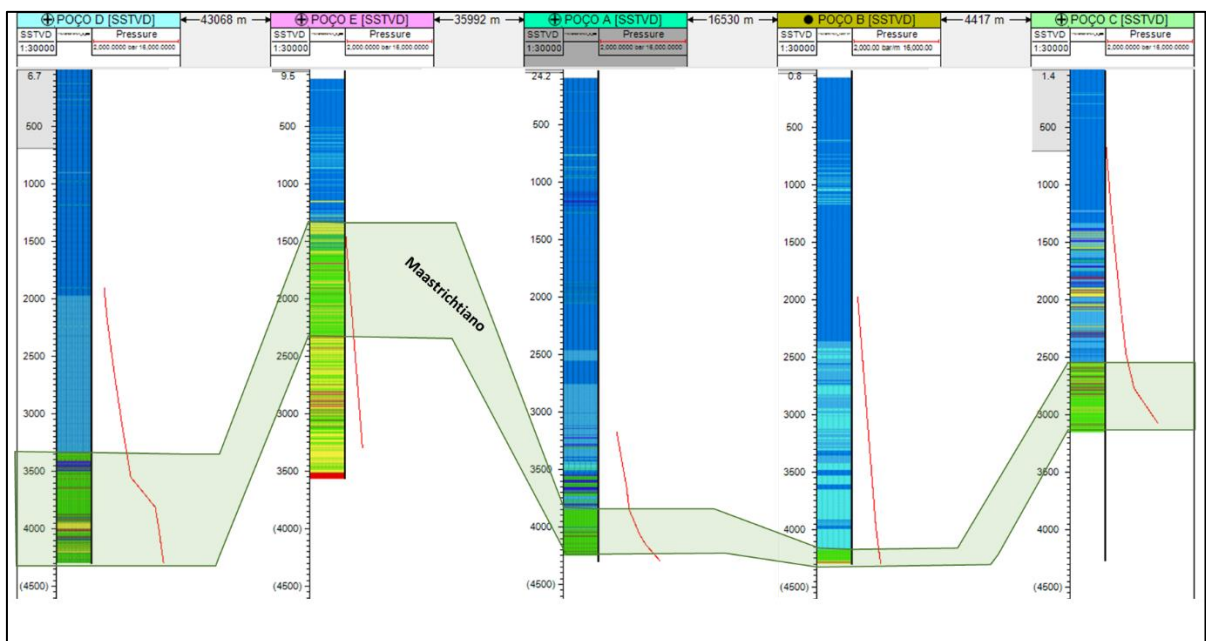


Figura 49- Seção geológica esquemática dos poços utilizados no modelo. Em destaque, o intervalo estratigráfico que foi objetivo desse estudo (Maastrichtiano) e a curva de pressão de poros, em psi, em vermelho.

Para a análise exploratória dos dados, o primeiro passo foi a elaboração de modelos 1D de gradientes de pressão de poros ao longo dos cinco poços de estudo. Esse *dataset* é uma compilação de informações derivadas de testes de formação, peso da lama e estimativas de pressão de poros obtidos a partir dos parâmetros de perfuração.

Sabe-se que anomalias de pressão de poros podem ser identificadas em perfis elétricos, no entanto, a área revelou-se um desafio para qualquer estimativa de pressão de poros ou correlação com perfis geofísicos. Isto se deve à grande espessura da plataforma carbonática sobreposta a um intervalo estratigráfico predominantemente de composição siliciclástica e que está anormalmente pressurizado.

As Figuras 50, 51, 52, 53 e 54 apresentam, os modelos 1D de pressão de poros, confeccionados para cada poço. São apresentados quatro tipos de curvas de perfis distribuídas

no seguinte formato: trilha 1, apresenta o perfil de velocidade sônica, que varia de 2000 m/s a 6000 m/s, associado ao perfil litológico; trilha 2 mostra a curva de densidade RHOB em g/cm^3 , entre 2 e 3; trilha 3 apresenta a curva de impedância acústica, entre 2000 – 20000 mg/scm^3 ; e, trilha 4, mostra a pressão de poros, a pressão equivalente do peso da lama, a pressão de sobrecarga e a pressão hidrostática normal, além de dados de teste de formação e *leak off test*. As faixas verdes nos poços A, C e D, destacam as zonas de pressões anormais registradas.

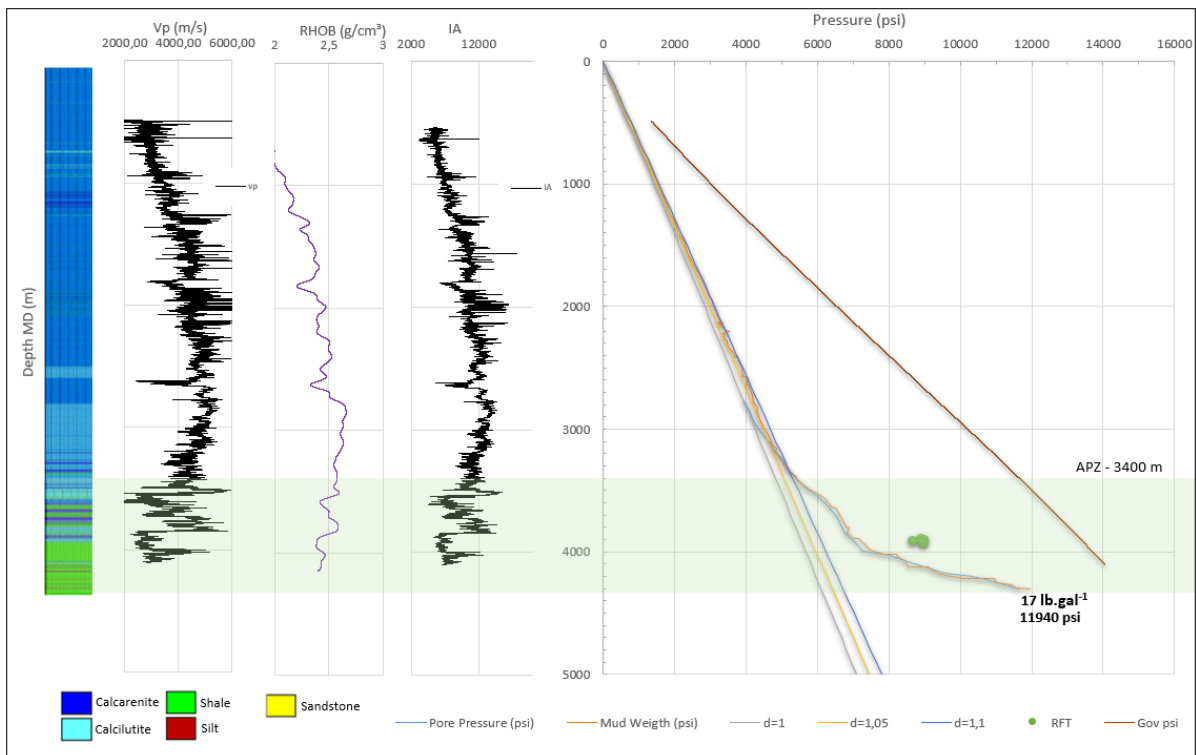


Figura 50- Perfis de pressão do poço A.

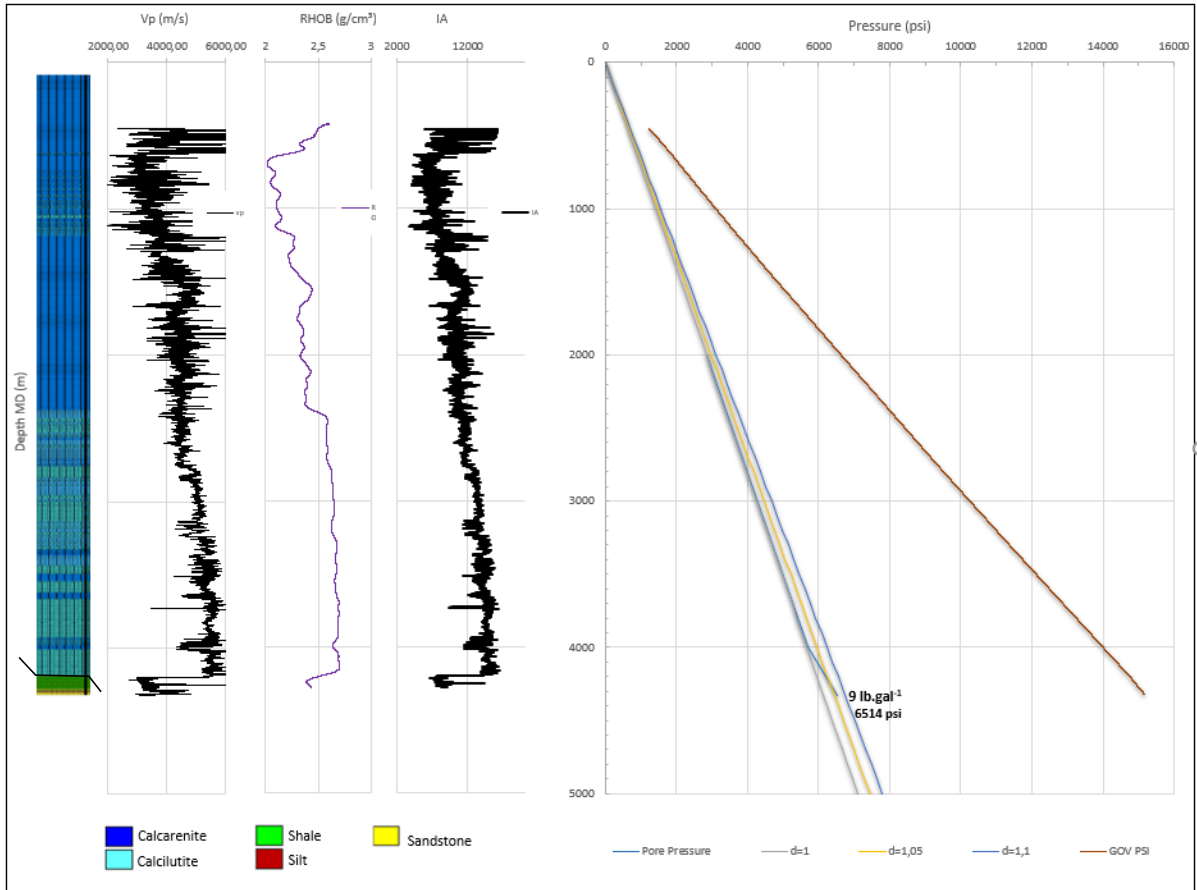


Figura 51- Perfis de pressão do poço B.

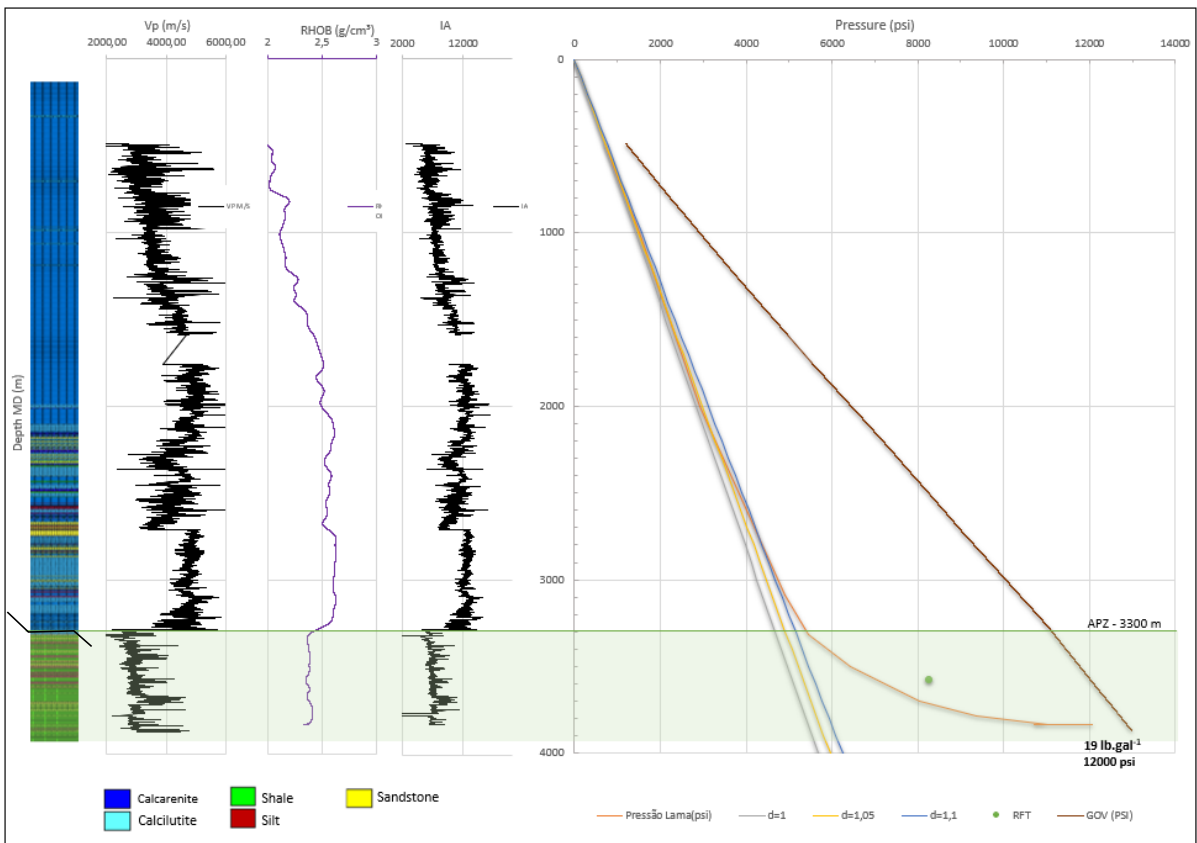


Figura 52- Perfis de pressão do poço C.

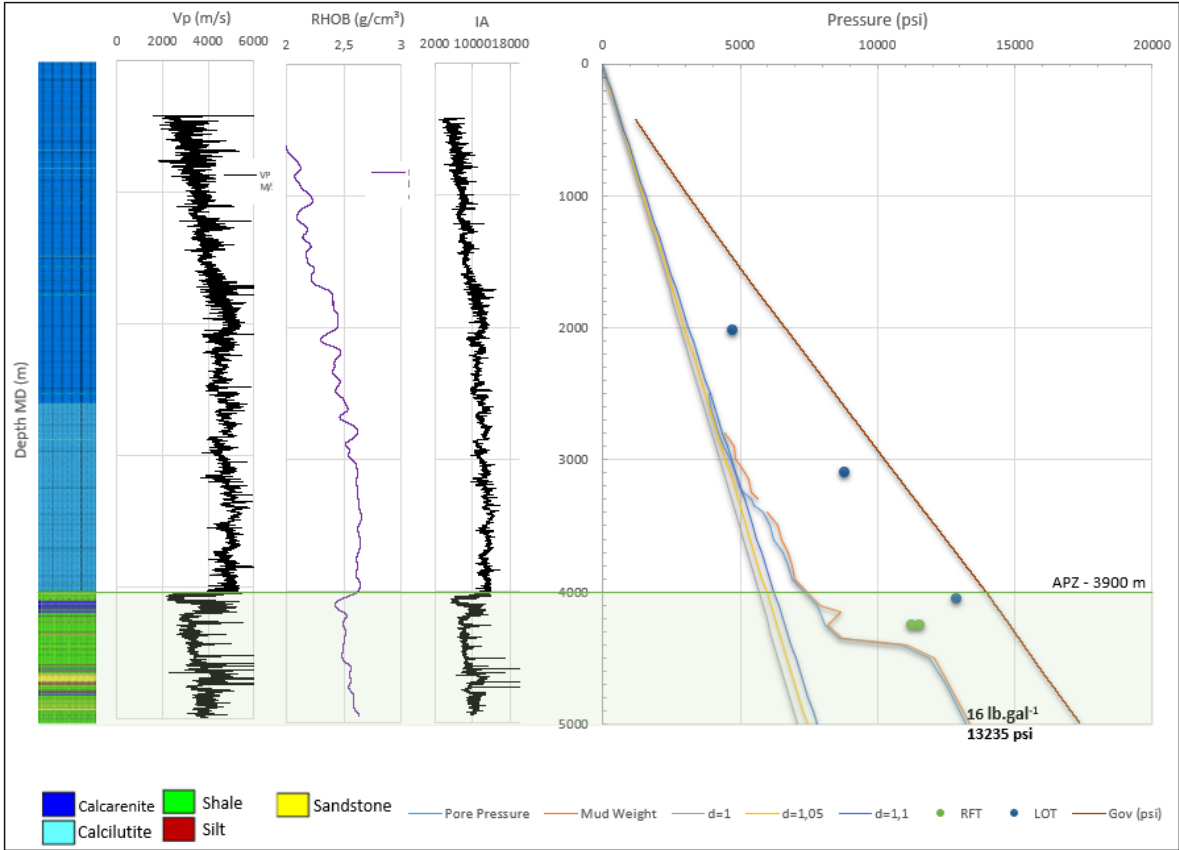


Figura 53- Perfis de pressão do poço D.

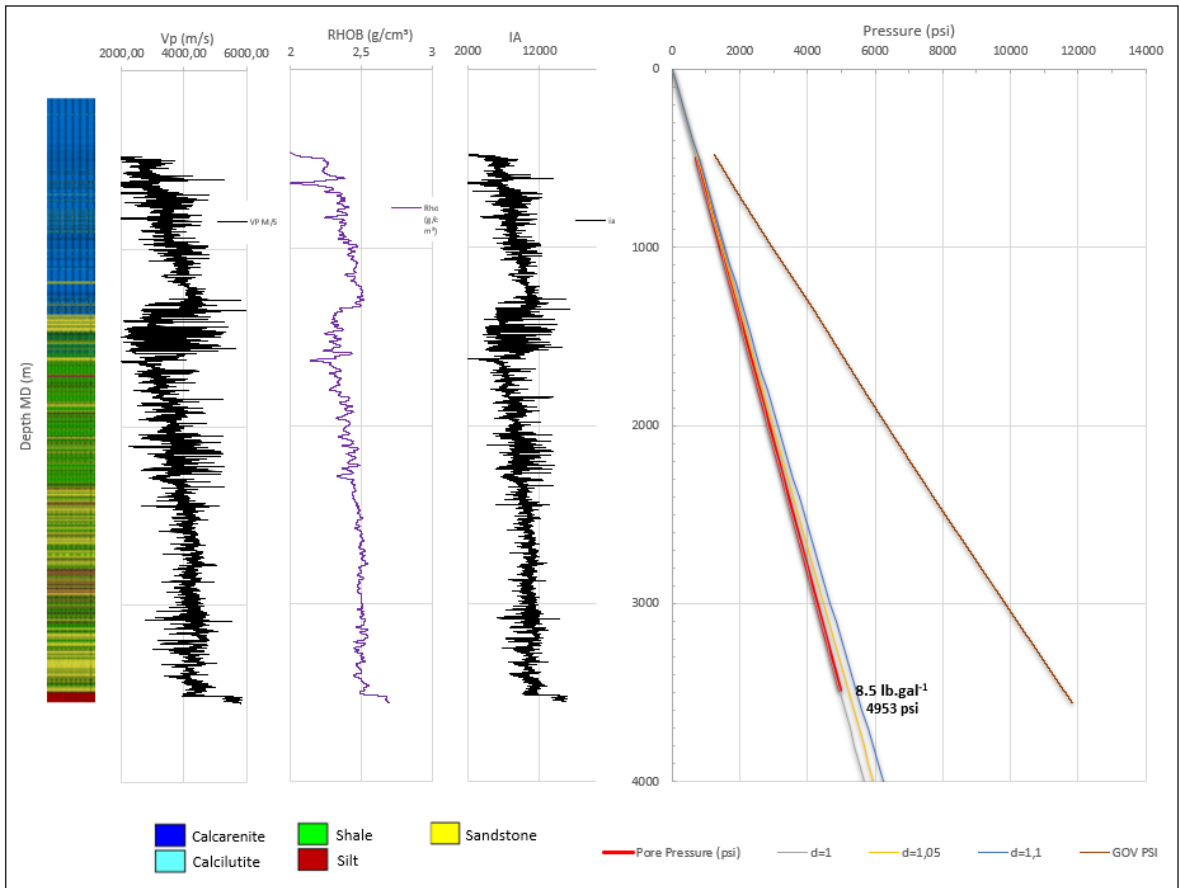


Figura 54- Perfis de pressão do poço E.

Nos gráficos dos poços A e C, Figuras 50 e 52, verifica-se que a pressão do fluido da formação atinge um máximo de 12.000 psi, que corresponde a cerca de 17 lb.gal⁻¹ no poço A e 19 lb.gal⁻¹ no poço C, aproximadamente 4.500 psi acima da hidrostática em ambos. Os únicos poços que mostraram gradiente de pressão normal e início de sobrepressão foram os poços B e E, respectivamente, atingindo o máximo de 9 lb.gal-1 no poço B e 8,5 lb.gal-1 no poço E.

Em três destes poços, foram reportadas um total de sete medidas de pressão de poros diretas da formação nos intervalos siliciclásticos (quatro medidas de pressão no poço A, uma medida no poço C e duas medidas no poço D).

A Figura 55 e a Tabela 3 mostram os valores das pressões de formação dos poços analisados e a pressão de poros esperada. Para comparação, as retas: laranja, cinza e amarela, apresentadas no gráfico, representam a pressão hidrostática (normal), considerando água salobra (d=1), água salgada (d=1,05) e água muito salgada (d=1,1), respectivamente. Notar que os poços A, C e D apresentam registros de pressões anormalmente altas consideráveis.

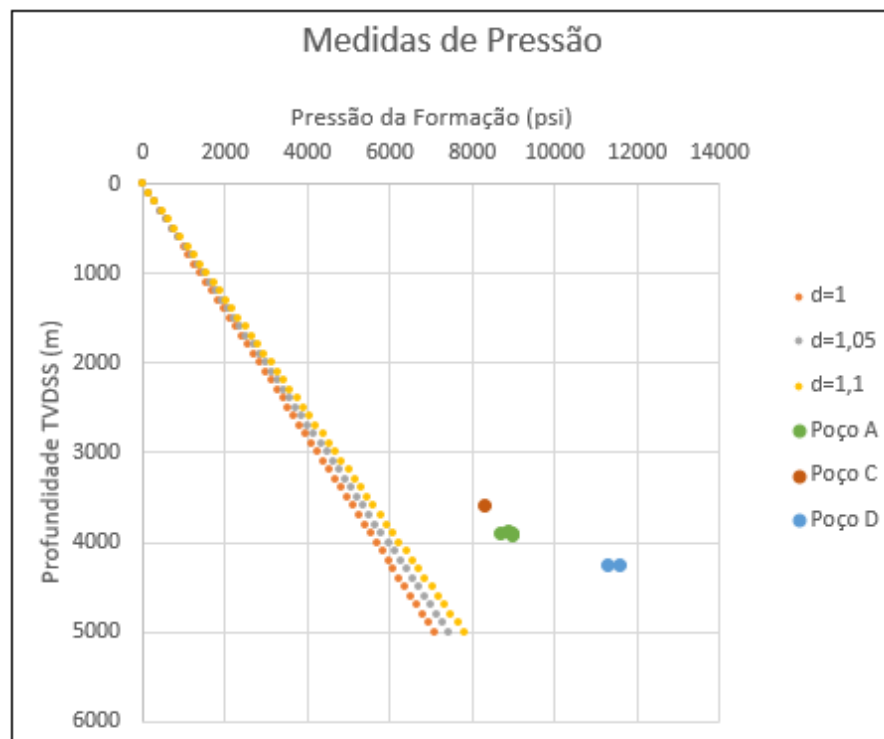


Figura 55- Registros de pressões (psi) medidas em teste de formação no intervalo siliciclástico de interesse e a pressão de poros normal esperada (equivalente a pressão hidrostática).

Tabela 3 - Valores das pressões de poros medidas em testes de formação.

| MEDIDAS DE PRESSÃO | | | | | | | |
|--------------------|-------------|----------|------|-----|--------------------|----------|-------|
| Poço | Prof. TVDSS | Prof. MD | MR | WD | PEex | PEex | Gp |
| | (m) | (m) | (m) | (m) | kg/cm ² | psi | ppg |
| Poço A | 3958 | 3983 | 25 | 70 | 624,8 | 8886,74 | 13,45 |
| Poço A | 3972 | 3997 | 25 | 70 | 631,8 | 8986,30 | 13,55 |
| Poço A | 3975 | 4000 | 25 | 70 | 609,4 | 8667,70 | 13,06 |
| Poço A | 3999 | 4024 | 25 | 70 | 629 | 8946,48 | 13,39 |
| Poço C | 3638,5 | 3666,5 | 28 | 59 | 582 | 8277,98 | 13,60 |
| Poço D | 4329,2 | 4352 | 22,8 | 78 | 791,66 | 11260,05 | 15,58 |
| Poço D | 4329,2 | 4352 | 22,8 | 78 | 813 | 11563,57 | 16,00 |

Para o cálculo dos gradientes de sobrecarga, apresentados nos modelos 1D das Figuras 50, 51, 52, 53 e 54 foram utilizadas curvas de perfis de densidade estimadas, uma vez que alguns poços não contêm a suíte de perfis completa e, na maioria deles, a curva de densidade (RHOB) não estava presente em alguns intervalos. Para a solução do problema, foi necessário, estimar os valores de densidade a partir da equação de Gardner, que apresenta a relação empírica entre velocidade e densidade (GARDNER, 1974).

A partir daí, calculou-se o perfil de densidade para os trechos onde não havia informações (Figura 56). Este cálculo foi baseado no perfil de velocidade da onda P e levou em consideração as seguintes constantes, para cada tipo litológico, baseadas na equação de Gardner:

$$\rho = \alpha \cdot Vp^\beta \quad (41)$$

A estimativa das constantes se deu a partir de um *crossplot* das propriedades Vp e densidade, onde foi ajustada a melhor função de Gardner calibrada pelos poços. As constantes adotadas são:

Calcarenito: $\alpha = 0,26076$; $\beta = 1,21$

Calcilutito: $\alpha = 0,10897$; $\beta = 2,09424$

Clástico: $\alpha = 0,11459$; $\beta = 2,071$

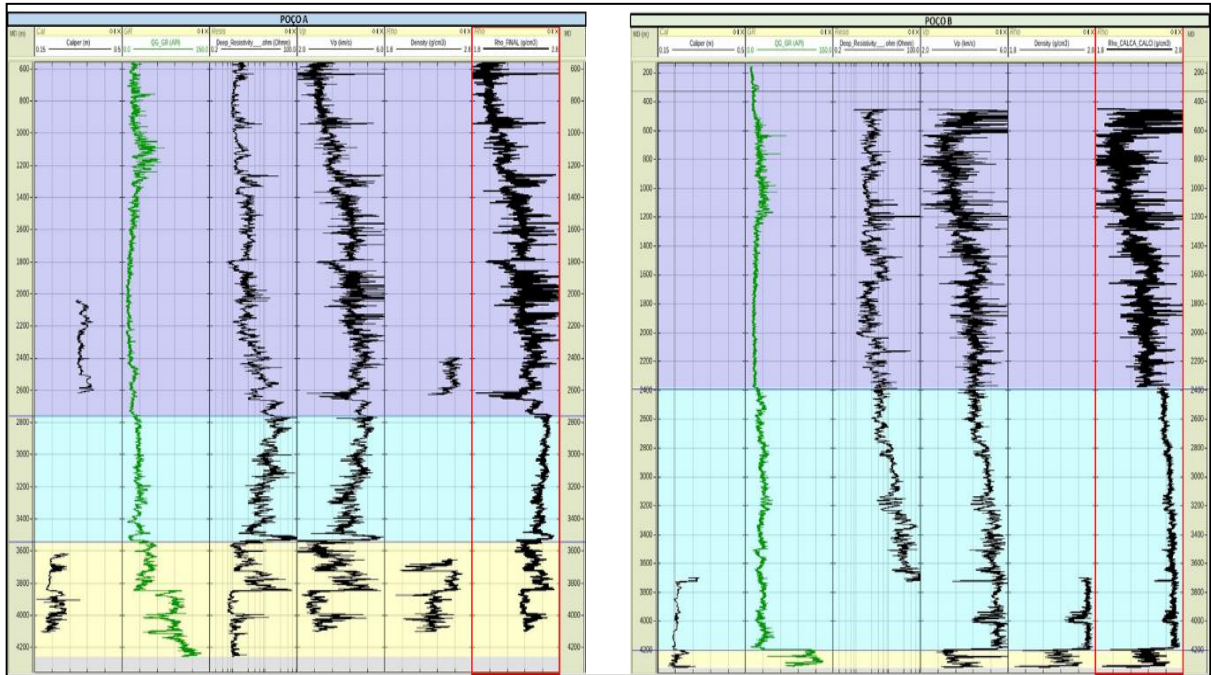


Figura 56- Perfil de densidade calculado para todo o poço. Destacado em roxo o intervalo com calcarenitos, em azul intervalo de calcilutite e amarelo o intervalo clástico. As curvas estão disponibilizadas da esquerda para a direita da seguinte forma: trilha 1 - Cáliper (0,15 – 0,5 m); trilha 2 - Raios Gamma (0 – 150 API); trilha 3 - Resistividade Profunda (0,5 – 100 ohmm); trilha 4 – Velocidade p (2 – 6 km/s); trilha 5 - Densidade (1,8 – 2,8 g/cm³); e, trilha 6 – Densidade calculada (1,8 – 2,8 g/cm³).

A Tabela 4 apresenta os valores médios do gradiente de sobrecarga calculados para o intervalo siliciclástico de interesse, através do perfil de Densidade (RHOB) obtido.

Tabela 4- Valores da estimativa do gradiente de sobrecarga para a seção clástica de interesse.

| Gradiente de Sobrecarga | | |
|-------------------------|-------------|-------------|
| Clástico | Média (psi) | Média (ppg) |
| Poço A | 12865,5 | 20,1 |
| Poço B | 15049,88 | 20,58 |
| Poço C | 12041,32 | 19,71 |
| Poço D | 15456,66 | 20,39 |
| Poço E | 8022 | 18,88 |

Baseado nos dados dos cinco poços de estudo, o gradiente de pressão de sobrecarga médio na seção clástica de interesse, ficou em torno de 20 lb.gal⁻¹.

Para a geração do modelo de gradiente de pressão de poros, além dos dados de poços, é vantajosa a utilização de dados de velocidade sísmica e do modelo estrutural.

Assim, na evolução geológica, a geometria do intervalo estudado constitui os sedimentos depositados entre: (1) topo do Maastrichtiano– superfície verde na Figura 57, associado ao topo da zona com pressões anormais, no geral, abaixo da plataforma carbonática e (2) o topo da seção *rift* – superfície amarela, profundidade suficiente para detecção de ocorrências de sobrepressão.

Na Figura 57 é apresentado o intervalo estratigráfico de estudo destacado na faixa verde, entre o topo do Maastrichtiano e o topo da seção *rift*, mapeados utilizando o *software* Petrel da companhia Schlumberger. Nesta figura é possível observar que os poços A, B, C e D estão localizados em regiões de zonas de falhas e fraturas, o que pode ser interpretado como um dos possíveis mecanismos causadores da pressurização da seção estudada, a depender do comportamento selante das falhas. Na Figura 58 são apresentados os mapas de superfícies estruturais das duas seções.

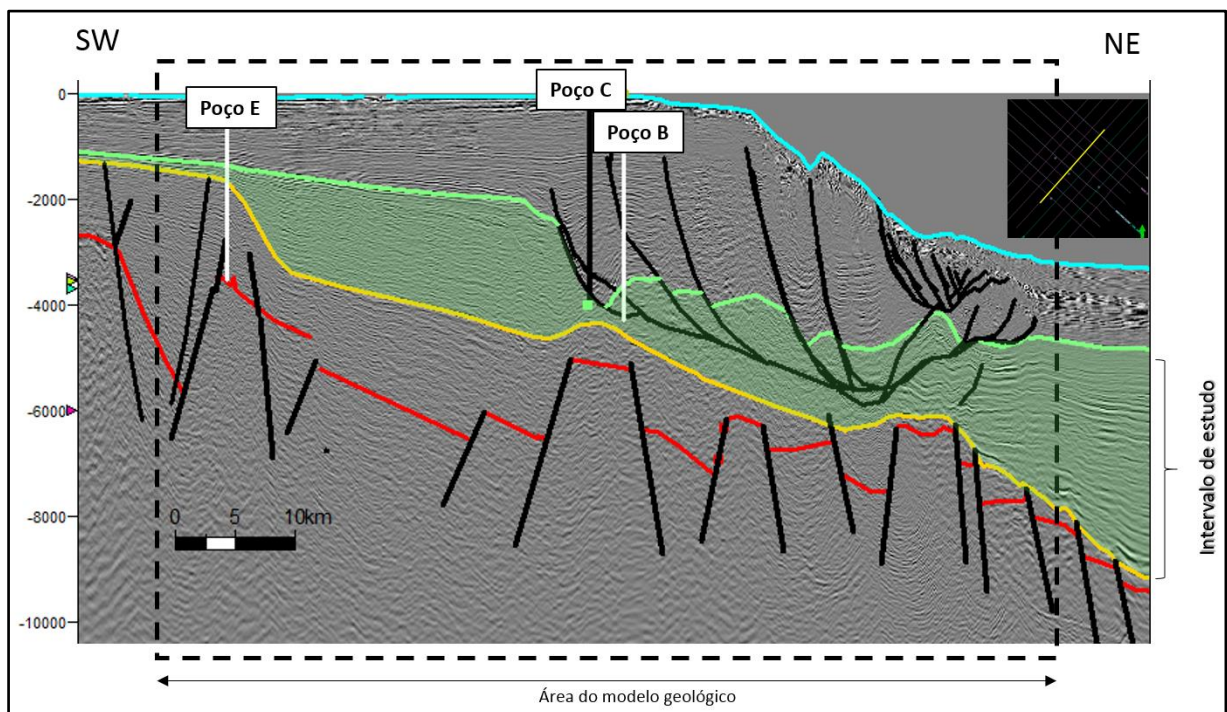


Figura 57- Seção sísmica *dip* destacado, em verde, o intervalo de estudo.

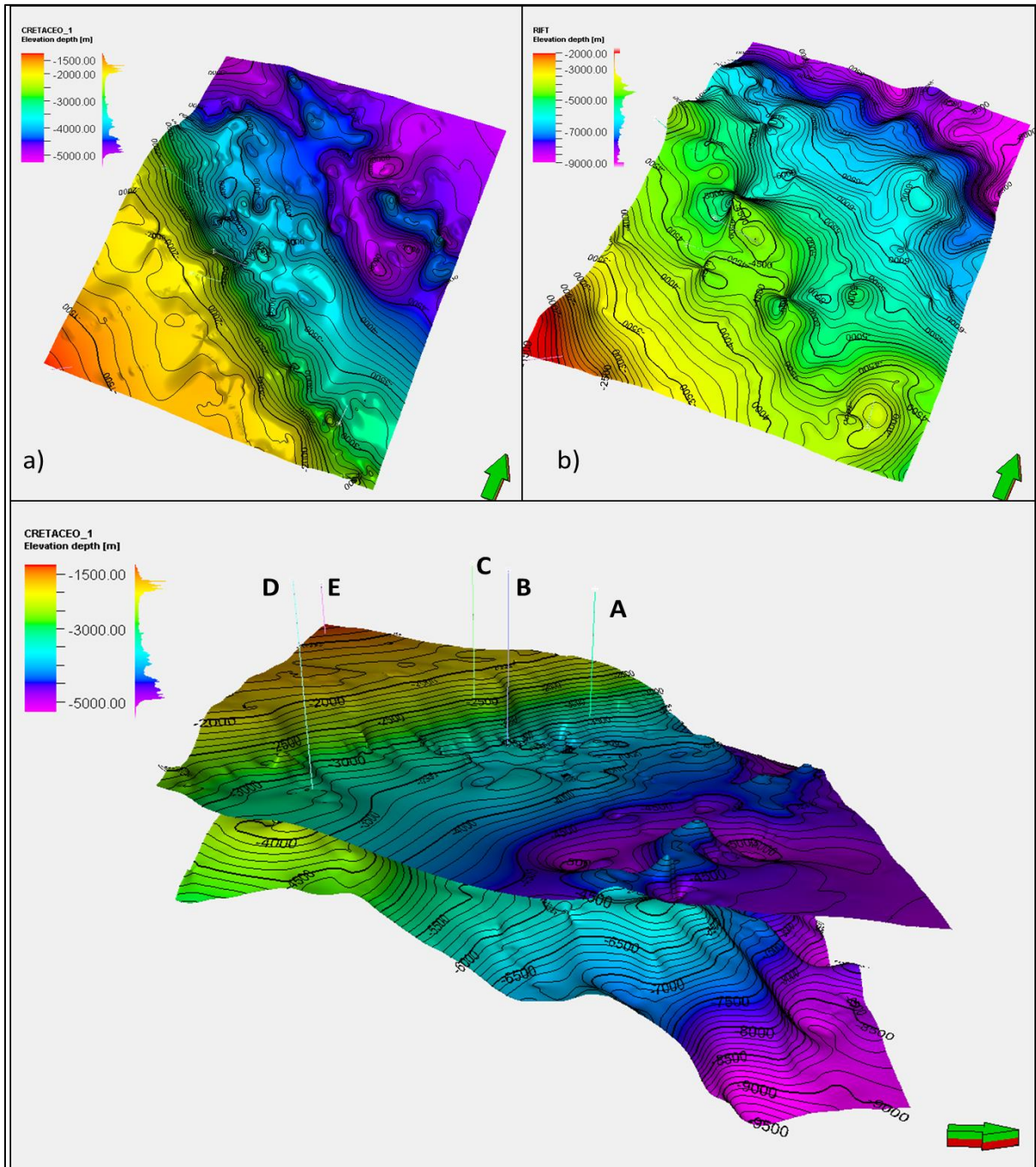


Figura 58- Mapas das superfícies estruturais das seções: (a) topo do Maastrichtiano e (b) topo da seção *rift*.

Sabe-se que, para a utilização da segunda variável é necessário que ambas, primeira variável (poço) e segunda variável (sísmica), sejam correlacionáveis. A Figura 59 apresenta a análise dos dados de velocidade dos poços A e D comparados com dados de velocidade intervalar projetados nas seções 2D. Nos gráficos, é possível verificar que no topo do intervalo de interesse, a aproximadamente, 3.500 metros (MD) no poço A e 4.000 metros (MD) no poço D, há uma diminuição na velocidade sísmica, praticamente coincidente com a curva de velocidade do perfil do poço.

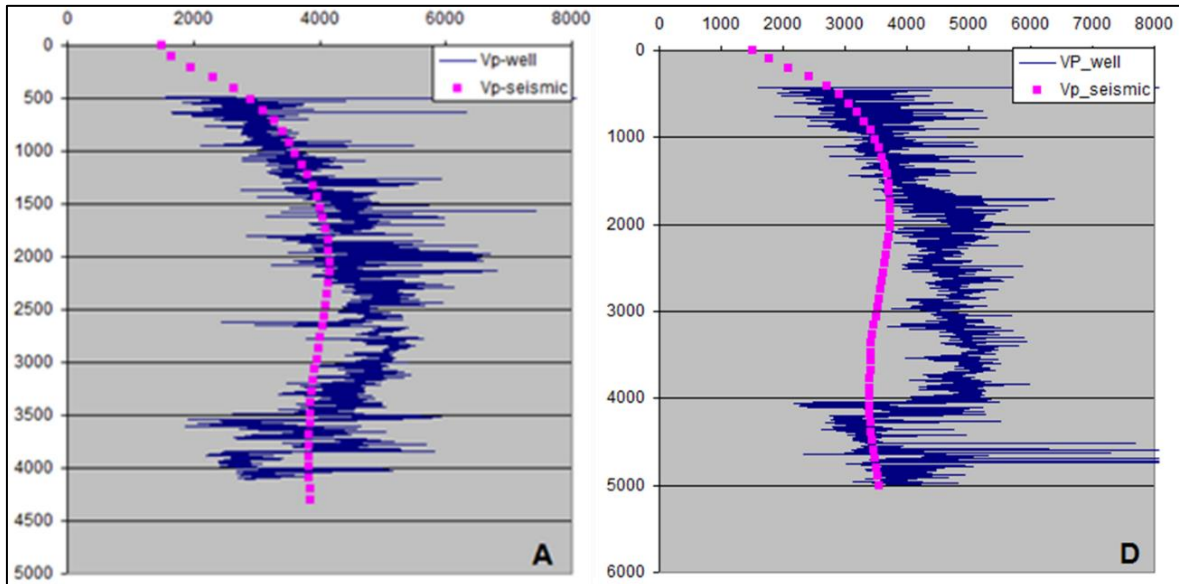


Figura 59- Curva de velocidade Vp dos poços A e D, combinada com a velocidade sísmica da seção 2D na posição do poço.

A razão para a diferença de velocidade pode estar relacionada aos tipos de frequências dos equipamentos utilizados nos poços (altas frequências) e da sísmica no terreno (baixa frequência). Porém, devido à escassez de poços para a estimativa de pressões, optou-se por utilizar o volume de velocidades sísmicas como segunda variável, já que para prever a variação da pressão de poros de um ponto para outro utilizando somente poços não seria tão acurado quanto a estimativa integrando dados de poço e sísmicos, mesmo que estes apresentem-se suavizados.

A fim de identificar uma relação entre as variáveis, para o mesmo intervalo estratigráfico, foi plotado a relação pressão de poros vs velocidade intervalar. O *crossplot* da Figura 60 sugere a existência de dois comportamentos em relação aos pares de valores de pressão de poros vs velocidade. Um padrão para os poços com pressões anormais, associados a baixas velocidades que variam de 2.000 m/s a 4.000 m/s e padrão para os poços sem pressões anômalas e altas velocidades que variam de, aproximadamente, 3.900 m/s a 6.000 m/s.

Comumente é esperado que a velocidade da onda p na rocha aumente de acordo com a profundidade e o tempo de trânsito diminua, ou seja, ambas variam de maneira previsível com a profundidade. Se há mudanças significativas no comportamento dessas variáveis, como a diminuição da velocidade, isto é, aumento no tempo de trânsito, pode-se assumir a ocorrência de zonas geopressurizadas.

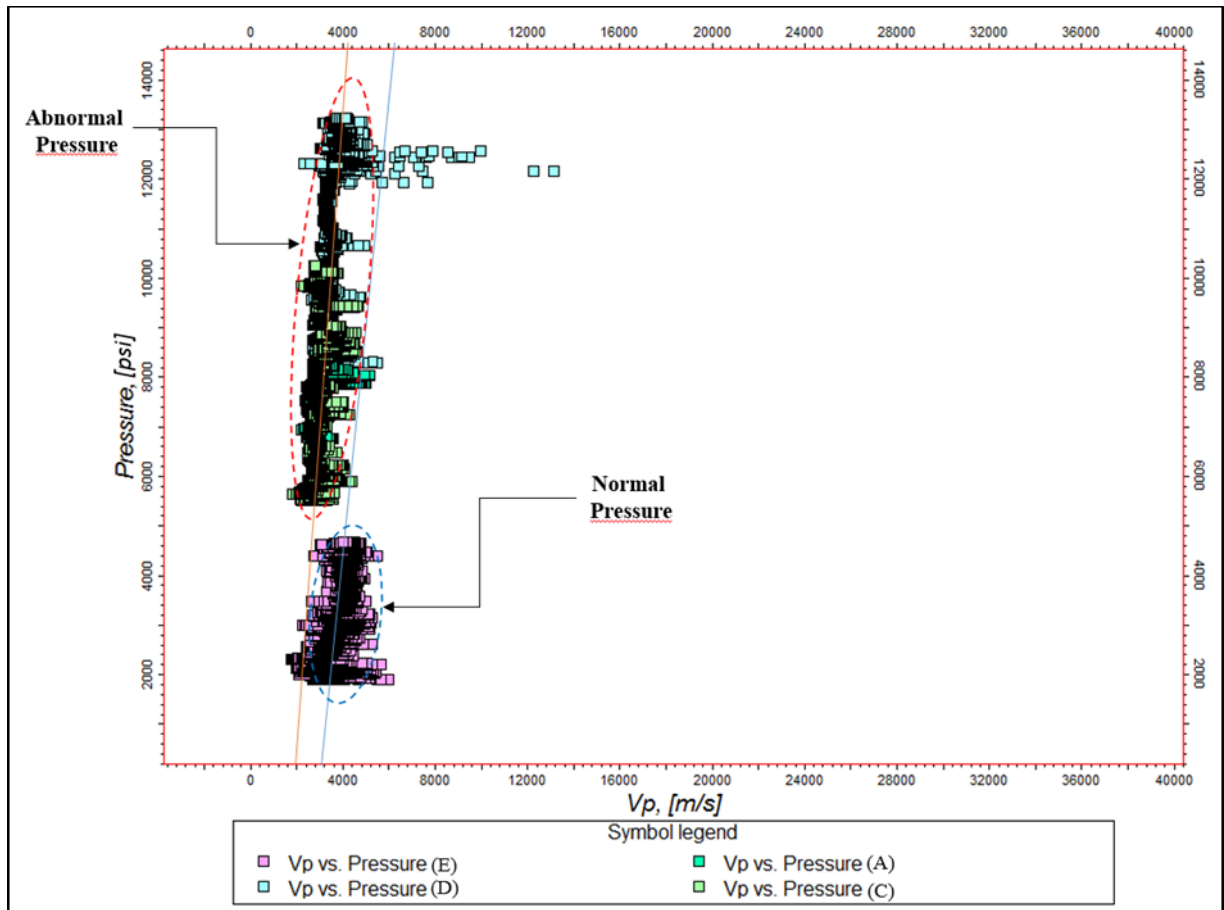


Figura 60- Crossplot VP vs Pressão do intervalo siliciclástico, destacando os poços com pressões anormais e o poço com pressão normal.

A Figura 61, mostra uma boa correlação de Vp com a pressão de poros dos poços D, tendo um coeficiente de correlação de -0,58.

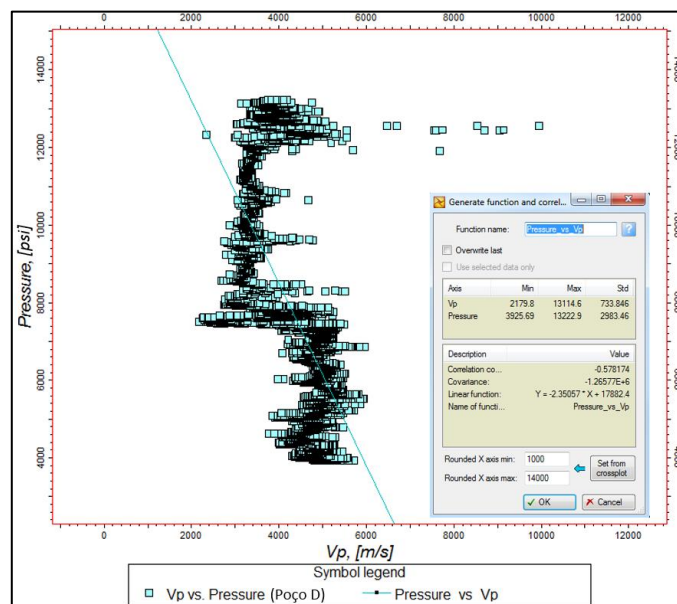


Figura 61- Correlação entre os valores de Vp vs AI; e Vp vs Pressão de Poros do poço D.

Para as estimativas por krigagem, foi gerado um cubo de velocidade intervalar a partir dos dados sísmicos 2D. A estimativa geostatística da velocidade foi efetuada utilizando o *software* Petrel da companhia Schlumberger e para efeito de cálculo, a malha geométrica estratigráfica final limitou-se ao arcabouço estrutural entre o topo do Maastrichtiano e o topo do *rift*, subdivididas em 20 camadas proporcionais. A estimativa do cubo de velocidade 3D se deu por krigagem simples, apresentado na Figura 62. A vantagem do cubo de velocidade densamente amostrado é que se torna possível a extração de informações auxiliares para geração do modelo de pressão de poros em qualquer ponto desejado.

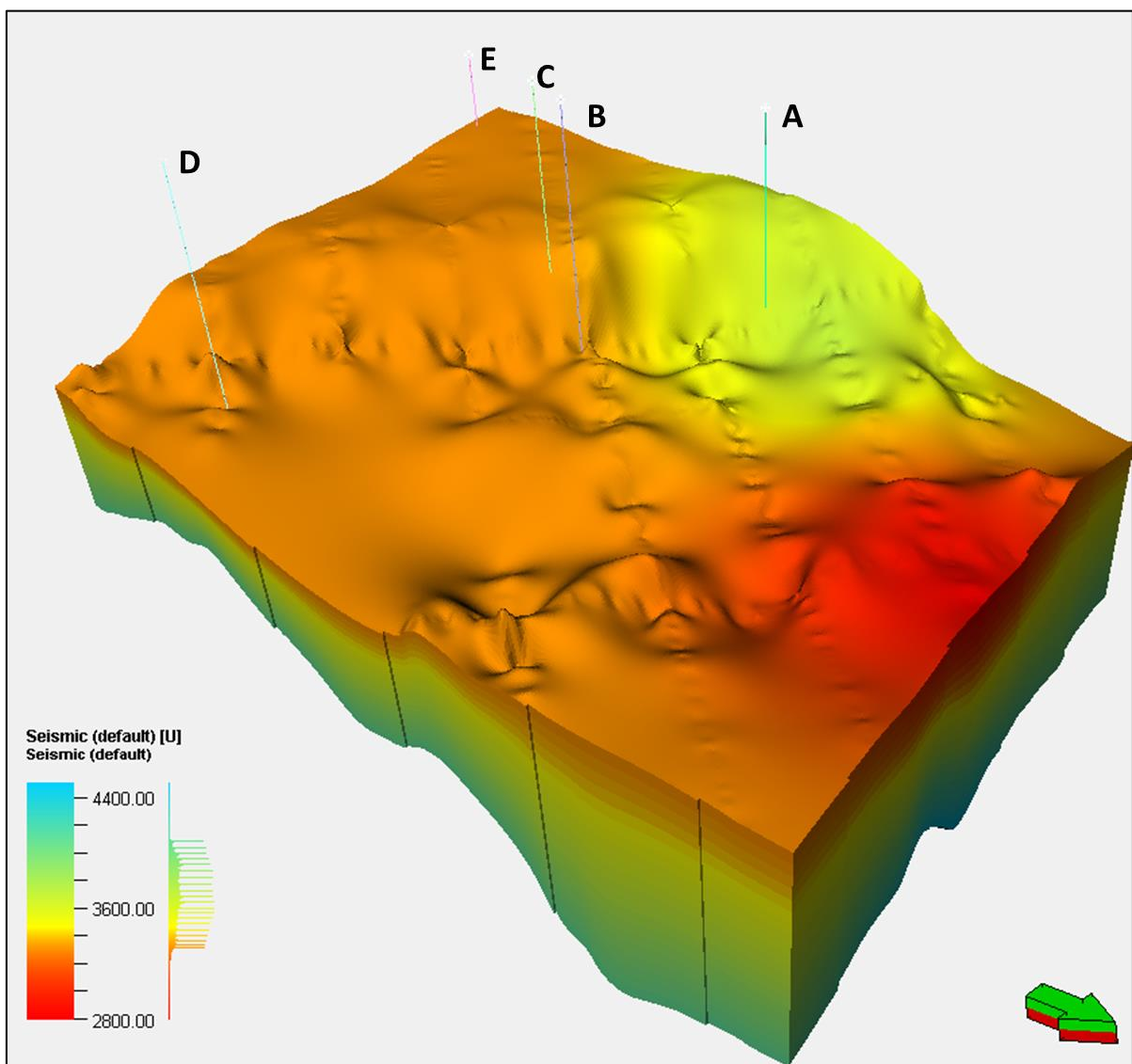


Figura 62- Cubo de velocidade gerado a partir dos dados sísmicos 2D.

Na Figura 63 é apresentada a velocidade estimada no intervalo de interesse, entre o topo do Maastrichtiano e topo do *rift*, em uma seção *dip*, de direção SW-NE, atravessando os poços C e B.

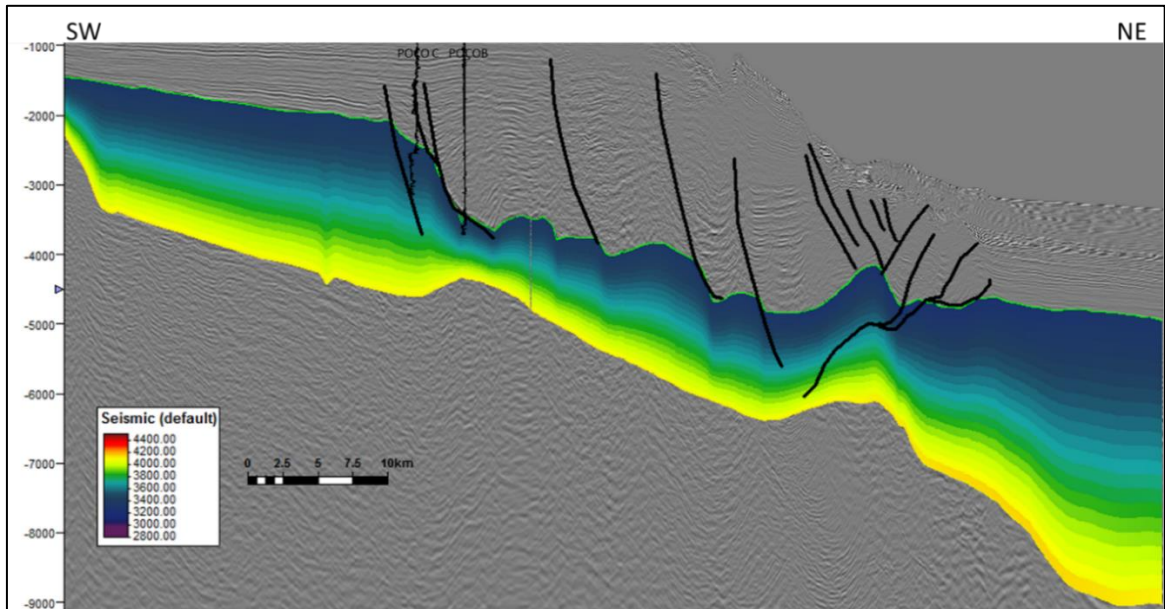


Figura 63- Velocidade intervalar estimada ao longo de uma seção SW-NE, *downdip*. É possível observar a curva de tempo de trânsito dos poços C e B, nessa seção.

A partir da integração dos dados do cubo de velocidade gerado e modelos 1D de gradientes de pressão de poço, foi possível, através da técnica de geoestatística multivariada, estimar um volume final do gradiente de pressão de poros na área.

A integração de dados utiliza os parâmetros derivados do modelo variográfico gerado somente a partir do dado sísmico, uma vez que modelo variográfico baseado nos poços foi inconclusivo pela pouca densidade de dados. A Figura 64, indica o resultado da análise variográfica dos dados experimentais nas direções azimutais de 0° e 90° , que correspondem às direções N-S e W-E, respectivamente. O gráfico apresenta os seguintes parâmetros que foram utilizados para gerar o modelo variográfico horizontal, nas direções principais e secundárias: tipo gaussiano em ambos, alcance de 1.000 m e 700 m, efeito pepita de 10.000 e 1.000, e patamar com 150.000 e 80.000, respectivamente.

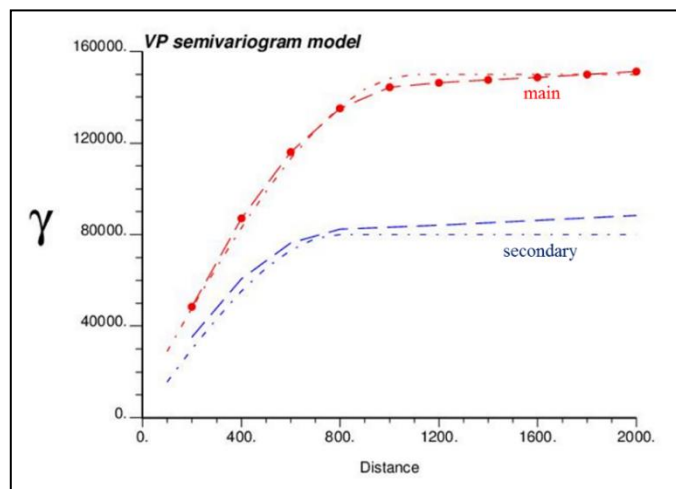


Figura 64- Semivariograma horizontal das direções principal e secundária.

As Figuras 65 e 66 apresentam o processo de carregamento dos dados de poços e os processos para a modelagem do volume de pressão de poros final, utilizando o *software* Petrel. Neste ponto, são inseridos os parâmetros variográficos e definida a utilização dos dados de pressão de poros obtidos nos poços como a primeira variável, no qual os valores dos dados de poços são honrados.

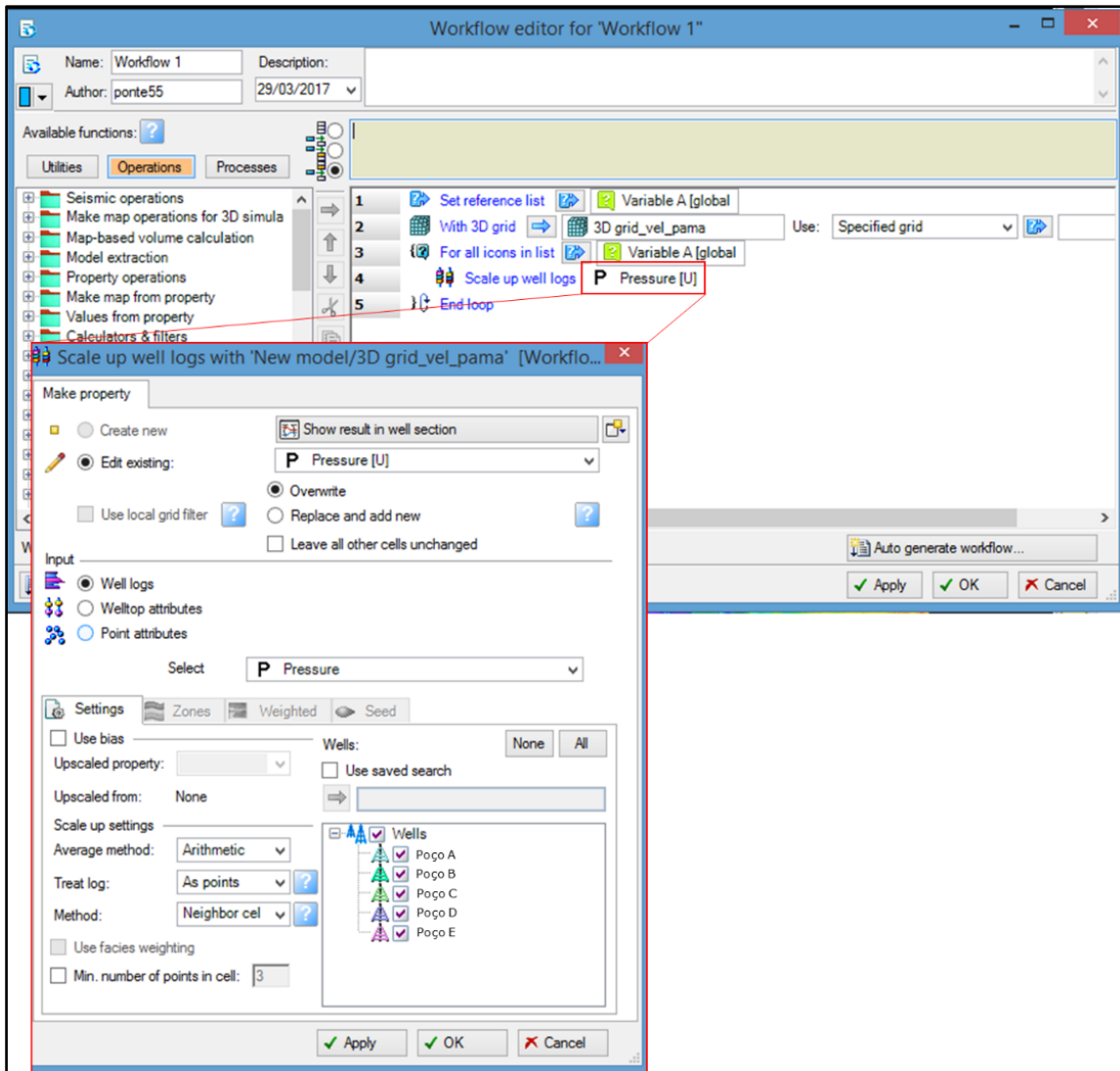


Figura 65- Processo de carregamento dos dados de poços na malha.

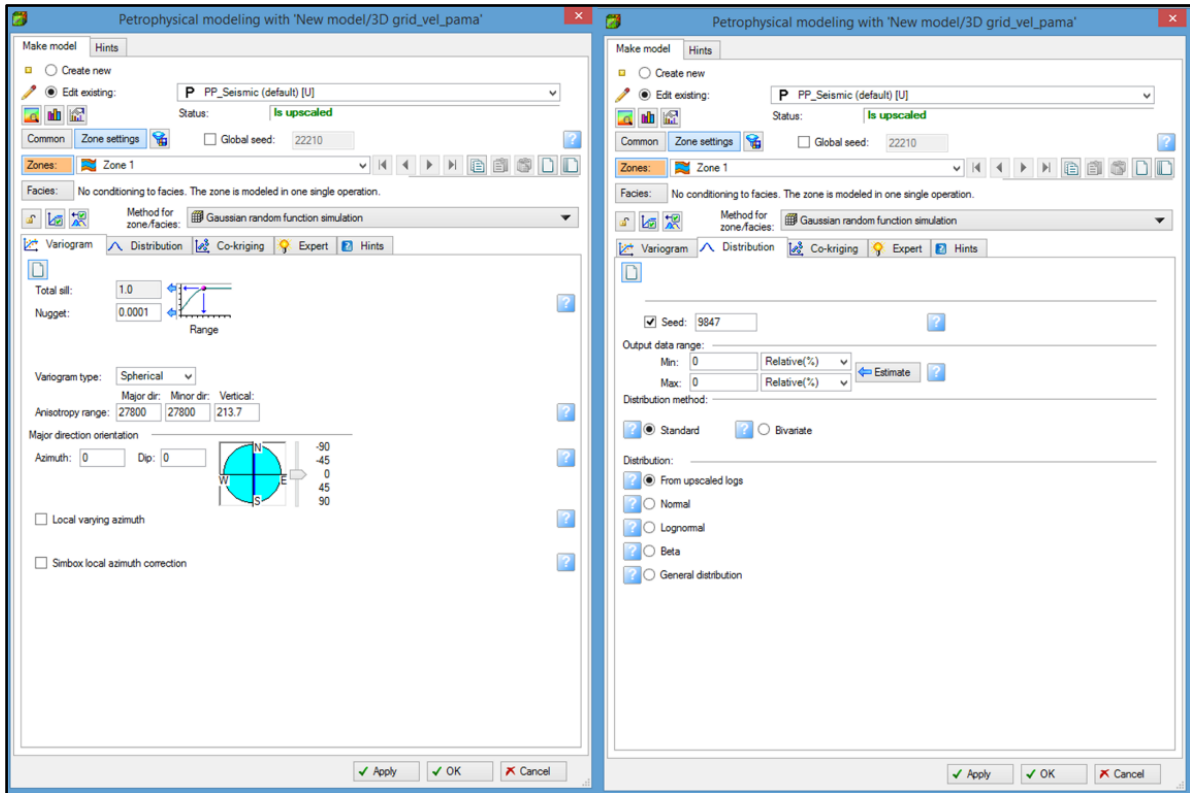


Figura 66- Parâmetros utilizados para a modelagem do volume de pressão de poros final.

A Figura 67, mostra o processo de realização da LVM (*locally varying mean*), adotado para a estimativa do modelo final de pressão de poros. O cubo de velocidade estimado a partir das seções de velocidade das linhas sísmicas 2D, foi carregado como variável secundária e o método LVM foi escolhido. Este método considera que a média dos dados não é constante em todo o modelo e apresentou as estimativas de pressão de poros coerentes, quando comparado aos dados de poços.

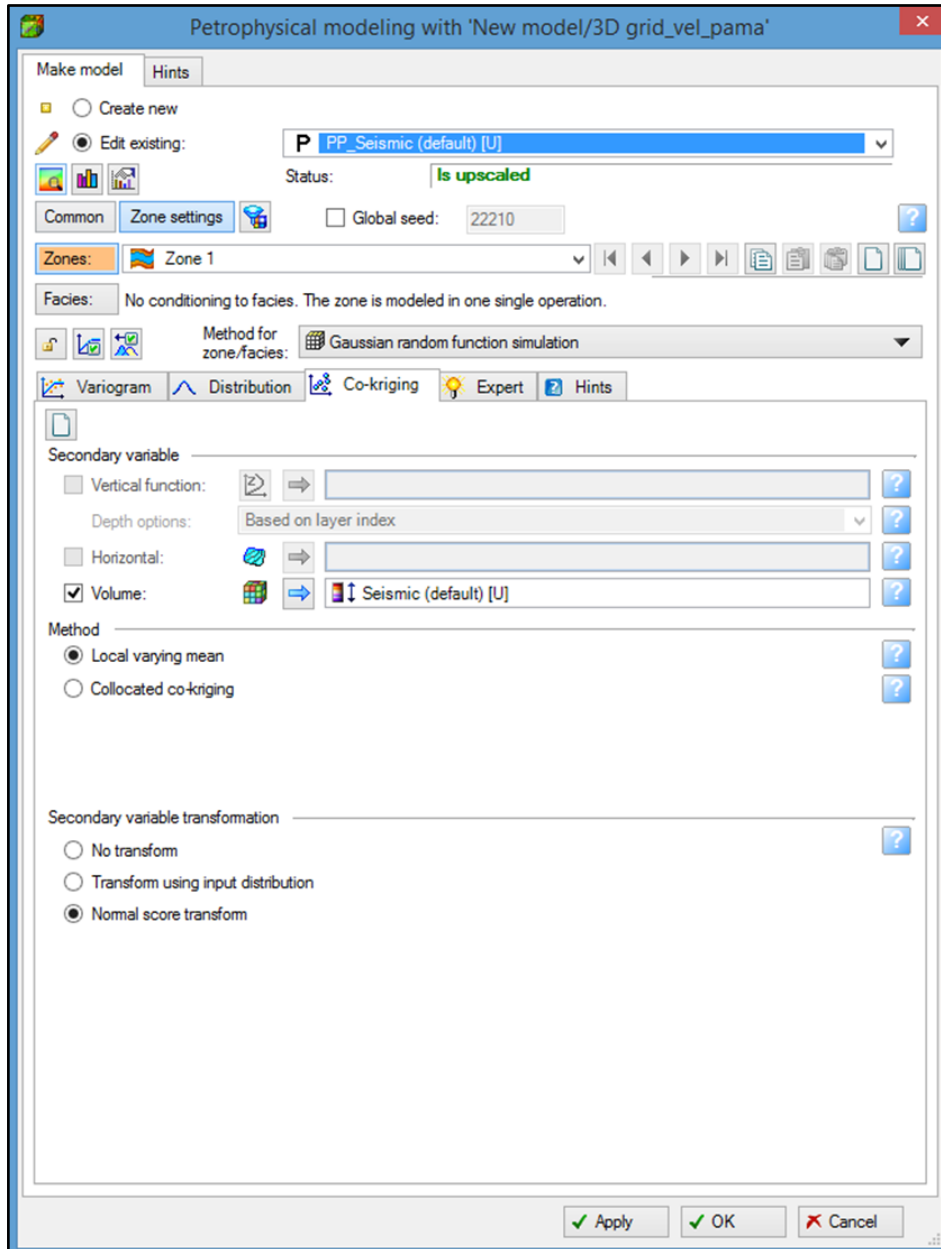


Figura 67- Determinação do cubo de velocidade sísmica como segunda variável e definição do método de estimativa LVM.

A seguir são apresentados os resultados e as discussões do processo.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Como citado no capítulo anterior, a geração do volume final do campo de geopressão da área foi processada através das estimativas LVM (*locally varying mean*). O modelo geoestatístico utilizou como variável primária as informações de pressão de poros modeladas nos poços, e como segunda variável, os dados do cubo de velocidade intervalar. A Geoestatística Multivariada permitiu a integração de dados em diferentes escalas e produziu um cubo de estimativas de campos de geopressões detalhado. Através desse cubo, foi possível a extração de informações de pressão de poros em qualquer localização na área. Este volume final, do gradiente de pressão de poros, honrou dados de poços, geograficamente esparsos, mas com medidas diretas e a tendência da sísmica, densamente amostrada que, naturalmente, tem o maior desvio relativo em relação à medição da variável.

A análise dos dados apresentou histogramas dos dados de velocidade V_p intervalar do cubo sísmico e a velocidade V_p nos poços os quais mostraram uma similaridade no tipo de distribuição, definida como próximo a uma gaussiana, com médias globais em torno de 3677 m.s^{-1} (Figura 68). Na Tabela 5 são apresentados os valores estatísticos destes histogramas.

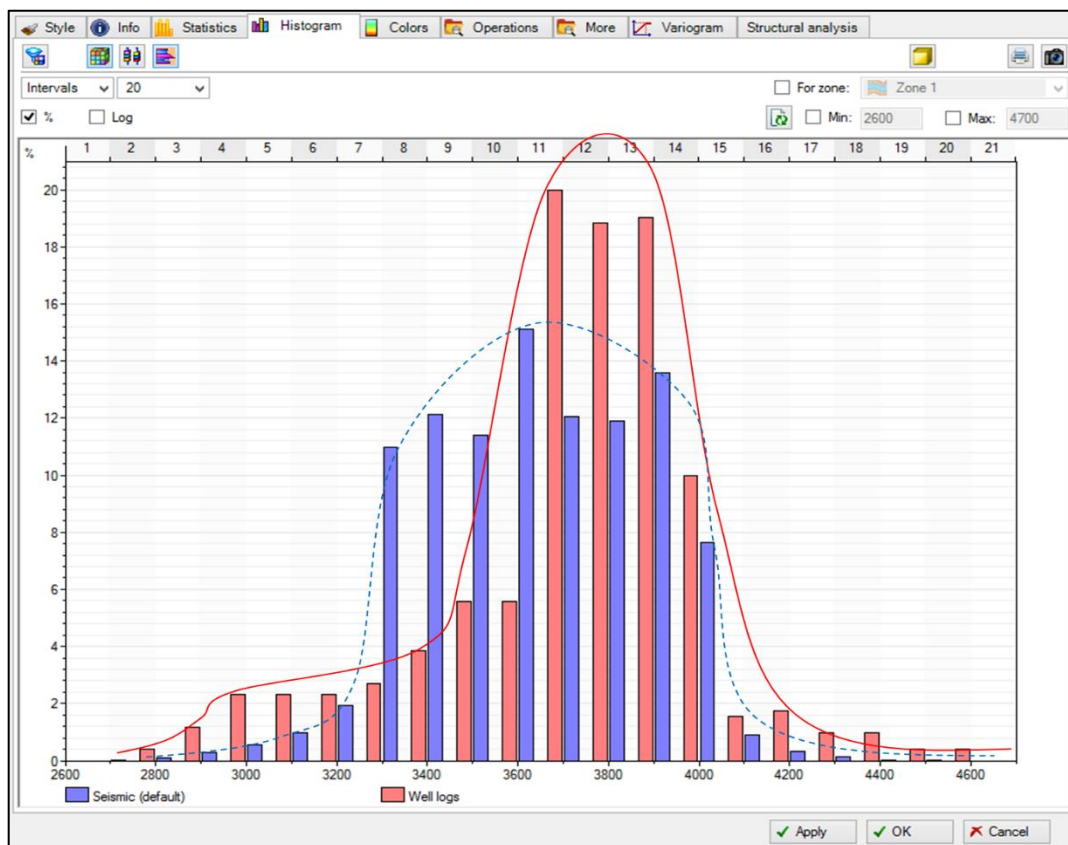


Figura 68- Distribuição de frequência relativa do perfil V_p dos poços (em vermelho) e da sísmica (em azul).

Tabela 5- Valores estatísticos dos histogramas Vp sísmica e Vp poço.

| | Máximo | Mínimo | Média | Variância |
|------------|---------|---------|---------|-----------|
| Vp sísmica | 4511,99 | 2792,06 | 3676,70 | 60361,42 |
| Vp poço | 4511,99 | 2792,06 | 3676,00 | 84092,37 |

A análise variográfica mostrou que a variação espacial é do tipo zonal, ou seja, a direção principal e a direção secundária não atingem o mesmo patamar (Figura 64 do capítulo 6).

A Figura 69 apresenta o volume de gradiente de pressão de poros em lb.gal^{-1} (ppg) resultante da integração dos dados e estimativas calculadas por krigagem LVM.

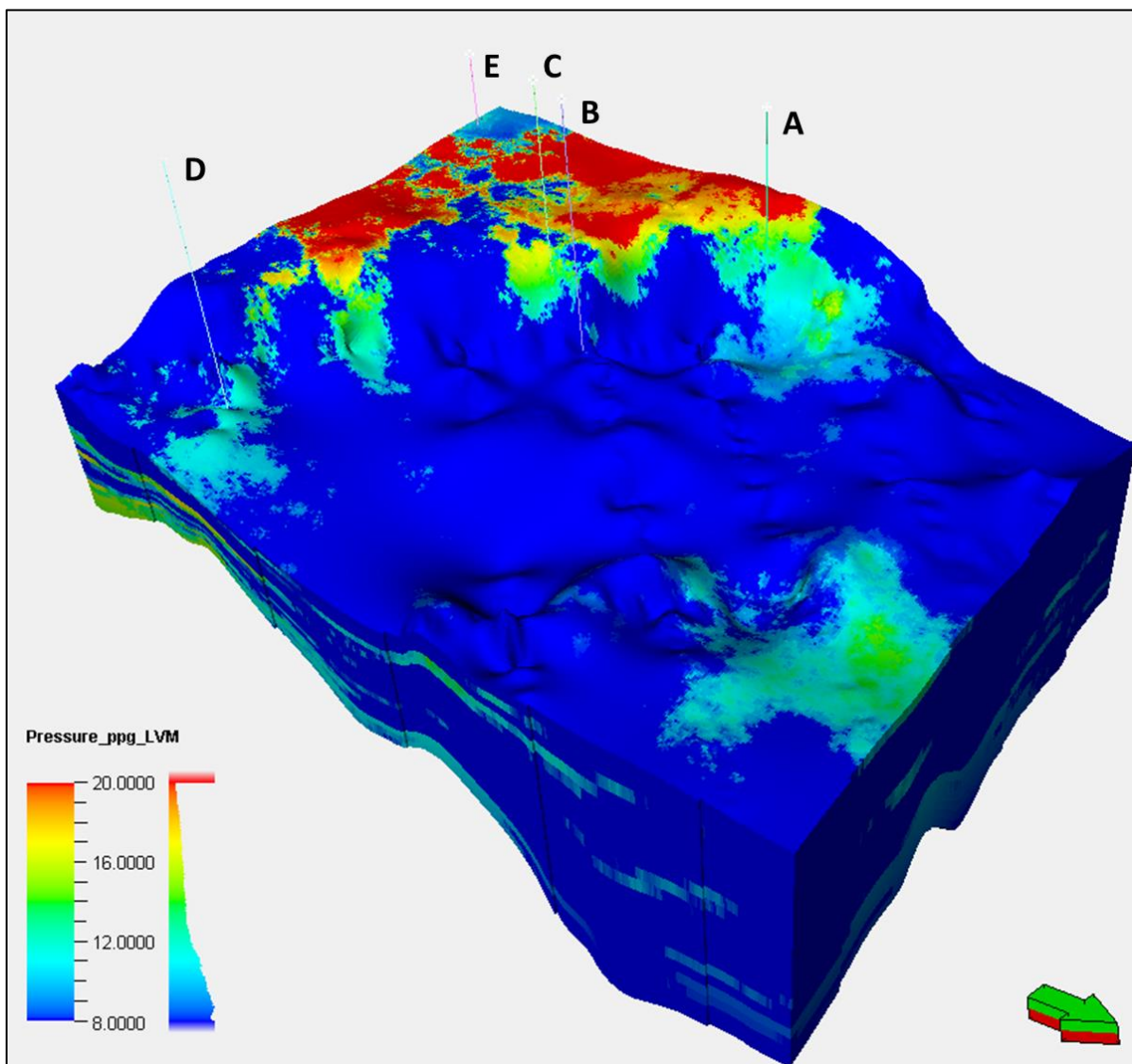


Figura 69- Estimativa de pressão de poros no intervalo do Maastrichtiano até o topo da sequência rift.

Depois da modelagem é importante comparar o *output* (modelo 3D) com os *inputs* (sísmica e poço). O histograma é a escolha mais óbvia para essa comparação, como apresentado na Figura 70. Na Figura, em azul está representado a distribuição do modelo 3D final, em verde

está representado o *upscaled* da sísmica e em vermelho a distribuição dos valores de pressão dos poços. A média e o desvio padrão variam da seguinte forma: (1) modelo 3D: média = 6670,86 psi e desvio padrão = 3245,62 psi; (2) sísmica: média = 6643,07 psi e desvio padrão = 2695,90 psi; e, (3) poços: média = 6283,65 psi e desvio padrão = 3047,03 psi, apresentam-se de forma geral coerente na relação entre eles. Além disso, também é importante o conhecimento geológico para validar o modelo com o que é esperado para a área.

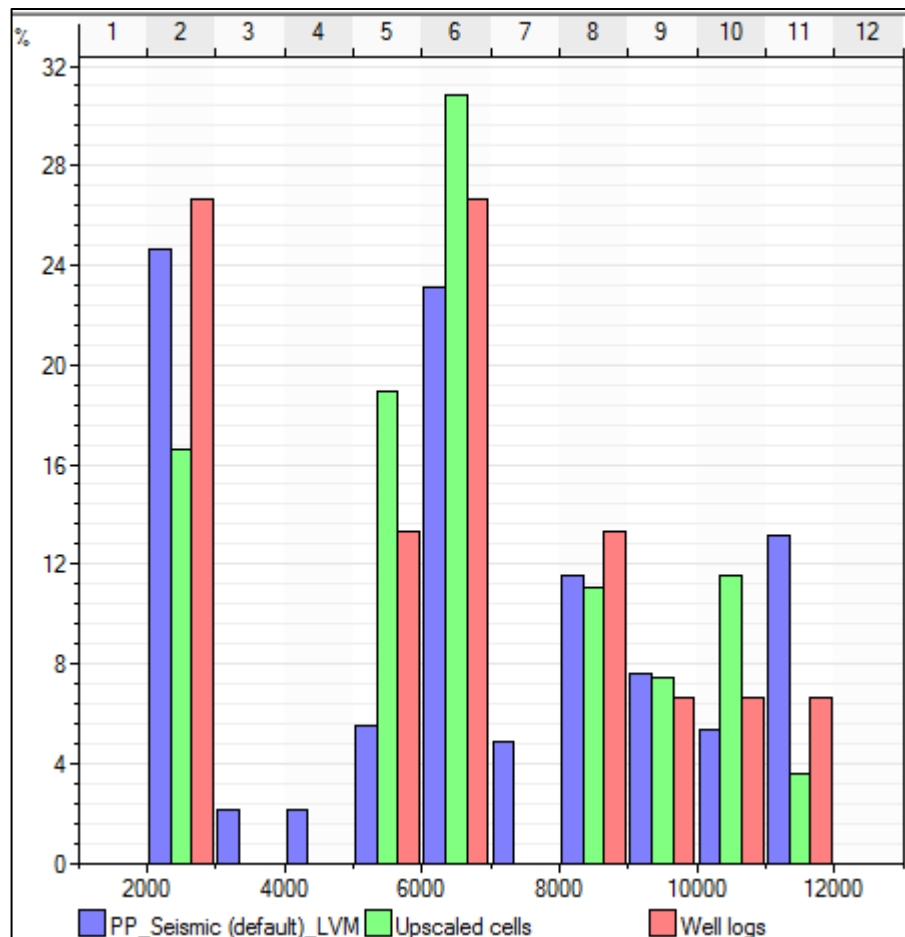


Figura 70- Distribuição de frequência relativa do modelo de pressão final (azul) e os inputs, sísmica (verde) e poço (vermelho).

Na Figura 71, foi feito um corte nos valores de pressão de poros abaixo de 9 lb.gal^{-1} (ppg), e então, é apresentada, de forma tridimensional, a distribuição das altas pressões dentro do intervalo de estudo. Nesta figura está destacado, em amarelo, o limite da célula gravitacional, interseção da principal falha de empurrão com o topo do Maastrichtiano.

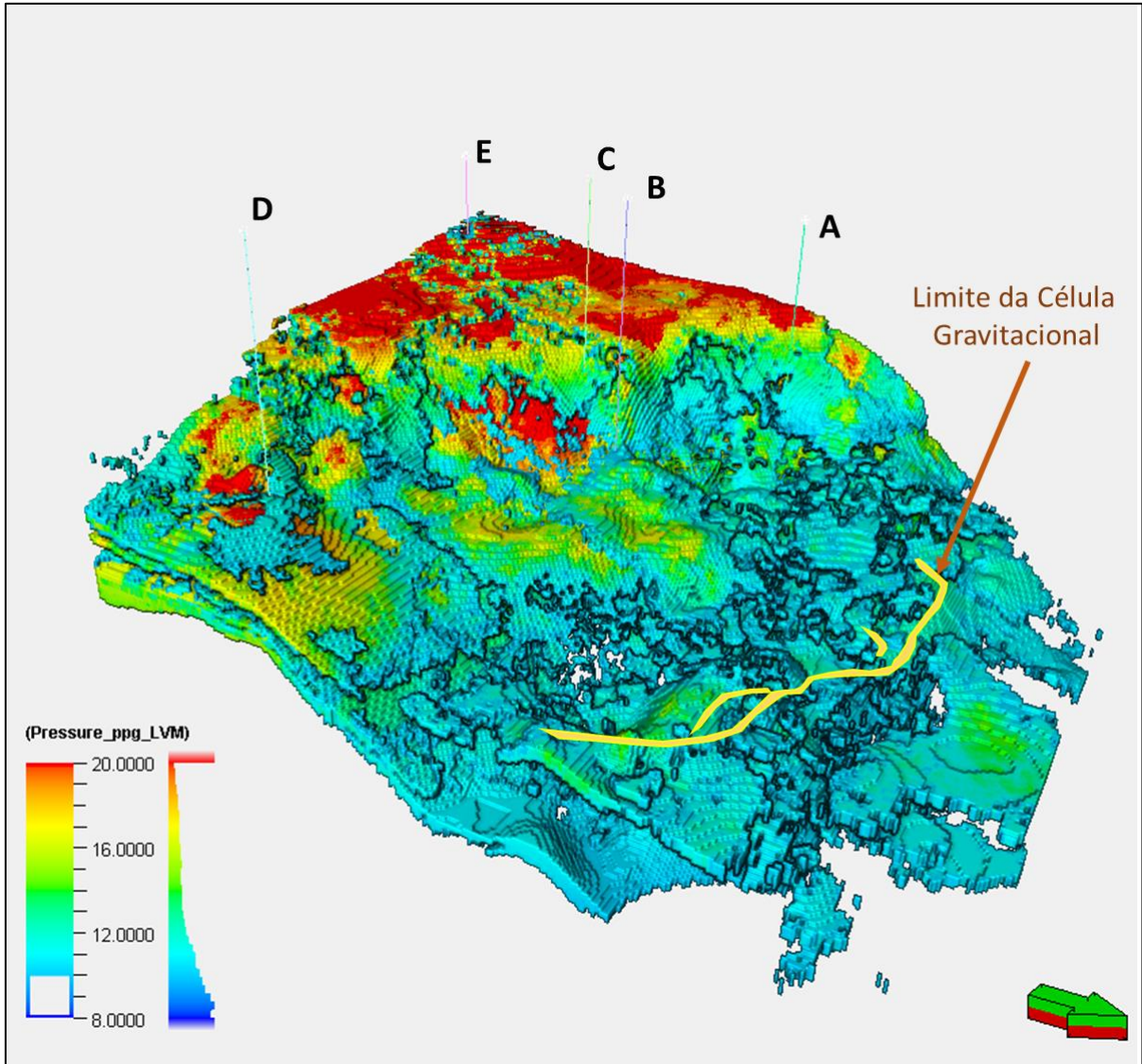


Figura 71- Distribuição do campo anômalo de geopressões dentro do volume 3D de estudo. Em amarelo é destacado o limite da célula gravitacional.

Nessas figuras é possível observar duas porções com prognóstico de sobrepressão dentro da área de estudo e maiores valores de anomalias de pressão (em cores quentes – vermelho) na porção de plataforma da área, o que pode ser explicado pela migração *updip* dos fluidos com pressões anormais. Para análise da distribuição espacial e melhor visualização das pressões de poros, foram confeccionadas seções 2D em várias direções dentro do intervalo estratigráfico de estudo. As Figuras 72, 73 e 74 apresentam seções de direção NW-SE e SW-NE, onde é mostrada a distribuição das zonas de alta pressão dentro do intervalo de interesse e mostram-se coerentes comparados aos dados de poços. Vale ressaltar, que os valores acima de 10 lb.gal^{-1} (ppg) foram considerados anomalia de alta pressão.

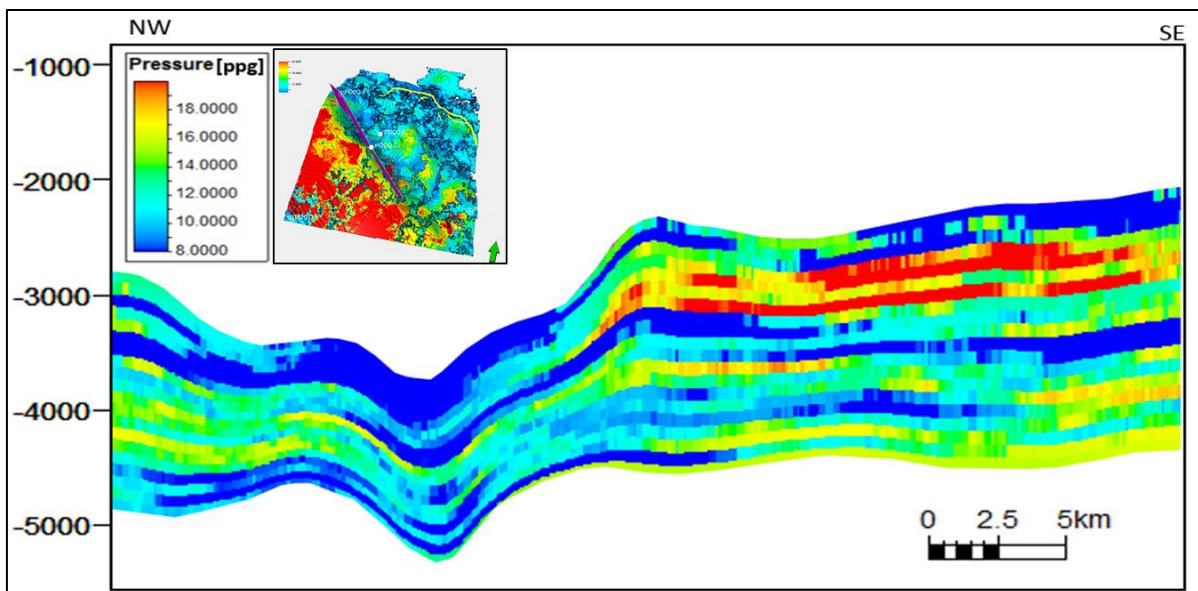


Figura 72- Análise de pressão de poros ao longo de uma seção NW-SE, extraída a partir do cubo de estimativas de pressão de poros.

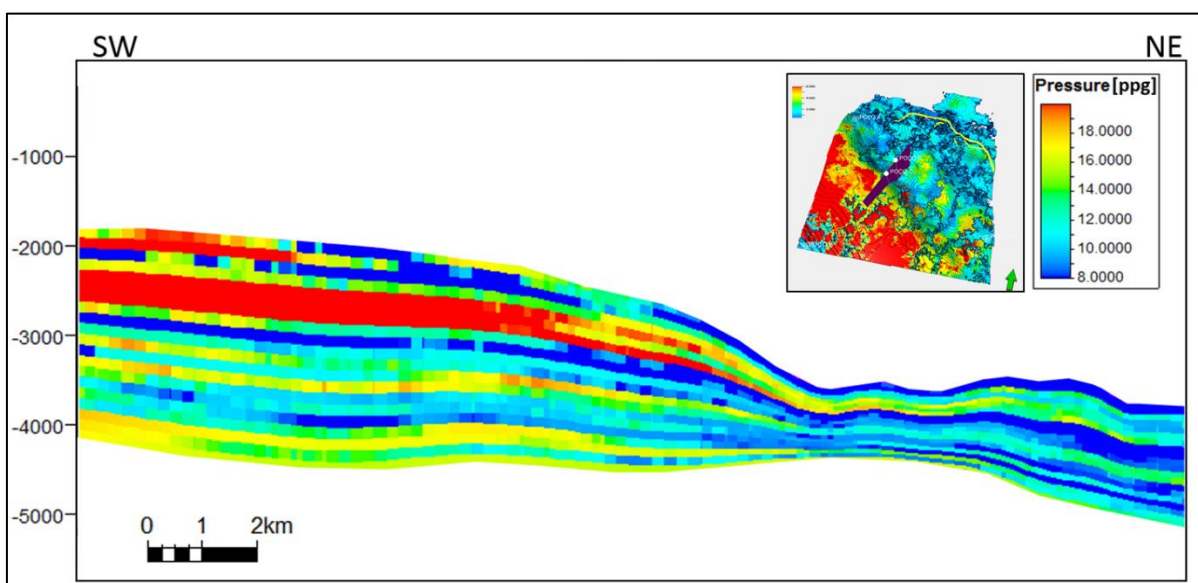


Figura 73- Análise de pressão de poros ao longo de uma seção SW-NE, extraída a partir do cubo de estimativas de pressão de poros.

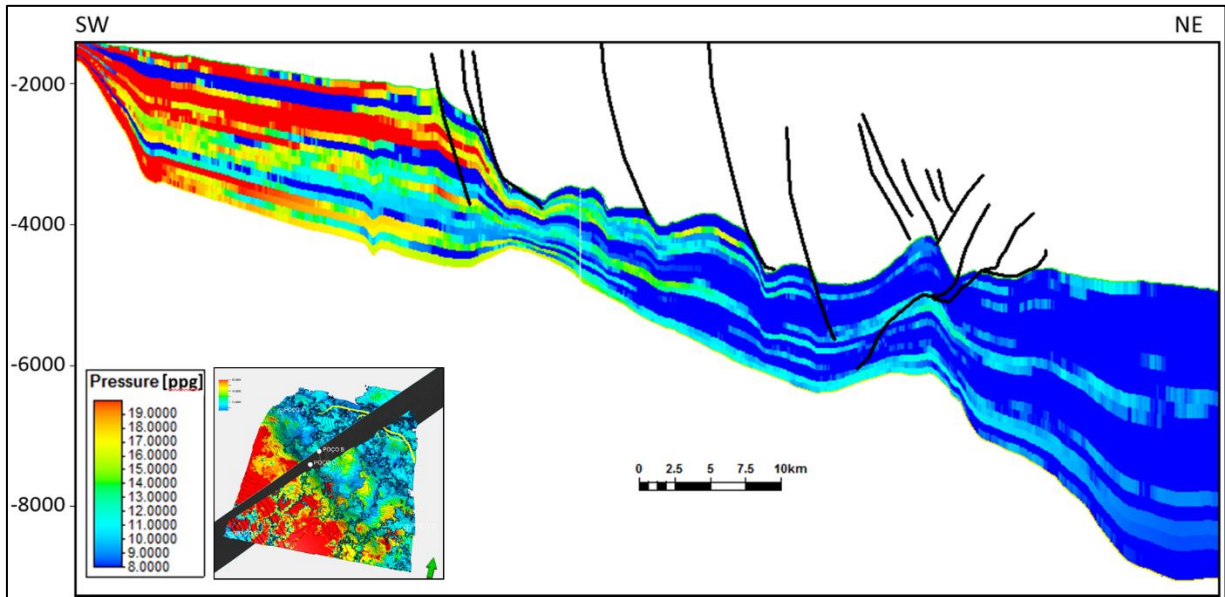


Figura 74- Análise de pressão de poros ao longo de uma seção SW-NE (*downdip*) extraída a partir do cubo de estimativas de pressão de poros.

Na região de estudo, onde foi possível identificar duas arquiteturas: um sistema distensivo e alongado na direção NW-SE, na porção plataformar; e um sistema compressional, na porção *downdip*, denominado por ZALÁN, 2001 e SOARES JÚNIOR, 2008 como cinturão gravitacional de dobras e empurrões, associado ao colapso gravitacional na plataforma. Na Figura 74, que engloba porções *downdip* do modelo, é possível observar que além das ocorrências de altas pressões na porção *updip* há ocorrências de altas pressões nas porções *downdip*, não muito expressivas, mas provavelmente associadas à sobrecarga e aos esforços compressoriais. É possível que a dissipação do fluido da formação não tenha ocorrido em equilíbrio com a compactação devido ao aumento de tensões pela compressão em um sistema previamente estabilizado. O *stress* horizontal, nessas regiões, pode atingir o dobro da sobrecarga antes da falha ocorrer, propiciando a ocorrência de pressão anormal. Neste estudo, foram interpretados dois possíveis processos geradores de pressão anormal na região. A Figura 75, apresenta uma seção geológica esquemática ilustrando a dinâmica do mecanismo responsável pela distribuição de sobrepressões interpretado na seção de estudo em um primeiro cenário. A ocorrência das anomalias de alta pressão e sua disposição são devidos à:

- (1) geração de sobrepressão devido ao aumento de sobrecarga, resultado de mecanismos de compressão, durante o Oligoceno, responsável pela formação de duplex estrutural com duplicidade de camadas, reduzindo o espaço poroso e a capacidade de expelir fluido;

- (2) remigração com deslocamento de fluidos da porção *downdip* em direção *updip*, fazendo com que as sobrepressões sejam continuamente maiores com o raseamento da profundidade;
- (3) os campos de pressão anormal são acumulados e aprisionados devido ao comportamento selante da plataforma carbonática, resultado da natureza deposicional dessa espessa sequência carbonática Terciária, depositada sobre a seção anormalmente pressurizada. Neste cenário, as falhas de domínio extensional podem apresentar caráter selante (ROCHA e AZEVEDO, 2009 e HILLIER, 1996) ou a capacidade de drenagem de fluido e alívio de pressão através destas são limitados.

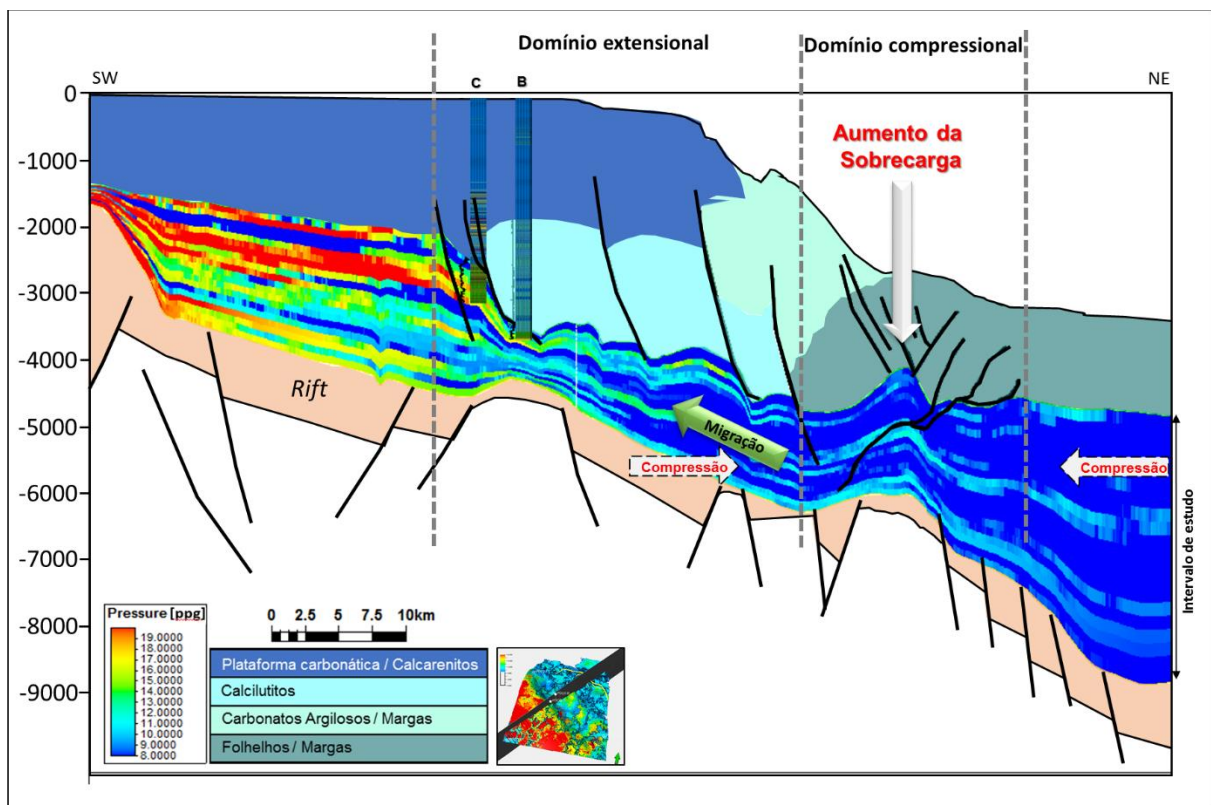


Figura 75- Seção geológica esquemática SW-NE da distribuição das geopressões no intervalo estudado e seu possível processo de geração e migração. As setas indicam as direções das forças compressoriais, sobrecarga e sentido de migração.

Como segundo cenário, apresentados nas Figuras 76 e 77, é possível interpretar (1) uma porção de pressão normal, *downdip*, de água profunda, com níveis anômalos não expressivos, onde as pressões geradas foram aliviadas e dissipadas ao longo do tempo geológico pelas falhas do sistema distensivo do Neógeno e, (2) uma porção *updip*, de plataforma, com anomalias de pressão consideráveis, ocasionadas principalmente pelo efeito da subcompactação devido à deposição de espessa sequência carbonática Terciária, depositada sobre a seção argilosa e pouco

permeável e, secundariamente, sobrepressurizada pela migração de fluidos da porção profunda da Bacia. Neste cenário, a ocorrência das anomalias de alta pressão e sua disposição podem ser atribuídas à deposição da sequência carbonática, mais densa, no Paleoceno, sobre sedimentos do Maastrichtiano previamente em equilíbrio hidrostático.

Neste cenário teríamos:

- (1) Sobrepressão na porção proximal da bacia devido ao desequilíbrio de compactação em função do peso da plataforma carbonática, iniciada no Paleoceno;
- (2) na porção de talude da Bacia gera um sistema distensivo, no Eoceno, com falhas de crescimento sobre uma superfície de deslocamento;
- (3) em água profunda, talude inferior a fundo de bacia, ocorre um aumento do stress horizontal e conseqüente geração de falhas de empurrão;
- (4) duplicação de camada, aumento do stress vertical causando sobrepressão por desequilíbrio de compactação em água profunda;
- (5) remigração com deslocamento de fluidos da porção *downdip* em direção *updip* e dissipação do fluido pressurizado por falhas do sistema distensional.

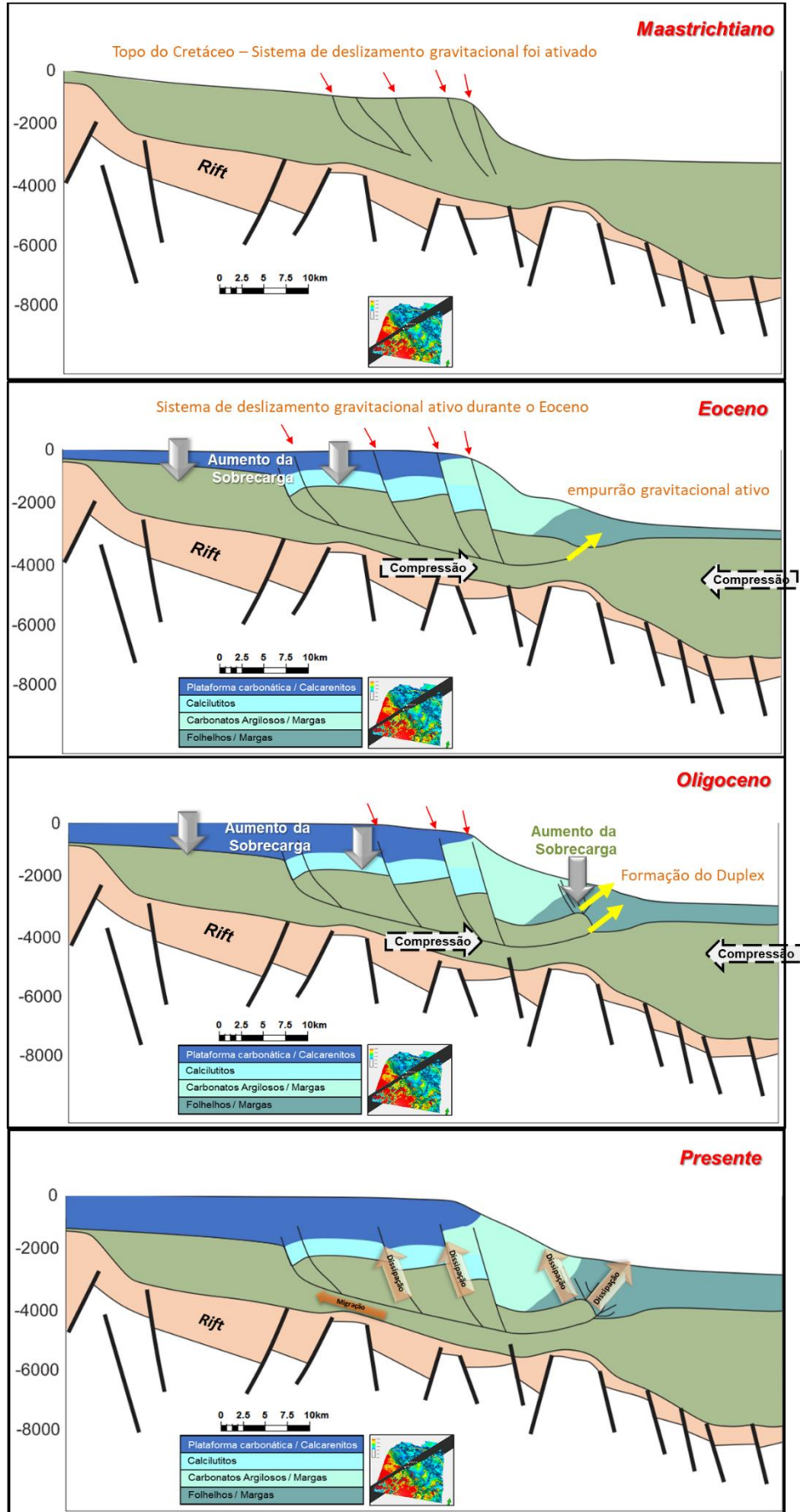


Figura 76- Modelo esquemático dos mecanismos geradores de sobrecarga atuantes ao longo do tempo.

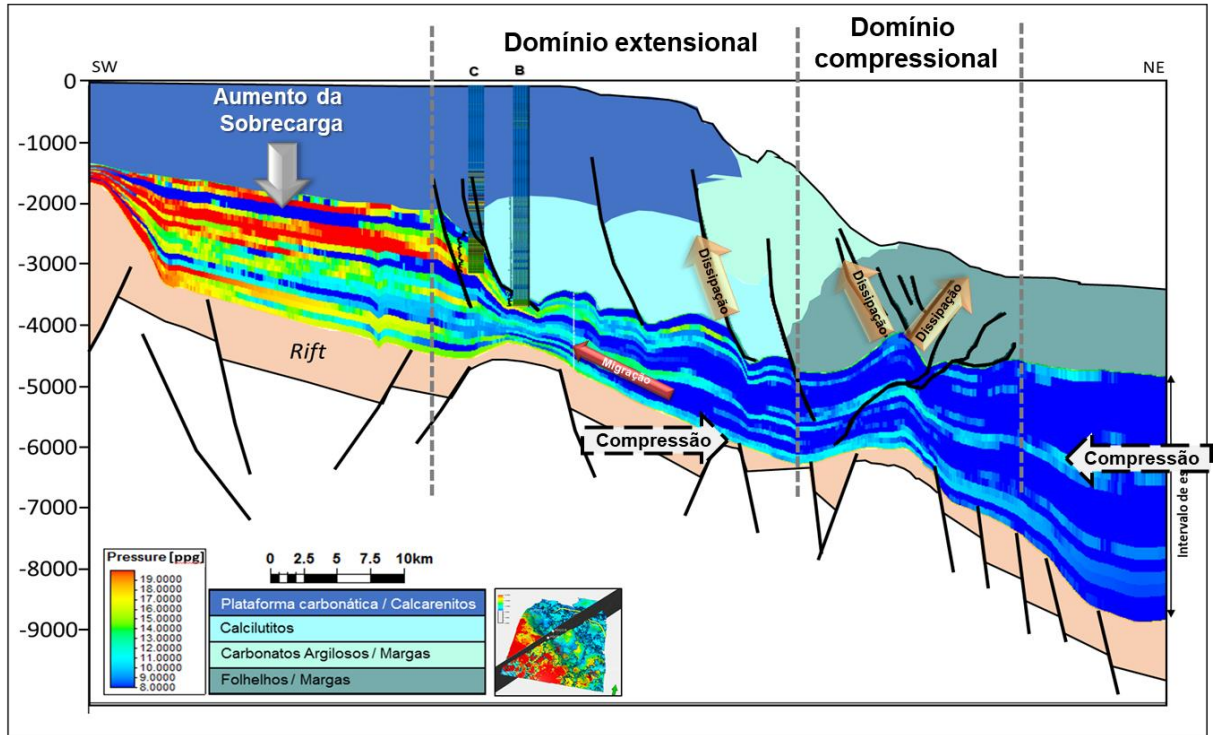


Figura 77- Seção geológica esquemática SW-NE da distribuição das geopressões no intervalo estudado e seu possível processo de geração e migração. As setas indicam as direções das forças compressoriais, sobrecarga e sentido de migração.

8 CONCLUSÕES

O estudo desenvolvido nessa dissertação se propôs estimar e modelar campos de geopressões e teve com o objetivo entender o comportamento e a distribuição espacial das pressões de poros em subsuperfície. Para isto, foram utilizadas técnicas de geoestatística multivariada processada com a abordagem LVM (*locally varying mean*), adequada para calibração rocha-sísmica, a qual permitiu a integração dos dados de pressão de poros de cinco poços, estimados a partir de parâmetros de perfuração, com um cubo de pressão de poros, estimado a partir da velocidade sísmica em uma área na Margem Equatorial, honrando os dados de poços e a tendência sísmica. Neste estudo, a análise dos dados apresentou uma correlação satisfatória entre sísmica e poço e mostrou um padrão de distribuição de probabilidade próxima à normal, com médias globais de 3677 m.s^{-1} , tanto para os dados de velocidade sísmica nos poços como para os dados de velocidade sísmica no terreno.

O caso de estudo foi aplicado na Margem Equatorial brasileira e apresentou resultados satisfatórios para estimativa de pressão de poros. O volume final de pressão de poros apresenta grande parte do intervalo estudado, em uma área de, aproximadamente, 3.600 km^3 ($54,950 \text{ km} \times 66,219 \text{ km}$), com anomalias de pressão. O intervalo de estudo pertence à seção argilosa do Cretáceo superior a qual apresentou concentrações de pressões anormalmente altas, principalmente em regiões de plataforma rasa (*updip*), como resultado da concentração de fluidos sobrepressurizados abaixo de uma plataforma carbonática de idade Terciária.

Sabe-se que regimes tectônicos complexos são capazes de gerar anomalias de pressão devido a efetividade de selo das falhas, sobrecarga sedimentar e tensões compressionais. Devido a posição geográfica da área e às estruturas mapeadas, o mecanismo tectônico, combinado com o desequilíbrio de compactação, foram interpretados como os principais responsáveis pela geração de anomalias de alta pressão nesta região.

Neste trabalho, foram interpretados dois possíveis cenários geradores de pressões anormais na área. No primeiro cenário, interpreta-se que o aumento da sobrecarga, devido a duplicidade de camadas resultantes de esforços compressionais, tenha sido o principal responsável para o desequilíbrio de pressões nas regiões *downdip*. A partir disso, é fato relevante que condições permo-porosas do intervalo de estudo tenham permitido a circulação e migração de fluidos das porções *downdip* para porções *updip*, de plataforma, aumentando a concentração de sobrepressões nessas regiões devido a diminuição da profundidade e também devido à baixa porosidade pelo efeito de compactação da sobrecarga da plataforma carbonática. Neste cenário, a possível característica selante das falhas de domínio extensional ou a baixa

capacidade de drenagem de fluido e alívio de pressão através destas também podem ser responsáveis pelo acúmulo e não dissipação das altas pressões no intervalo estudado.

No segundo cenário, também interpreta-se que os esforços compressoriais e consequente duplicidade de camadas possivelmente geraram sobrepressão na região de água profunda, *downdip*, e houve remigração com deslocamento de fluidos da porção *downdip* em direção *updip*, porém, também houve a dissipação do fluido pressurizado, ao longo do tempo geológico, pelas falhas do sistema distensivo, aliviando as pressões nessa região. Na porção *updip*, por sua vez, interpreta-se que a deposição da espessa plataforma carbonática, de maior densidade, sobre sedimentos argilosos e pouco permeáveis, previamente em equilíbrio de compactação, seja a principal responsável pelo desequilíbrio de compactação nesta porção da Bacia. Como resultado do deslocamento de fluidos da porção *downdip* em direção *updip*, a concentração de sobrepressões na região de plataforma foi aumentada e não dissipada ao longo do tempo. Um fator que pode ter auxiliado a baixa dissipação das pressões na região de plataforma pode estar ligado ao domínio argiloso da seção, associada a baixa permeabilidade e ausência de camadas arenosas, além do baixo gradiente de declividade nessa região e a não conexão deste intervalo com a superfície para alívio de pressão.

Por fim conclui-se que as técnicas de geoestatística multivariada demonstraram ser ferramentas promissoras para a obtenção de mapas de alta qualidade de distribuição de pressão de poros, são rápidas, robustas e de fácil implementação. Levando em consideração toda limitação dos dados, por ter sido testada em uma região de nova fronteira onde informações de poços eram escassas, concluiu-se que os resultados foram satisfatórios e estão coerentes com o conhecimento geológico da área. Neste trabalho, foi utilizado o *software* Petrel 2016, que possibilitou todas as estimativas e análises executadas.

Recomenda-se a utilização de ferramentas de geoestatística para análise de pressão de poros para estimar intervalos com pressões anormais e verificar sua distribuição espacial. Essa metodologia é importante tanto nas etapas pré-perfuração, auxiliando na construção de projetos de poços seguros, reduzindo os riscos operacionais, como nas etapas pós-perfuração, ajustando modelos preditivos prévios.

Sugere-se, para trabalhos futuros, a utilização de dados de velocidade a partir de um cubo sísmico 3D, uma vez que o processamento sísmico e modelos de velocidade sísmicas de qualidade são fundamentais para a melhor acurácia das estimativas, provendo melhorias significativas no desenvolvimento desta metodologia. Sugere-se, também, a análise de ciclicidade orbital para definir intervalos com mais altas taxas de sedimentação e sua calibração com pressões anormais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, A.S.D., 1993. Joint Simulation of Multiple Variables With A Markov-Type Coregionalization Model. PhD thesis, Stanford University, Stanford, CA.
- ANP/SDB. 2013. Sumário Geológico e Setores em Oferta da Décima Primeira Rodada de Licitações. Agencia Nacional do Petróleo, Superintendência de definição de blocos.
- BASILE, C. 2015. Transform continental margins – Part 1: Concepts and models. Elsevier Tectonophysics, volume 661. pages 1 – 10.
- BARKER, C., 1972. Aquathermal Pressuring-Role of Temperature in Development of Abnormal-Pressure Zones. AAPG Bulletin V.56, No.10 p:2068-2071.
- BARKER, C., 1990. Calculated Volume and Pressure Changes during the Thermal Cracking of the Oil to Gas in reservoirs. AAPG Bulletin V.74, No.1254-1261.
- BETTINI, C., 2007. Conceitos Básicos de Geoestatística. In: MEIRELLES, M.S.P.; CAMARA, G.; ALMEIDA, C.M. (Ed.) *Geomática Modelos e Aplicações Ambientais*, Brasília: EMBRAPA, p. 197-234.
- BETTINI, C., 2010. Curso de Fundamentos da Geoestatística, Notas de Aula, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia. 673 páginas.
- BOWERS, G. L., 1994. Pore pressure estimation from velocity data: accounting for overpressure mechanisms besides undercompaction. SPE 27488 Dallas, Texas, Society of Petroleum Engineers, 515–589.
- COLTEN-BRADLEY, V. A., 1987. Role of Pressure in Smectite Dehydration-Effects on Geopressure and Smectite-to-Ilite Transformation. AAPG Bulletin V.71, No.11 p:1414-1427
- COSTA, F. T. da, 2013. Modelagem Geoestatística do Campo de Namorado na Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Niterói/RJ.
- CHAMBERS, R. L.; YARUS, J. M.; HIRD, K. B., 2000. Petroleum Geostatistics for nongeostatisticians. SEG. The Leading Edge, vol. may.
- CRUZ, N.V.V., 2009. Modelagem 3D de Pressão de Poros a partir de Dados de Poços. Dissertação de Mestrado, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.
- DAILY, P.; HENDERSON, T.; HUDGENS, E.; KANSCHAT, K.; LOWRY, P., 2012. Exploration for Cretaceous stratigraphic traps in the Gulf of Guinea, West Africa and the discovery of the Jubilee Field: a play opening discovery in the Tano Basin, Offshore Ghana. Geological Society of London, Special Publications, 369, 235-248. (<http://sp.lyellcollection.org/content/369/1/235>)

- DEUTSCH, C.V., 2002. Geostatistical Reservoir Modeling. 02.ed. New York: Oxford University Press.
- DEUTSCH, C.V. A, 2006 Sequential Indicator Simulation Program for Categorical Variables with Point and Block Data: BLOCKSIS, Computers and Geosciences, 13p. June 2006.
- DEUTSCH, C.V; JOURNAL, A.G., 1998. GSLIB: Geostatistical Software Library: and User's Guide, 02.ed. New York: Oxford University Press. 369p.
- DOMINGUES, M., 2008. Estudo Comparativo de Métodos de Estimativa de Pressão de Poros em Poços da Bacia do Espírito Santo, Dissertação Mestrado - COPPE, Rio de Janeiro, 2008.
- DOYEN, P.M., 2007. Seismic Reservoir Characterization Geostatistics: An Earth Modelling Perspective. European Association of Geoscientists e Engineers, 253p.
- DUTTA, N. C., 2002. Geopressure Prediction using Seismic Data: Current Status and the Road Ahead. Y2K Review Article. V67. SEG.
- EATON, B. A., 1972. The Effect of Overburden Stress on Geopressure Prediction from Well Logs. SPE Journal 3719.
- EATON, B. A., 1975. The Equation for Geopressure Prediction from Well Logs. SPE Journal 5544. 1975.
- FERTL, W. H., CHAPMAN, R. E. and Hotz, R. F., 1994. Studies in Abnormal Pressures. Developments in Petroleum Science, 38. Elsevier, 454p.
- GARDNER, G. H. F., GARDNER, L. W., GREGORY, A. R., 1974. Formation Velocity and Density – The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps. Geophysics, VOL. 39. No.6. P. 770-780.
- GOOVAERTS, P., 1997. Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Oxford University Press, New York, 483p.
- GUIMARÃES, A. O., 2002. Modelagem Geológica e Geoestatística de Reservatório da Bacia de Campos, RJ. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Rio de Janeiro.
- ISAACS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M., 1989. Introduction to Applied Geostatistics. New York: Oxford Academic Press, 592 p.
- HANTSCHHEL, T.; KAUEAUF, A. I., 2009. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. p 476.
- HEPPARD, P. D.; TRAUGOTT, M., 1998. Use of Seal, Structural, and Centroid Information in Pore Pressure Prediction. American Association of Drilling Engineers Forum on Pressure Regimes in Sedimentary Basins and Their Prediction, unpaginated.

- HILLIER, I., 1996. Formation Pressure Evaluation – BAKER HUGHES INTEQ. Reference Guide, Houston.
- JOURNEL, A. G.; STANFORD, U., 1990. Geostatistics for Reservoir Characterization. SEP 20750.
- KUMAR, B., NIWAS, S., MANGARAJ, B. K. 2012. Pore Pressure Prediction from Well Logs and Seismic Data. 9th Biennial International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics.
- LAREDO, J.; DA FONTOURA, S. A. B., 2007. Avanços na Previsão de Pressão de Poros em Folhelhos. ABGP. 4^o PDPETRO, Campinas, SP.
- LARS HERBST, P. E.; 2017. Macondo Blowout Lessons Learned for Prevention and Mitigation. BSEE – Bureau of Safety and Environmental Enforcement. USA.
- LAW, B.E; SPENCER, C.W., 1998. Abnormal pressures in hydrocarbon environments. Tulsa, Oklahoma: [AAPG](#). p. 1-11. (Memoir , n. 70).
- LEPINAY, M. M de.; LONCKE, L.; BASILE, C.; ROEST, W. R.; PATRIAT, M.; MAILLARD, A.; CLARENS, P. 2016. Transform continental margins – Part 2: A worldwide review. Elsevier Tectonophysics, volume 693, part A. pages 96 – 115.
- LEWIS, D., 2013. Rift Asymmetry in the Equatorial Atlantic: Constraints on plate model geometries. Third Annual PaleoGis e PaleoClimate Users Conference, Maersk Oil.
- MASCLE, J.; BLAREZ, E., 1987. Evidence for Transform Margin Evolution from the Ivory Coast-Ghana continental Margin. Nature 326, 378–381.
- MATOS, R.M.D., 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic, in, W. MOHRIAK and, M. TALWANI, eds., Atlantic Rifts and Continental Margins: Geophysical Monograph, vol. 115, pp. 331-353.
- MEISSNER, F. F., 1981. Abnormal Pressures Produced by Hydrocarbon Generation and Maturation and Their Relation to Processes of Migration and Accumulation. AAPG Bulletin, v. 65. N 11. p: 2467.
- MILANI, E.J., BRANDÃO, J.A.S.L., ZALÁN, P. V., GAMBOA, L. A. P., 2001. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas. Brazilian Journal of Geophysics, vol. 18(3).
- MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; NETO, O. C. P., 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro. V. 15, n 2, p. 183-205.
- MOHRIAK, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira – em BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J.H. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. Serviço Geológico do Brasil, CPRM. Capítulo 3. Páginas 87 – 94.

- NARCISO, J.M.F., 2015. Previsão e modelação de pressão de poros utilizando velocidades sísmicas, Dissertação de Mestrado, Instituto Técnico de Lisboa.
- NGUYEN, T., 2013. Well Design. Chapter 1: Formation Pressure. New Mexico Tech. Science Engineering Research University.
- OSBORNE, M. J.; SWARBRICK, R. E., 1997. Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation. AAPG Bulletin, V81.
- PEROVANO, R., DOS REIS, A. T., SILVA, C. G., VENDEVILLE, B. C., GORINI, C., OLIVEIRA, V., ARAUJO, E. F. S., 2009. O Processo de Colapso Gravitacional da Seção Marinha da Bacia da Foz do Amazonas – Margem Equatorial Brasileira: Revista Brasileira de Geofísica. RBGf. Rio de Janeiro.
- PONTE, F. C.; ASMUS, H. E., 1976. The Brazilian Marginal Basins: Current State of Knowledge. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE. Proceedings of the... São Paulo, out. 1975. (Geodynamic Project, Scientific Report, n. 19). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 48, p. 215-239.
- PONTE, F.F.A, 2011. Modelagem Geológica de Reservatório Petrolífero com Dados de Poços e Atributos Sísmicos: Uma Abordagem Geoestatística, Dissertação Mestrado – UFRJ, Rio de Janeiro.
- ROCHA, L. A. S.; AZEVEDO C.T., 2009, Projeto de poços de petróleo: Geopressões e Assentamento de Colunas de Revestimentos: Interciência: Petrobrás, Rio de Janeiro.
- SANTOS NETO, E. M. dos., 2015. Estudo de pressão dos poros a partir de dados de poços no Terciário da Bacia de Campos, Dissertação Mestrado – UERJ, Rio de Janeiro.
- SAYERS, C. M., DEN BOER, L. D., NAGY, Z. R., HOOYMAN, P. J., 2006. Well-constrained seismic estimation of pore pressure with uncertainty. The Leading Edge. Vol 25, No. 12.
- SILVEIRA, B. T., 2009. Estimativas de Pressão de Poros em 3 Dimensões, Dissertação de Mestrado – PUC-Rio, Rio de Janeiro.
- SOARES, A., 2006, Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente. Lisboa: IST Press, 206p.
- SOARES JÚNIOR, A. V, COSTA, J. B.S., HASUI, Y., 2008. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Três fases distensivas. UNESP, Geociências. São Paulo, v27, n 4, p. 427-437.
- SWARBRICK, R.; OSBORNE, M.; YARDLEY, G., 2002. Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms. Tulsa, Oklahoma: AAPG. p. 1-12. (Memoir, v. 76).
- TERZAGHI, K.; PECK, R. B., 1948. Soil Mechanics in Engineering Practice. 1. ed. New York: John Wiley and Sons.
- TRAUGOTT, M., 1997. Pore Pressure and Fracture Pressure Determinations in Deepwater. Deepwater Technology Supplement to World Oil, unpaginated.

VARELLA, L.E.S; PONTE, F.F.A., 2010. Modelagem Geológica 3D com Múltiplas Variáveis Secundárias. 74f. Manual de Uso, PETROBRAS, Rio de Janeiro.

VELAZQUEZ-CRUZ, D.; ESPINOSA-CASTAÑEDA, G.; DÍAZ-VIERA, M. A.; LEYTE-GUERRERO, F., 2017. New Methodology for Pore Pressure Prediction Using Well Logs and Divergent Area. SEP 185557.

VERFAILLIE, E., LANCKER, V. V., MEIRVENNE, M. V., 2006. Multivariate geostatistic for the predictive modelling of the surficial sand distribution in shelf seas. Elsevier: Continental Shelf Research 26 2454-2468.

XU, W. and TRAN. T.T., 1992. Integrating Seismic Data in Reservoir Modeling: The Collocated Cokriging Alternative. SEP 24742.

ZALÁN, P. V., 2001. Growth folding in gravitational fold-and-thrust belts in the deep Waters of the Equatorial Atlantic, Northeastern Brazil. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2001, Denver. P 223.

ZALÁN, P.V., 2012, Bacias Sedimentares da Margem Equatorial, in Hasui, Y., Dal Ré Carneiro, C., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A., eds., Geologia do Brasil. Beca, São Paulo, p.497-501 (in portuguese) (Sedimentary basins of the equatorial margin).

ZOBACK, M. D., 2007. Reservoir Geomechanics, University Press, Cambridge.

<https://www.youtube.com/watch?v=uOPuFJdMRAQ> – 2012. Monitoramento fluidos de perfuração. Micro Motion Coriolis Flow and Density Measurement.

www.slb.com

ARTIGO 1: PORE PRESSURE PREDICTION USING MULTIVARIATE GEOSTATISTICS

PORE PRESSURE PREDICTION USING MULTIVARIATE GEOSTATISTICS

Flávia Braz Ponte*, Queiroz Galvão Exploração e Produção, Brazil
Francisco Fábio de Araújo Ponte, Adalberto da Silva, Alberto Garcia de
Figueiredo Jr., Federal Fluminense University, Brazil

ABSTRACT

Pore pressure modeling has been fundamental on several applications and stages of hydrocarbon exploration, evaluation, development and production. Pore pressure estimation is generally obtained from seismic velocity data and pore pressure analysis on wells.

There are many methods available for pore pressure analysis, although more recently the application of the geostatistical approach is increasing in popularity and proving to be an important method for pore pressure gradient prediction. Multivariate geostatistics allowed integration of data at different scales and spatial variations of seismic and well variables in order to produce pore pressure gradient models. This resulted in a geopressured model with the advantage of being able to extract pore pressure information at any location.

INTRODUCTION

Anomalous pore pressure zones can cause complications during the drilling of exploration wells and development fields. Drilling events such as kicks, blowouts, well collapse, stuck pipes and elevated torques are the most common problems resulting from pore pressure anomalies due to misestimating and unfamiliarity with pore pressure behavior. In reservoir studies, the knowledge of the pore pressure distribution allows the optimization of oil fields with better spatial arrangement of production and injector wells, allowing greater production efficiency and recovery of oil fields. Geopressure modeling is also effective during the preliminary phase of exploratory

studies for evaluating risk factors, including formation fluid migration and seal effectiveness (DUTTA, 2002).

Multivariate geostatistics techniques are promising tools for obtaining high quality pore pressure distribution and reservoir characterization maps from the merging of well and seismic data. Therefore, the method predicts more accurate pressure values and ensures a significant decrease in projects risks and costs.

In this paper, a case study regarding pore pressure modeling being applied on the equatorial margin of Brazil is presented. A 3D pore pressure volume was created using multivariate geostatistics. For that purpose, pore pressure predictions in five wells, identified as wells A, B, C, D and E (used as a predictive variable on geostatistical interpolation), and velocity data from seventeen PSDM (Pre-Stack Depth Migration) seismic lines (used as secondary information) were analyzed.

THEORY

Pressure Concept

Sedimentary basins are subject to anomalous pore pressure originated by subcompaction mechanisms, fluid expansion, hydrocarbon generation and tectonism (OSBORNE e SWARBRICK, 1997). The normal pore pressure depends on the environment and is equal to the pressure exerted by the hydrostatic column of the formation fluid. The determination of the drilling fluid density, also known as mud weight, is a key factor responsible for the pressure within the well.

The subsurface pressure concepts are as follows:

(1) Calculating the Hydrostatic Pressure

Pressure produced by a column of fluid as a function of density and vertical height. It is expressed as:

$$P_h = \rho \cdot g \cdot h$$

where:

P_h , hydrostatic pressure;

ρ , fluid density;

g , gravitational constant; and
 h , height of fluid column

For pressure in psi, depth in meters and gradient in lb.gal⁻¹, the hydrostatic pressure is expressed as:

$$P = 0.1704.GP.D$$

Where:

GP , pressure gradient in lb.gal⁻¹;

P , pressure in psi; and

D , vertical depth in meters.

(2) Calculating Overburden

Overburden is given by the sum of all pressures exerted by all the overlapping layers. At a given depth it is calculated by the following integral:

$$S = \int_{z_0}^z \rho_b \cdot g \cdot dz$$

Where:

S , overburden;

ρ_b , formation density;

g , gravitational constant;

z , depth of investigation; and

z_0 , initial depth.

The overburden gradient is determined by the relation between overburden and depth by the following expression.:

$$G_{OV} = S/Z$$

Where:

G_{OV} , overburden gradient;

S , overburden tension; and

Z , depth in meters.

(3) Calculating Pore Pressure

The pore pressure gradient is defined by the relation between pore pressure and depth, given by the following expression:

$$G_P = P_P / (0.1704.Z)$$

Where:

G_P , pore pressure gradient in lb.gal⁻¹;

P_P , pore pressure in psi; and

Z , vertical depth in meters.

The pore pressure can also be estimated by Eaton's method (EATON, 1975), which allows the estimation of the pore pressure gradient from the transit time obtained by sonic logs or from seismic velocity based on the interval velocity as seen in the following equations:

$$G_P = G_{OV} - [(G_{OV} - G_n) * (\Delta t_n / \Delta t_o)^3]$$

and/or

$$G_P = G_{OV} - [(G_{OV} - G_n) * (V_o / V_n)^3]$$

Where:

G_P , pore pressure gradient (lb.gal⁻¹);

G_{OV} , overburden gradient (lb.gal⁻¹);

G_n , normal pore pressure gradient (lb.gal⁻¹);

Δt_o , transit time observed;

Δt_n , transit time according to the normal compaction trend;

V_o , seismic velocity observed; and

V_n , seismic velocity according to the normal compaction trend.

METHODS

The first step was the construction of 1D pore pressure gradient models for the five wells, used as primary variables. This dataset is a compilation of information from: formation tests, mud weight and pore pressure estimations from drilling parameters.

The second step comprises the analysis of seismic data with a range of interest between: (1) the top of the Maastrichtian and (2) the top of the rift section. This interval is associated to the abnormal pressure zone.

Given that 3D seismic data increase map resolution, the third step consisted in estimating a 3D velocity cube from velocity data of 2D seismic lines. This velocity cube was estimated with the geostatistical method of simple kriging.

The fourth and last step comprises the estimation of a geostatistical 3D pore pressure model from the 3D velocity cube thus obtained.

The generation of multivariate geostatistical models consists of four main steps:

1 - Data preparation defines one step which should be planned and executed by the interpreter. In the modeling of an interval, the seismic attributes must correlate with the geological property in study;

2 - Exploratory Analysis. The primary and secondary data were analyzed by frequency histograms and cross-plots to evaluate the correlation between them and the data distribution;

3 - Study of spatial continuity through structural functions in several directions.

4 - Estimation and simulation: applying the kriging and cokriging algorithms for an image with minimum variance.

RESULTS

Pressure analysis from wells

1D pore pressure models were generated from drilling parameters, drilling mud weight, leak off test (LOT) and formation tests (RFT). The results of 1D pore pressure gradient models, in each well, can be seen in Images 1, 2, 3 4 and 5. The Images present six types of curves, distributed in the following formats: track 1 presents the sonic velocity log associated to the lithology, the density log and the acoustic impedance log and; track 2 shows the pore pressure gradient available at the well drilling report, the pore pressure

gradient equivalent to the mud weight, the overburden gradient and the normal pore pressure gradient, as well as formation test data and leak off tests when available.

Pore pressure anomalies have been identified in three wells (A, C and D) out of the five analyzed. Regions with possible abnormal pressure are highlighted in green tracks, called APZ (Abnormal Pressure Zones).

From the graphs of wells A and C, as can be seen in Images 2 and 4, the equivalent mud weight reaches a maximum of 12000 psi, 17 lb.gal⁻¹ (ppg) in well A and 19 lb.gal⁻¹ (ppg) in well C. The only wells that demonstrate a beginning of overpressure and normal pressure gradient are wells B and E, respectively, reaching the maximum of 9 lb.gal⁻¹ (ppg) at well B and 8.5 lb.gal⁻¹ (ppg) at well E.

Pressure analysis from 2D seismic data

In order to increase the accuracy of the stochastic model on places without well information, the interval velocity data extracted from the 2D seismic sections was used as a second variable. The velocity data analysis in 2D sections demonstrate a smoothed behavior and is partially in accordance with well velocity.

The reason for the difference between velocity data may be related to the types of frequency used in the wells (high frequencies) and in the ground seismic (low frequencies). However, due to the better results obtained by estimating pressures by means of seismic information, it was decided to use the seismic velocities as a second variable.

Currently, 3D seismic data are used to increase map resolution, being useful to improve the reservoir characterization (Xu, et al 1992). Due to this, an interval velocity cube from 2D seismic data was created by simple kriging interpolation (Figure 6). The advantage of the velocity cube, densely sampled, is the possibility of extracting pore pressure information at any place on the cube.

Multivariate Geostatistical approach

Multivariate Geostatistics allowed the data integration by merging different scales of data to produce high quality pore pressure models based on seismic and well data.

Histogram analysis of velocity data from seismic cubes and velocity data from wells shows a similarity in distribution type, defined as close to a Gaussian distribution, with global averages of 3676,7 m.s-1 and 4401,64 m.s-1, respectively.

The variogram of the 3D velocity cube was best modelled at 0° and 90° azimuthal directions. This variogram surface shows a clear gaussian type in both directions, reach of 1,000 m and 700 m, nugget effect of 10,000 m and 100 m and sill with 150000 m and 80000 m, respectively at 0° and 90° azimuthal directions. The graph, as can be seen at Figure 7, shows the parameters which were used to generate the horizontal variographic model in the main and secondary directions. The variogram shows that the spatial variation is zonal, the main direction and the secondary direction do not reach the same level. The direction with greater continuity is azimuthal 90°, which corresponds to the direction of faults and probably indicates an influence of the faults in the special variability of the pore pressure data.

The parameters of the variogram were used for calculating the final pore pressure map. The resulting pore pressure volume (e.g. ppg (lb.gal-1)) can be seen at Figure 8 and contains the estimates calculated by LVM interpolation.

For spatial distribution analysis and better visualization of pore pressure occurrence, 2D sections were made in several directions inside the stratigraphic interval of study. Figure 9 presents a NE-SW section showing the distribution of high pressure zones within this interval.

CONCLUSION

Multivariate geostatistics techniques are promising tools for obtaining high quality maps of pore pressure distribution and are fast, robust and easy to implement. Estimations can be calculated only with well information, although merging them with seismic data attributes allows for a more accurate geopressured fields model, increasing their resolution.

Exploratory data analysis showed the satisfactory correlation between the predictive and secondary variables. As a result, the LVM estimation was possible.

The final pressure cube represents the whole interval of study with abnormal high pressures. These anomalies were associated with possible clay zones identified inside the wells. As is well known, complex tectonism can be an originating mechanism of pore pressure anomalies. Due to the well positions being close to the fracture zone, this mechanism was interpreted as a main cause for the geopressured anomalies in the area.

The integration of seismic and well data enhances pore pressure estimation, which is fundamental for pre-drilling phases and essential for risk analysis, in addition to assisting in well planning in complex geological environments.

In this study, the examples presented are conventional well data and 2D seismic velocity. For future studies and more reliable results, it is recommended that velocity analysis are conducted from tomography in a 3D seismic cube.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank QGEP, WesternGeco for supplying seismic lines and velocity, ANP, UFF and all who contributed to the accomplishment and publication of this paper.

REFERENCES

Dutta, N. C., 2002, Geopressure Prediction using Seismic Data: Current Status and the Road Ahead: SEG Y2K Review Article. V67.

Eaton, B. A., 1975, The Equation for Geopressure Prediction from Well Logs: SPE Journal 5544.

Journel, A. G. and U. Stanford, 1990, Geostatistics for Reservoir Characterization. SEP 20750.

Osborne, M. J. and R. E. Swarbrick, 1997, Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation: AAPG Bulletin, V81.

Rocha, L. A. S. and C.T. Azevedo, 2009, Projeto de poços de petróleo: Geopressões e Assentamento de Colunas de Revestimentos: Interciência: Petrobrás, Rio de Janeiro.

XU, W. and T.T. TRAN, 1992, Integrating Seismic Data in Reservoir Modeling: The Collocated Cokriging Alternative. SEP 24742.

FIGURES

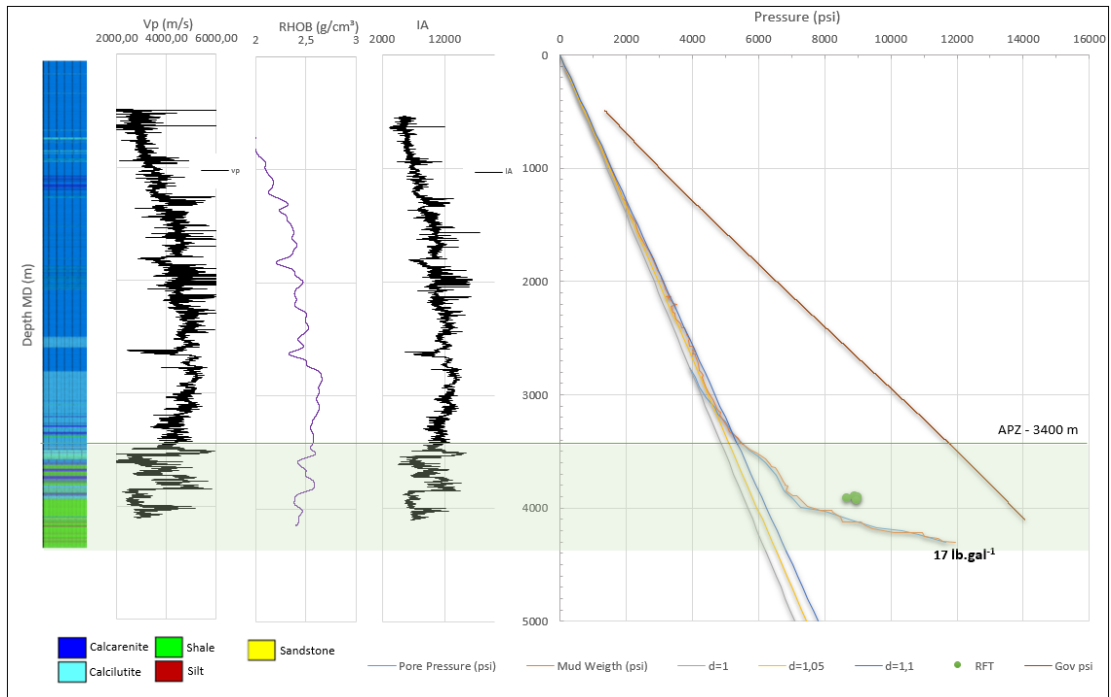


Figure 1: Pressure logs of well A.

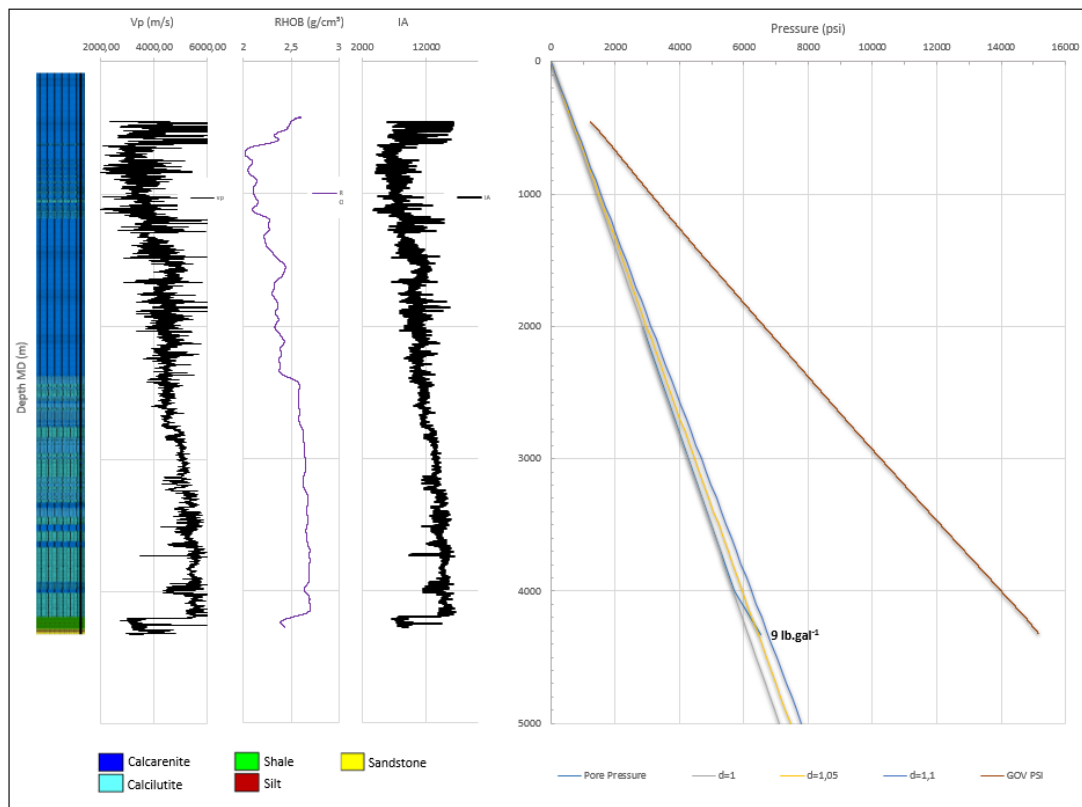


Figure 2: Pressure logs of well B.

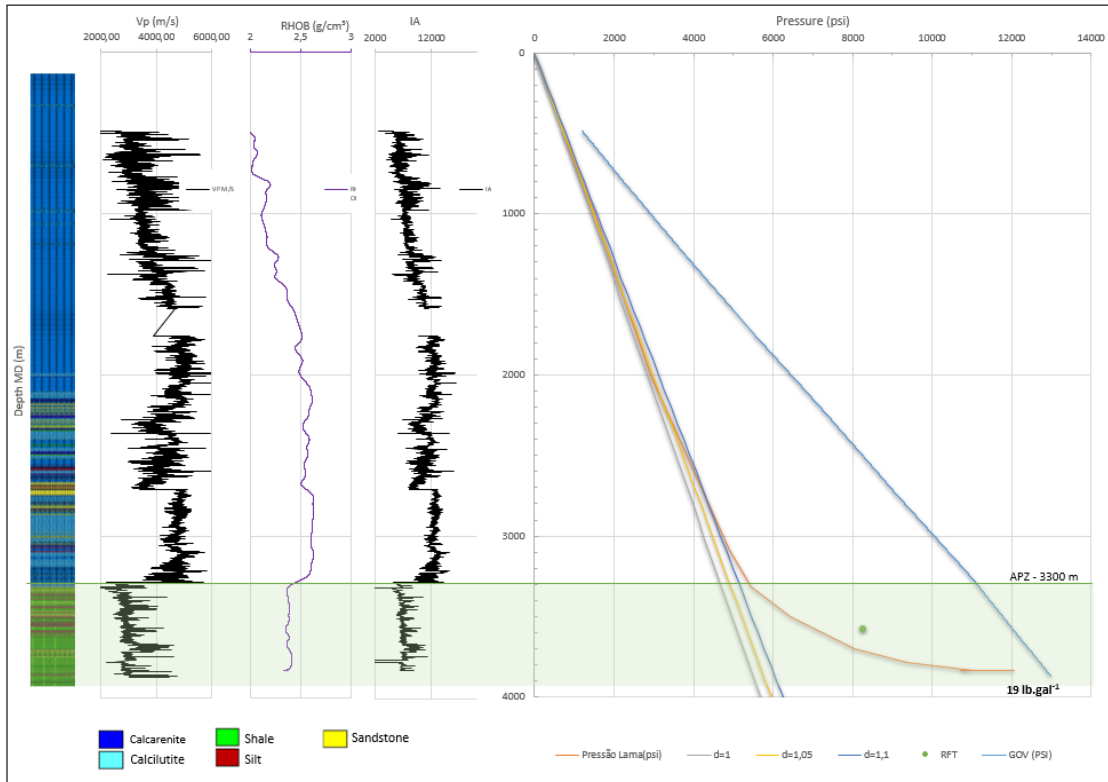


Figure 3: Pressure logs of well C.

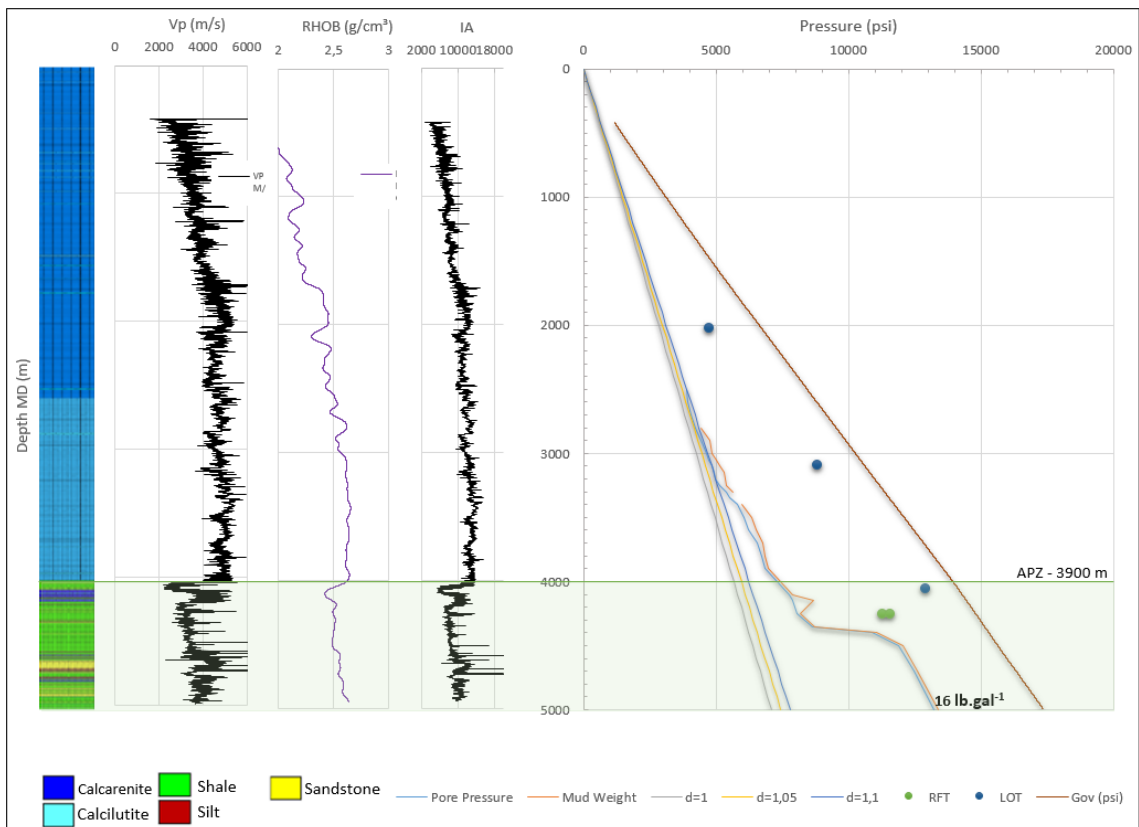


Figure 4: Pressure logs of well D.

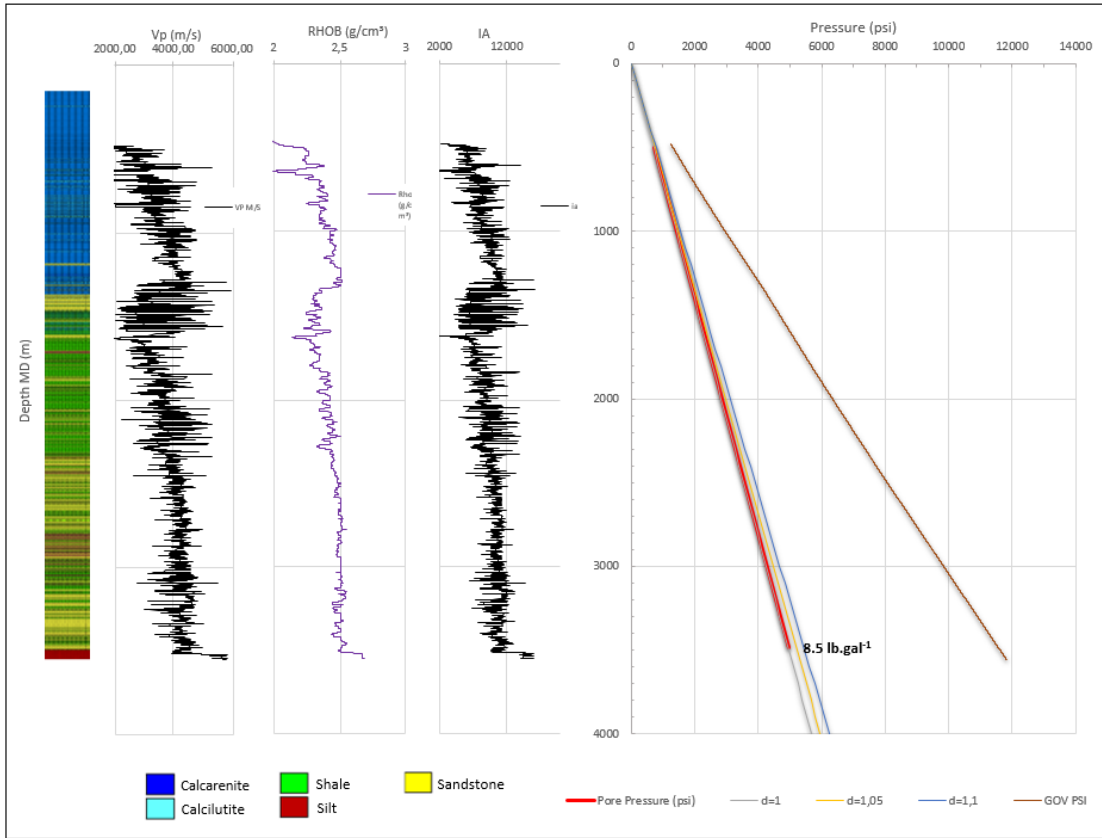


Figure 5: Pressure logs of well E.

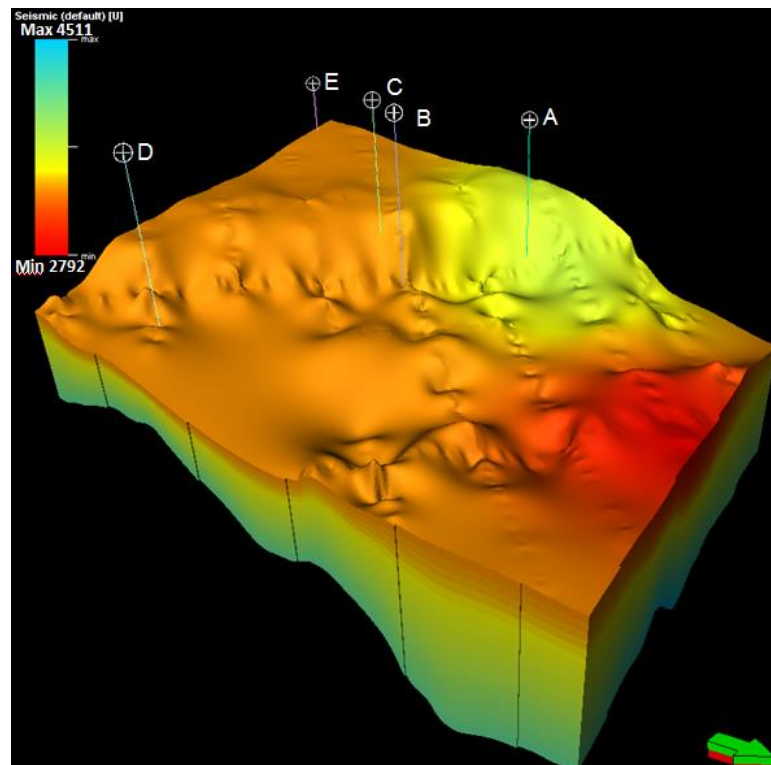


Figure 6: Velocity Cube generated from 2D seismic data.

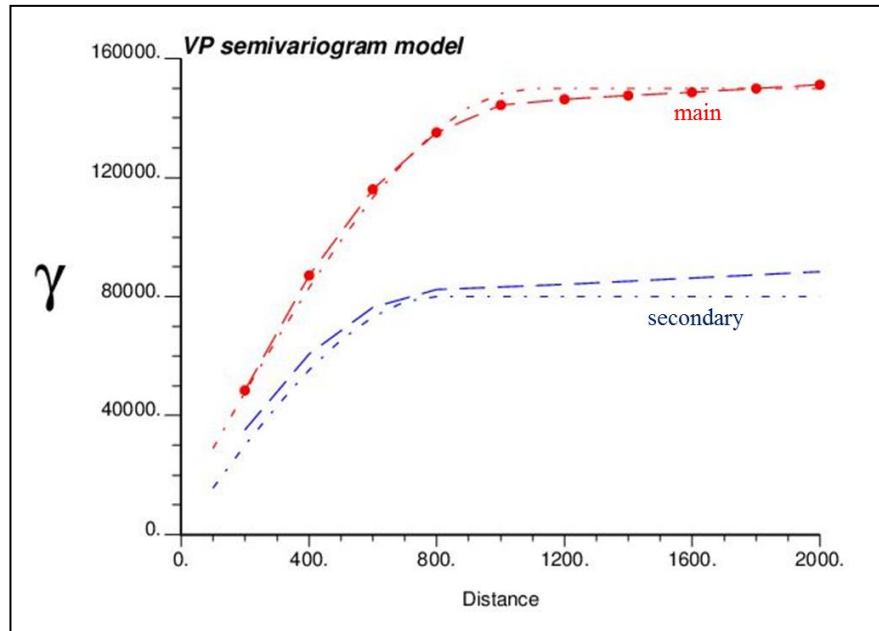


Figure 7: Horizontal semivariograms at the main and secondary directions.

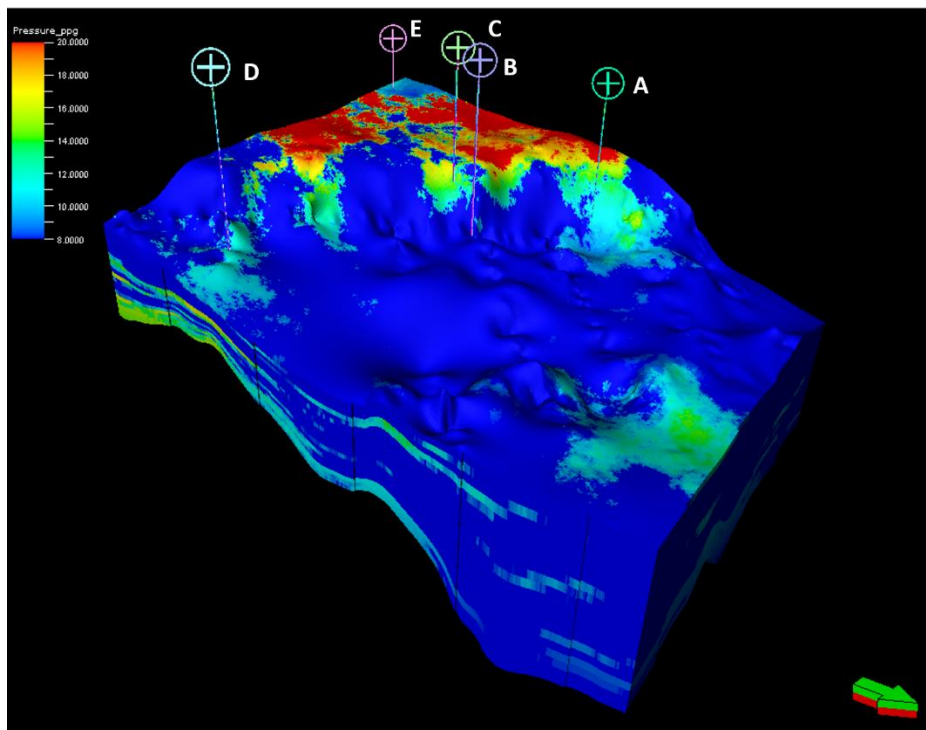


Figure 8: Pore pressure estimated using LVM techniques.

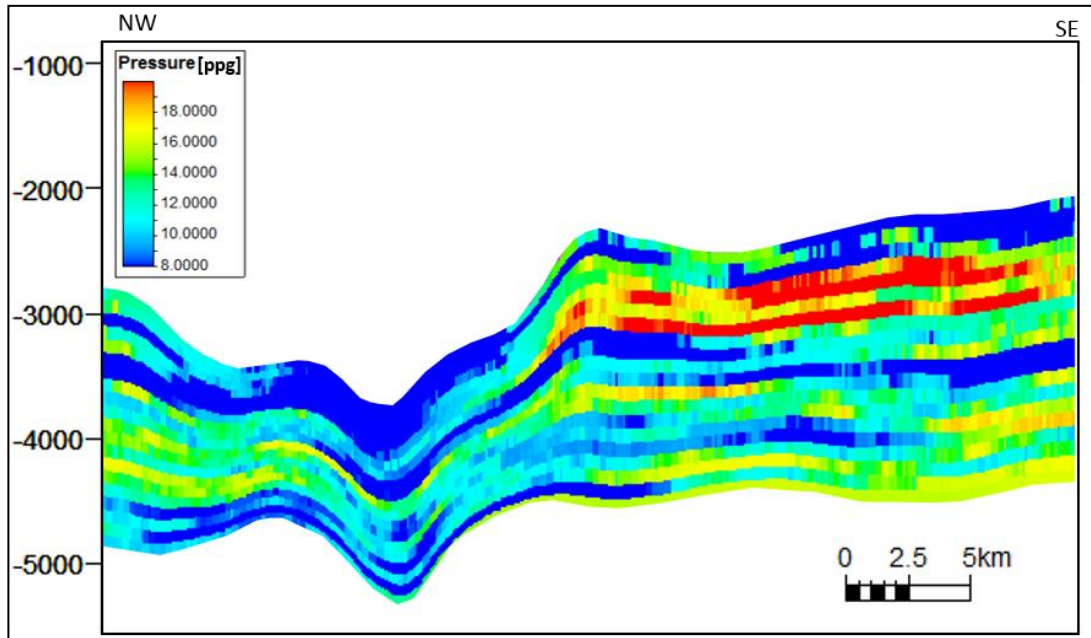


Figure 9: Pore pressure analysis along a section generated from the pore pressure estimates.

ARTIGO 2: COMPARING MULTIVARIATE GEOSTATISTIC TOOLS FOR THE PORE PRESSURE PREDICTIVE MODELLING

COMPARING MULTIVARIATE GEOSTATISTIC TOLLS FOR THE PORE PRESSURE PREDICTIVE MODELLING

Flávia Braz Ponte*, Queiroz Galvão Exploração e Produção, Brazil
Francisco Fábio de Araújo Ponte, Adalberto da Silva, Alberto Garcia de Figueiredo Jr., Federal Fluminense University, Brazil

ABSTRACT

Pore pressure prediction has been an increasing concern during well designing due to the numerous accidents recorded because of mistaken estimations of high pressure fields. This paper depicts a predictive modelling of pore pressure using Multivariate Geoestatics tools called LVM and collocated cokriging. The resulting maps of LVM and collocated cokriging were compared. Geostatistics were used to estimate pore pressure distribution in unsampled places considering the two different scales and spatial variation from well measurements (pore pressure) and 3D seismic velocity data. When pore pressure gradients recorded in the wells have been defined and the seismic interval velocity analyzed, pore pressure estimation can be done by using the Geostatistics approaches. This is a method for estimating the geopressure field distribution at basin or reservoir level that offers the advantage of the possibility of extracting pore pressure information at any place.

Key-words – Pore pressure, Multivariate geostatistics, data integration.

1- INTRODUCTION

Sedimentary basins are subject to pore pressure anomalies caused by sub compaction mechanisms, fluid expansion, hydrocarbon generation and tectonism. In this context, multivariate geostatistical pore pressure modeling has attracted the attention of geoscientists and engineers for proportioning more accurate estimates and previews of geopressure fields. This increases safety and reduces costs during well drilling, as well as mitigating problems and risks during drilling.

Geostatistics is a branch of Statistics that develops and applies models for representing natural phenomena and whose properties vary according to the spatial location of the observation points. Its objective is estimating values in non-sampled points through the weighted average and the correlation of the values of near samples. The result is the creation of an image of the phenomenon that respects source points and guarantees few estimation errors in non-sampled locations.

During oil exploration, the acquisition of direct or primary data, such as wells data, is scarce due to the elevated costs, which makes the estimates of the numeric model and the characterization of the reservoir less realistic. Thus, to increase the accuracy of the final models, indirect or secondary data such as sampled seismic data are used, which results in a better pore pressure model lateral resolution.

In this study, multivariate methods have been applied with a view to estimate the distribution of geopressures in subsurface at basin in reservoir levels. The results of two multivariate geostatistical methods are compared as:

- (1) LVM (locally varying mean) kriging, and;
- (2) collocated cokriging.

These methods are used for estimating pore pressure (primary variable), supported by seismic velocity data (secondary variable). The integration of these data resulted in more coherent pore pressure models.

2- MATERIAL AND METHODS

2.1. Data description

Pore pressure gradients from five wells on the equatorial margin of Brazil were used as primary variable. This dataset is a compilation of information from: formation tests, mud weight and pore pressure estimations from drilling parameters.

As a second variable, a 3D cube of seismic interval velocity was used. This cube was estimated based on data from the seventeen 2D Pre-Stack Depth Migration (PSDM) seismic lines supplied by WeasternGeco.

2.2. Multivariate geostatistical approach

The geostatistical technique is an important tool for quantifying the uncertainties from the elaboration of a numerical model that allows representing the reservoir attribute as a continuous function in the whole of the 3D space.

In short, the generation of the geostatistical models estimated in this study consists in four main stages:

- (1) Data preparation: this stage must be planned and executed by the interpreter. During the modeling of an interval, seismic attributes must correlate with the geological property under investigation;
- (2) Exploratory analysis: primary data are evaluated through frequency histograms and crossplot dispersion graphics to evaluate the correlation between them and the form of data distribution.
- (3) Variography: study of spatial continuity through structural functions in various directions.
- (4) Estimate: application of cokriging algorithms, resulting in an image with minimal variance;

The following are summarized the steps of the estimation process.

2.2.1 Variogram analysis

A variogram consists in the study of spatial continuity. It is a mathematical function defined to represent the level of linear dependence between random variables as a function of the distance and direction between the sampled points (Verfaillie, et al, 2006). Figure 1 shows the main parameters explained by the experimental semi variogram:

- Range, distance in the variogram in which samples become independent;
- Sill, semi variogram value corresponding to its range. It reflects the proper dispersion (variance) of the variable for distances superior to the range;
- Nugget effect, quota of the point in which the semi variogram intersects the vertical axis. It reflects microstructures and small-scale variability that are not detected by the sampling. It also reflects sampling errors.

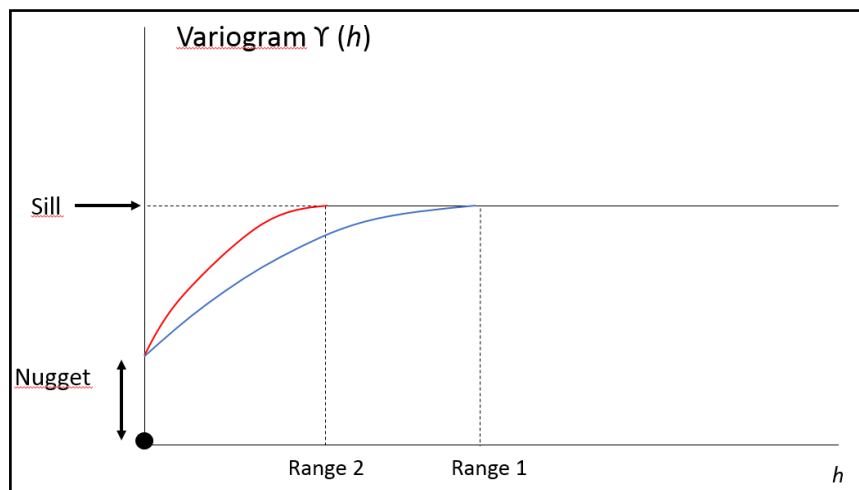


Figure 1: illustrates a hypothetical semivariogram with its parameters.

The extent of the correlation between samples decreases as the distance between them increases. This stage of spatial continuity analysis is one of the most important in geostatistical studies, since it is used for calculating the final estimates map, directly influencing the kriging results.

2.2.2 Interpolation with kriging and cokriging

Kriging is a technique for estimating values in non-sampled locations, through the linear combination of known values, utilizing weights. The result is the construction of an image of the phenomenon that honors the sampling points and guarantees a minimal variance of estimation error in non-sampled locations. It is classified in two forms:

- (1) Kriging: the values have the same attribute;
- (2) Cokriging: values with different attributes are used.

LVM and collocated cokriging methods, are techniques used in Multivariate Geostatistics applications for the integration of data from different attribute types, described below, were used in this study.

Simple Kriging with LVM

This technique is applied when the secondary variable is exhaustive and is sampled in the whole region. LVM is a simple kriging in which the average value of the system is replaced by a value contained in the place to be estimated. Thus, the secondary variable must be in the same unit of the primary data. Otherwise, it is necessary to unify the measures through the calibration process, which consists in applying a regression function for converting the secondary data to the unit of the primary data.

Figure 2 presents the parameters of a given place for the LVM system in profile. According to (Doyen, 2007).

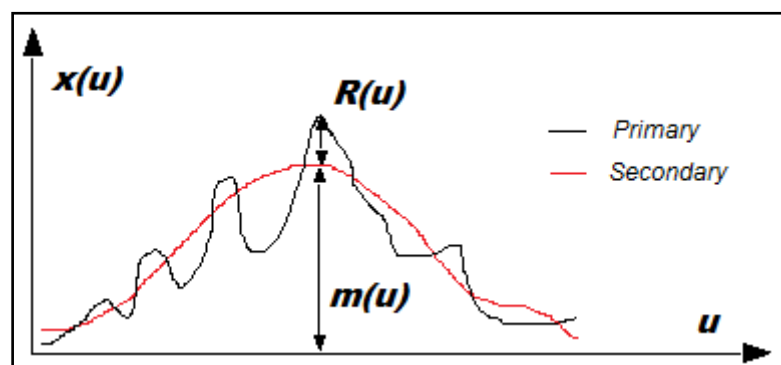


Figure 2: LVM kriging scheme (Doyen, 2007).

where,

- $x(u)$, defines the primary variable, given by: $x(u) = m(u) + R(u)$
- $m(u)$, is the local average value, being: $E\{x(u)\}$
- $R(u)$, residue between the primary and secondary variables, given by: $E\{R(u)\}$.
 $R(u)$ is stationary and characterized by the covariance $C_{RR}(h)$

The local estimate in LVM Cokriging consists of mapping the residuals by the linear kriging system and adding the mean given by the secondary variable.

For example, considering primary information sampled in n number of u_α locals:

$$\{z(u_\alpha), \quad \alpha = 1, \dots, n\} \quad (1)$$

In LVM, secondary information is present in each u local for which it is necessary to have an estimate. Then, the stationary average of the simple kriging system in the u position can be replaced by non-stationary local averages given by the secondary variable m^* :

$$z_{lvm}^*(u) - m^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_\alpha \cdot [z(u_\alpha) - m^*(u_\alpha)] \quad (2)$$

The estimated value of the Z variable in the u position follows the stages below:

- (1) the average of the primary variable is determined as a function of the y secondary variable:

$$m^*(u) = f(y(u)); \quad (3)$$

- (2) the Kriging weights are determined by solving the system:

$$\sum_{\beta=1}^{n(u)} \lambda_\beta \cdot C_R(u_\alpha - u_\beta) = C_R(u_\alpha - u) \quad \alpha = 1, \dots, n(u), \quad (4)$$

where, $C_R(h)$ is the covariance function of the $R(u)$ random residual variable;

- (3) the experimental residues are determined:

$$r(u_\alpha) = z(u_\alpha) - m^*(u_\alpha); \quad (5)$$

- (4) the variogram of the residues is calculated;

- (5) the variogram of the residues is modeled;
- (6) the residues are estimated by means of Kriging;
- (7) the result is obtained by adding the average of the secondary variable to the residue estimates.

Collocated Simple Cokriging (CKCS)

The cokriging technique is the extension of the kriging method that adds auxiliary variables in the resolution of the linear system. For instance, if a seismic variable (Z_2) with n_2 points distributed in u_{α_2} locals is spatially added to the set of the primary variable (Z_1), in the u_{α_1} positions, then the equation of the simple cokriging system (CKS) for estimating the primary variable in any location is given by:

$$Z_{cks}^*(u) - m_1 = \sum_{\alpha_1=1}^{n1(u)} \lambda_{\alpha_1} \cdot [Z_1(u_{\alpha_1}) - m_1] + \sum_{\alpha_2=1}^{n2(u)} \lambda_{\alpha_2} \cdot [Z_2(u_{\alpha_2}) - m_2] \quad (6)$$

The weights of simple cokriging are calculated by the system of equations:

$$\begin{cases} \sum_{\beta_1=1}^{n1(u)} \lambda_{\beta_1} \cdot [C_{11}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_1})] + \sum_{\beta_2=1}^{n2(u)} \lambda_{\beta_2} \cdot [C_{12}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_2})] = C_{11}(u_{\alpha_1} - u) \\ \sum_{\beta_1=1}^{n1(u)} \lambda_{\beta_1} \cdot [C_{21}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_1})] + \sum_{\beta_2=1}^{n2(u)} \lambda_{\beta_2} \cdot [C_{22}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_2})] = C_{21}(u_{\alpha_2} - u) \end{cases}$$

where, (7)

$$\alpha_1 = 1, \dots, n1(u)$$

$$\alpha_2 = 1, \dots, n2(u)$$

In matrix form:

$$\begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_1}) & C_{12}(u_{\alpha_1} - u_{\beta_2}) \\ C_{21}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_1}) & C_{22}(u_{\alpha_2} - u_{\beta_2}) \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \lambda_{\beta_1} \\ \lambda_{\beta_2} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha_1} - u) \\ C_{21}(u_{\alpha_2} - u) \end{vmatrix} \quad (8)$$

A practical problem in the use of cokriging is the need to model the covariance matrix for each variable and the cross-covariance between variables. Another problem is how exhaustively sampled the secondary variable is, with much more data than the primary variable, including in places where primary data is available. This makes the cokriging system matrix unstable for greater covariances between secondary values, due to the proximity between them, and lesser covariances between primary data, that are farther apart. The solution for the instability problems caused by highly redundant secondary information consists in retaining in each place of the estimate only secondary data. Thus, the primary variable estimate is given by the collocated cokriging equation, given as:

$$Z_{ckcs}^*(u) - m_1 = \sum_{\alpha 1=1}^{n1(u)} \lambda_{\alpha 1} \cdot [Z_1(u_{\alpha 1}) - m_1] + \lambda_{\alpha 2} \cdot [Z_2(u) - m_2] \quad (9)$$

Weights are obtained through the following system of equations:

$$\begin{cases} \sum_{\beta 1=1}^{n1(u)} \lambda_{\beta 1} \cdot [C_{11}(u_{\alpha 1} - u_{\beta 1})] + \lambda_{\beta 2} \cdot [C_{12}(u_{\alpha 1} - u)] = C_{11}(u_{\alpha 1} - u) \\ \sum_{\beta 1=1}^{n1(u)} \lambda_{\beta 1} \cdot [C_{21}(u - u_{\beta 1})] + \lambda_{\beta 2} \cdot [C_{22}(0)] = C_{21}(0) \end{cases}$$

$$\begin{aligned} & \text{where,} \\ & \alpha 1 = 1, \dots, n1(u) \end{aligned} \quad (10)$$

In matrix form:

$$\begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha 1} - u_{\beta 1}) & C_{12}(u_{\alpha 1} - u) \\ C_{21}(u - u_{\beta 1}) & C_{22}(0) \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \lambda_{\beta 1} \\ \lambda_{\beta 2} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} C_{11}(u_{\alpha 1} - u) \\ C_{21}(0) \end{vmatrix} \quad (11)$$

The variance of simple collocated kriging being given by:

$$\sigma_{ckcs}^2(u) = C_{11}(0) - \sum_{\alpha 1=1}^{n1} \lambda_{\alpha 1} \cdot C_{11}(u_{\alpha 1} - u) - \lambda_{\alpha 2} \cdot C_{21}(0) \quad (12)$$

The CKCS estimating process is very similar to full cokriging system, using only secondary samples located in the point of the estimation. Therefore, the CKCS system needs a covariance between secondary data in estimation points, which decreases the inference and modeling efforts, simplified through Markov models (Goovaerts, 1997).

In Markov models, spatial continuity between primary and secondary variables is approximated by the linear relation of its covariances, given by:

$$C_{12}(h) = \frac{C_{12}(0)}{C_{11}(0)} C_{11}(h) \quad (13)$$

In terms of correlation coefficients, it is as follows:

$$\rho_{12}(h) = \rho_{12}(0) \cdot \rho_{11}(h) \quad (14)$$

The primary variable estimate is given by the linear regression:

$$Z_1(u) = \rho_{12}(0) \cdot Z_2(u) + R(u) \quad (15)$$

When the variographic models relate to the primary variable, the MM1 model is obtained. When they are a function of the secondary variable, the Markov MM2 model is obtained. For example, the MM2 model is applied in the oil exploration scenario in which primary data is scarce, located in few fields, and secondary data is densely sampled, for instance a seismic cube.

3 – RESULTS AND DISCUSSIONS

3.1. Exploratory analysis

The first step for exploratory analysis was the elaboration of 1D models of pore pressure for each of the studied wells. For that purpose, pore pressure information from the wells under examination has been compiled. Currently, a well-known approach consists in estimating pore pressure from well logs. However, due to the thickness of carbonate platforms deposited above the anomalously pressurized siliciclastic interval, it was not used Eaton or Bowers methods to make that estimation for this study from well logs. This may make estimating pore pressure based on well

logs challenging. Consequently, only the pore pressure information recorded at the wells during drilling was considered.

As a second step, the top of the abnormal pressure zone (APZ) and the stratigraphic interval of interest were defined. The study emphasized pore pressure anomalies and zones prone to operational risks.

The interval of interest, interpreted as an abnormal pressure zone (APZ), is shown in Figure 3. In this figure, it is possible to observe the abnormal pore pressure behavior in three wells in the area. The abnormal pressure zone is highlighted in green and was interpreted as a predominantly clayey interval, situated below the carbonate platform and reaching about 12,000 psi, 17 lb.gal-1 on well A and 19 lb.gal-1 on well C of equivalent mud weight.

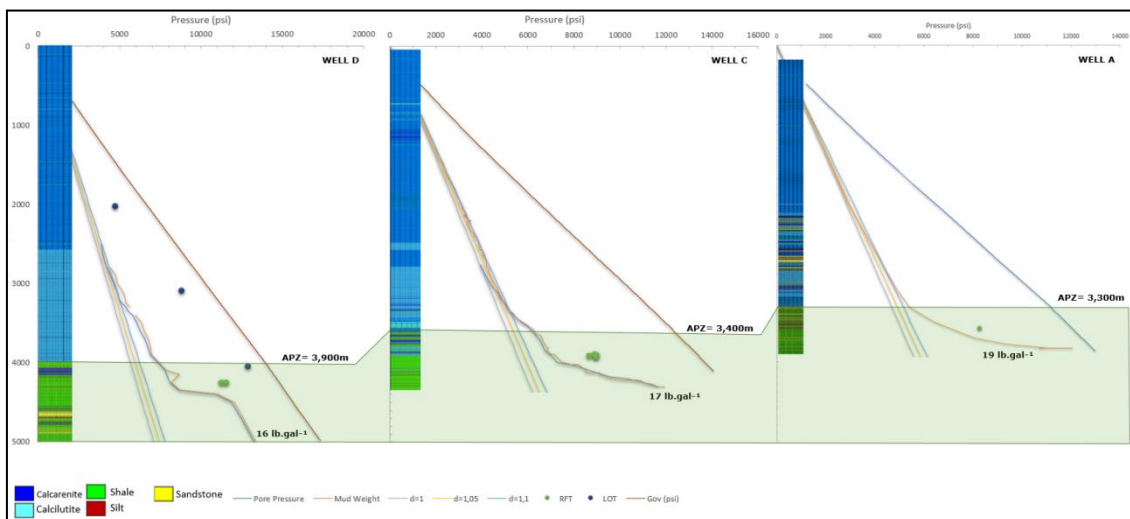


Figure 3: Pore pressure gradient analysis from wells D, C and A.

The interval velocity data extracted from the 2D seismic sections was used as a second variable to increase the accuracy of the stochastic model in places lacking well information. The comparison between the interval velocity from well data (projected on seismic sections) and the interval velocity from seismic data can be seen in Figure 4. The graphics show a satisfactory correlation between these parameters at the top of the interval of interest, around 3,500 meters (MD) for A and 4,000 meters (MD) for D.

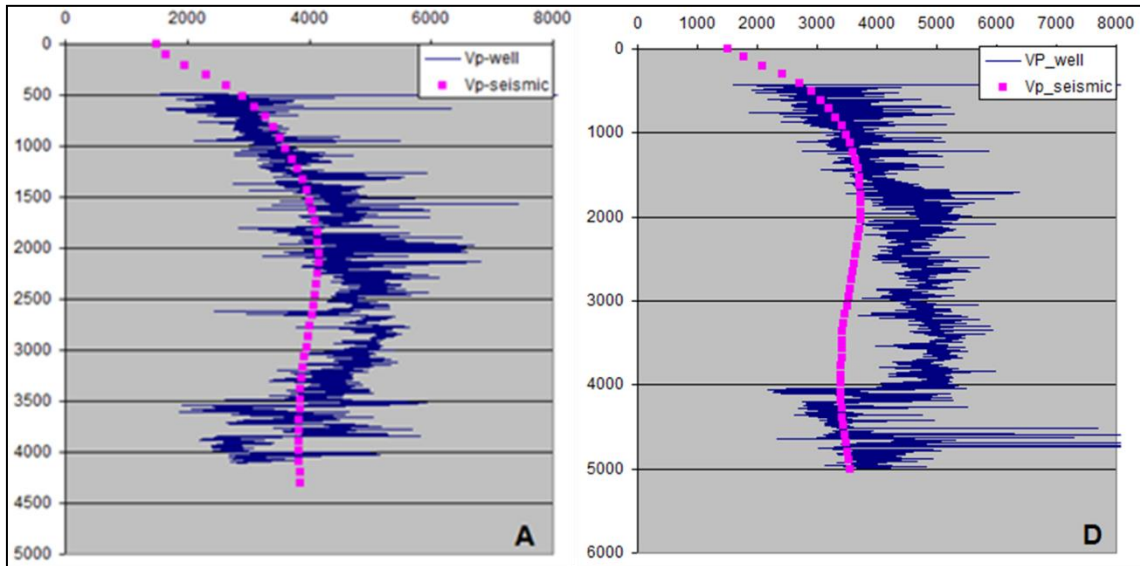


Figure 4: Velocity analysis from wells and 2D seismic lines.

Considering that there is a relation between the primary variable (e.g. pore pressure and interval velocity from wells) and a secondary variable (e.g. interval velocity from seismic), it is possible to use multivariate geostatistical tools by including this secondary information into the interpolation. Currently, 3D seismic data are used to increase map resolution, being used to improve the reservoir characterization (Xu, et al 1992). Due to this, a 3D interval velocity cube was estimated from the 2D seismic sections, by means of simple kriging. The advantage of the densely sampled velocity cube is the possibility of extracting pore pressure information at any place on the cube.

After that, the histogram analysis of velocity data from seismic and velocity data from wells shows a similar distribution, interpreted as close to a Gaussian one, as can be seen in Figures 5 and 6.

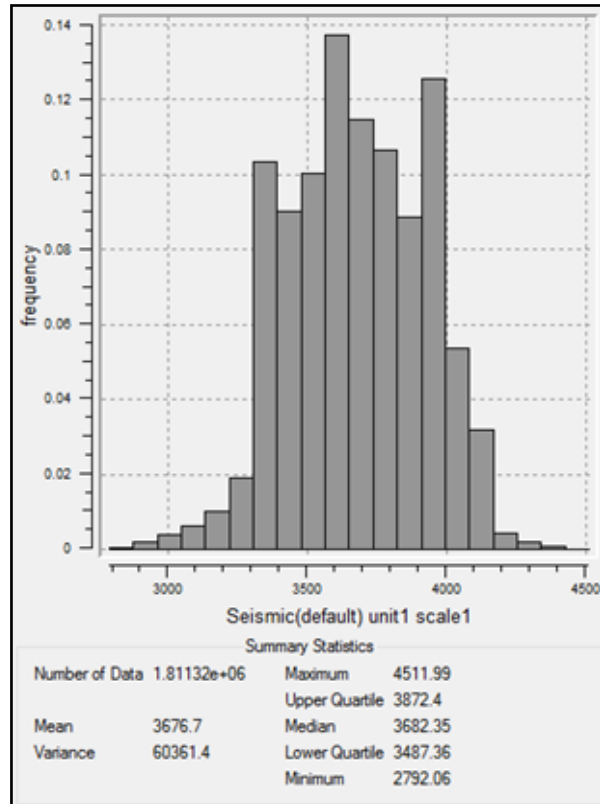


Figure 5: Histogram of the data set of interval velocity from estimated seismic cube.

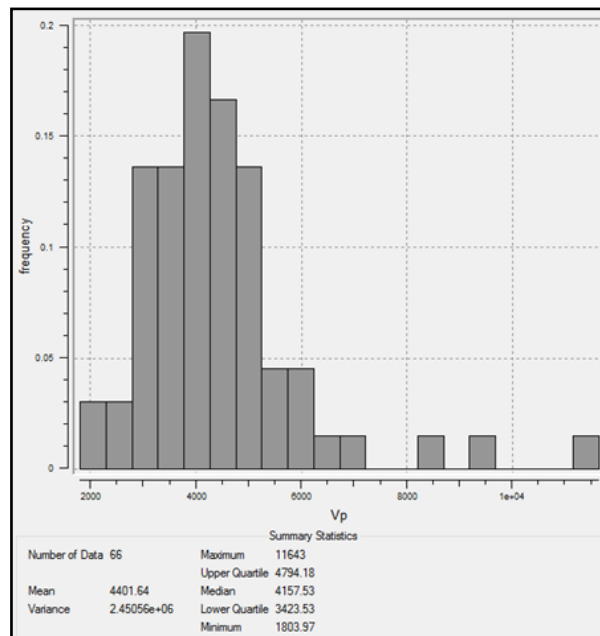


Figure 6: Histogram of the data set of velocities from wells.

The scatterplot (as can be seen at Figure 7) suggests the existence of two behaviors in the same stratigraphic interval, one associated with low velocities, varying

from 2,000 ms to 4,000 ms (extract from wells with high pressures), and one associated with higher velocities, above 3,900/4,000 ms (extract from well with normal pressure).

It is expected that, according to depth, elastic wave velocities in rocks increase and transit time decreases due to porosity reduction. In other words, both vary predictably according to depth. However, if there are significant changes in the behavior of these variables, such as a decrease in velocity, as can be seen in Figure 7, it possibly marks a geopressured zone occurrence, once by Sayers et al. (2006). Due to an increase in pore pressure, the amount of compaction can be reduced, allowing the use of elastic wave velocities to predict pore pressure.

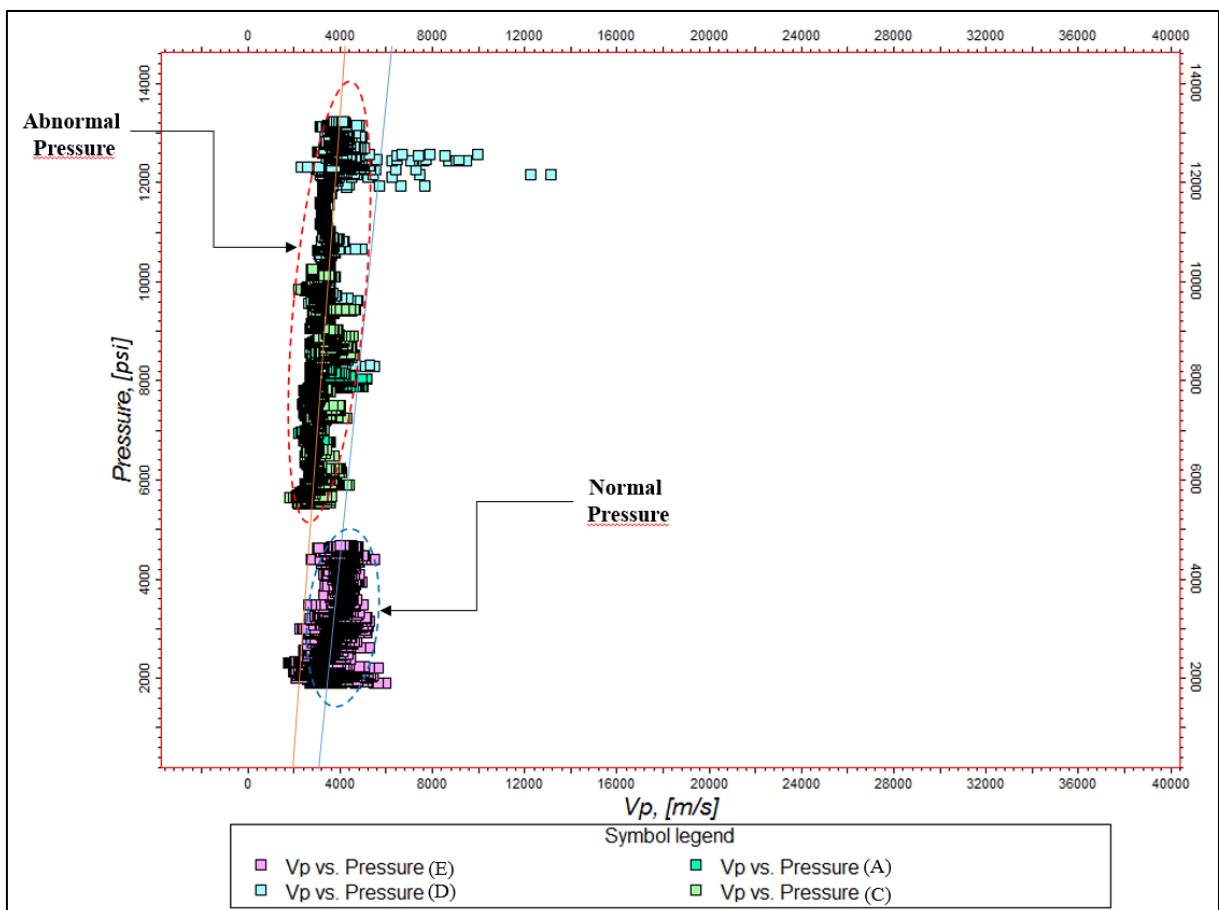


Figure 7: Scatter plot of Vp X pore pressure into the siliciclastic interval (interest interval).

3.3. Variogram analysis

The theoretical variogram of the 3D velocity cube has been best modeled at azimuthal directions 0° and 90° . This variogram surface shows a clear gaussian type in both directions, reach of 1,000 m and 700 m, nugget effect of 10,000 m and 100 m

and sill with 150000 m and 80000 m, respectively at azimuthal directions 0° and 90°, Figure 8.

This variogram shows that the spatial variation is zonal, the main and secondary directions do not reach the same level. The direction with greater continuity is azimuthal 90°, which corresponds to the direction of faults, probably indicating an influence of the faults in the special variability of the pore pressure data.

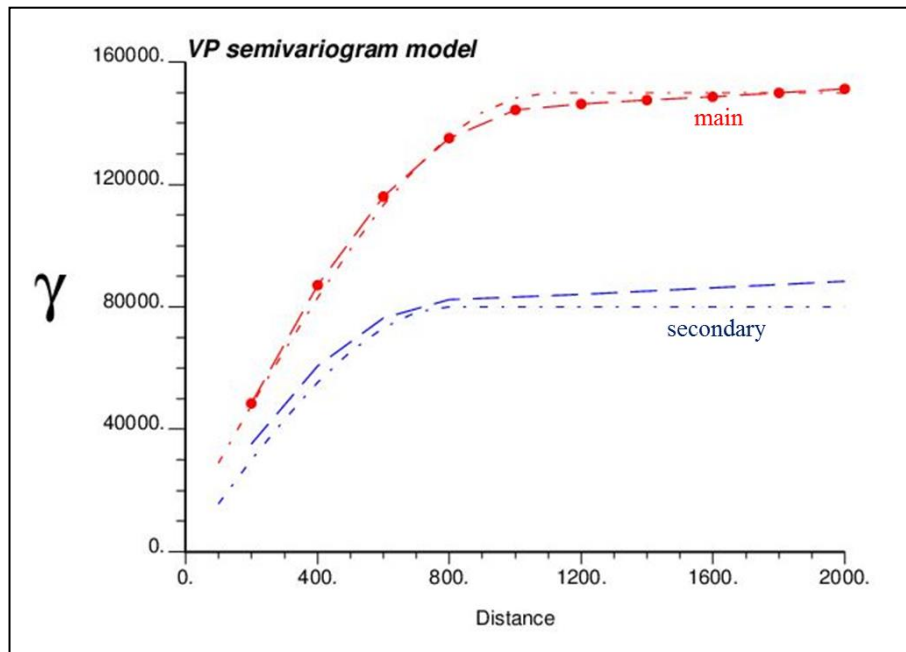


Figure 8: Horizontal semivariograms at the main and secondary directions.

3.4. Multivariate Interpolation with LVM and Collocated cokriging

The resulting pore pressure map used pore pressure information from the wells as a predicted variable and a pore pressure cube estimated from the interval velocity cube from seismic data as secondary information. For the calculation of the final pore pressure map and data integration for cokriging, the variogram parameters were used.

Multivariate geostatistical interpolation techniques allowed data integration in spite of the different scales and produced a high-quality pore pressure map, predicting values at unsampled places. There are uncertainties associated with the interpolated values, but these techniques provide the possibility of extracting pore pressure information at any location in the area, even in places that lack samples.

The results of two multivariate geostatistic tools have been compared in this study: LVM (non-stationary) and collocated cokriging.

The LVM technique was able to generate a detailed estimation of the final geopressure cube, with 3,600 km², as seen in Figure 9.

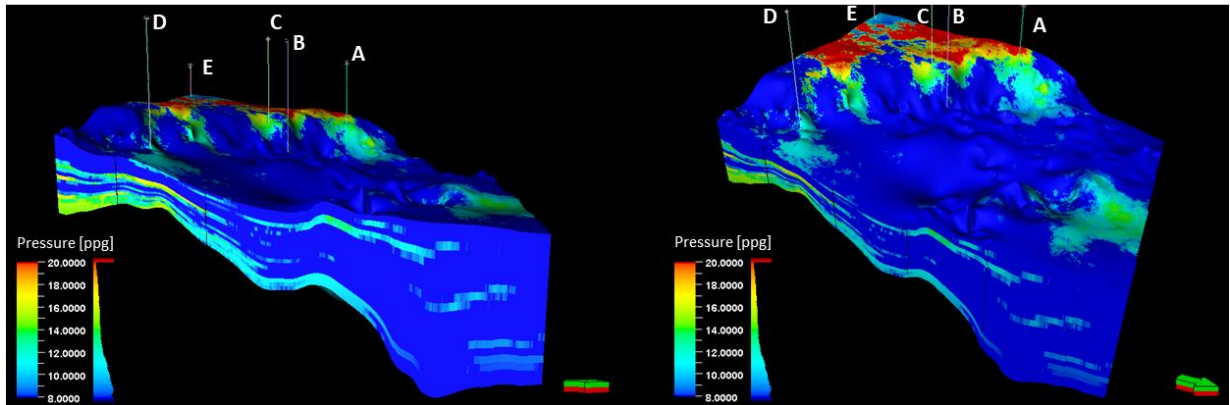


Figure 9: Pore pressure estimated using LVM techniques.

Comparing and validating the final model, as shown in Figure 10, it is possible to observe the estimated pore pressure behavior by using collocated cokriging.

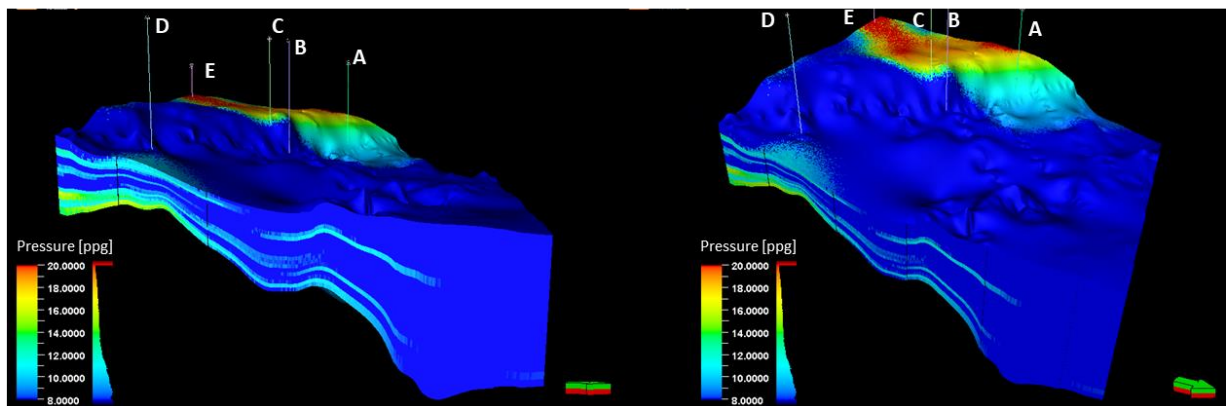


Figure 10: Pore pressure estimated using collocated cokriging.

For spatial distribution analysis and a better view of pore pressure occurrence, 2D sections within the interval of interest were made. Figure 11 shows two SW-NE sections, in which the abnormal pressure zones estimated using LVM and collocated cokriging are presented.

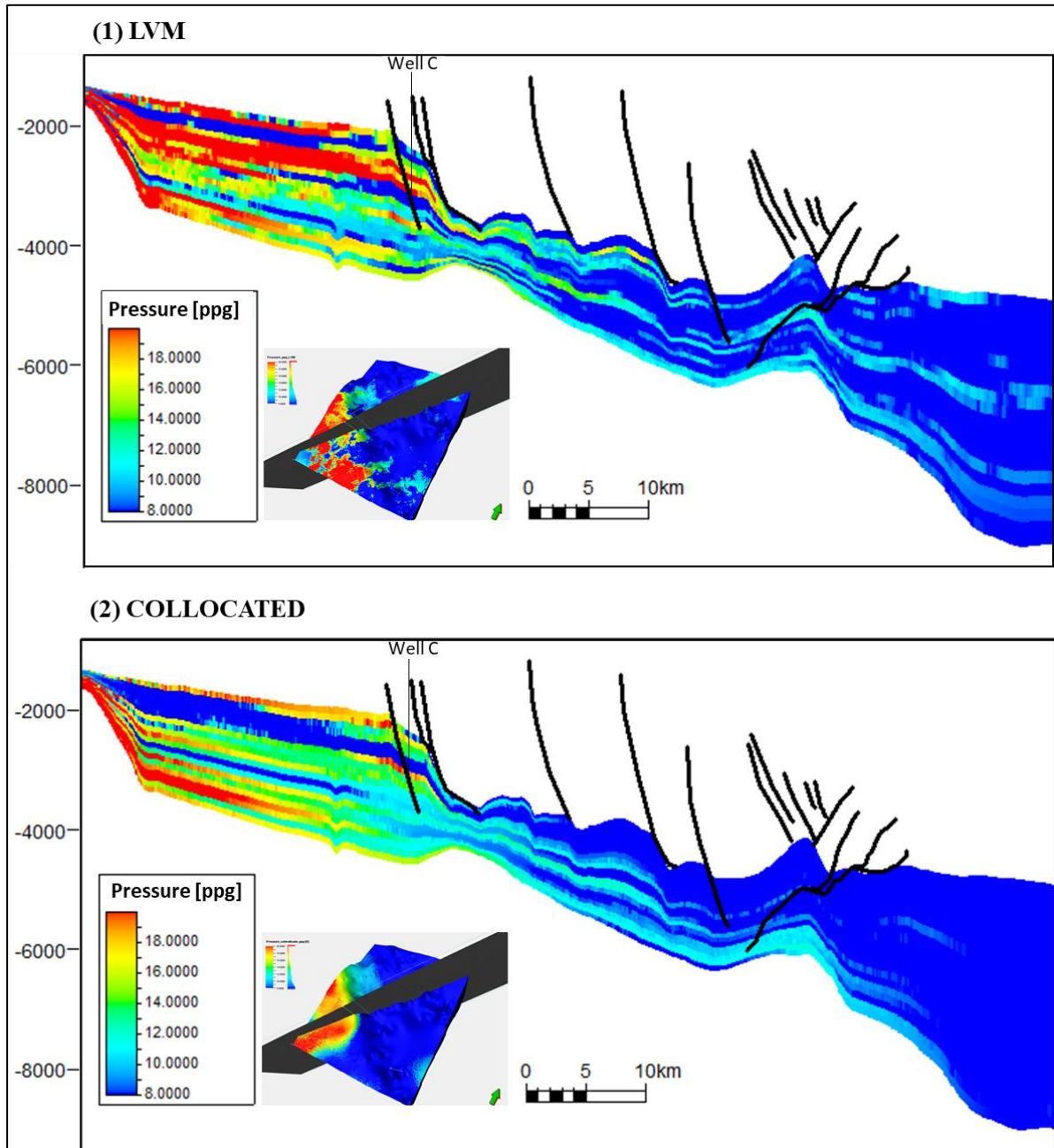


Figure 11: Pore pressure analysis along the section generated using: (1) LVM estimation and (2) collocated estimation.

The interpolation made through the LVM technique respected the pore pressure values from wells. This technique differs from collocated cokriging in its aim. Both use the secondary information, however the LVM tools respects the values of the primary variable, while the collocated cokriging uses weights for the primary and secondary variables, considering both values in the interpolation. The collocated cokriging results are smoother than the LVM results, hiding relevant information that is otherwise visible in other estimation techniques. On the other hand, LVM estimations are an important tool in cases in which there is little information available and detailed information of

any variable is needed. In any case, these tools, in comparison with traditional methods of kriging, present considerable advantages and accuracy in their estimations due to the use of secondary variables.

4 – CONCLUSIONS

A case study is presented of this being applied on the equatorial margin of Brazil. For the geostatistical analysis the software Petrel was used and proved satisfactory for all estimates performed in this study.

Multivariate geostatistical techniques are promising tools for obtaining high quality maps of pore pressure distribution and are fast, robust and easy to implement. The estimations can only be calculated through well information, but merging them with seismic data provides a more accurate geopressured fields model, increasing their resolution.

Due to the satisfactory correlation between the predictive and secondary variables, it was possible to make the LVM and collocated estimation. Comparing the resulting maps, it becomes clear that the LVM estimate showed the best interpolation, presenting more detailed and realistic maps with better resolution. On the other hand, collocated cokriging showed smoother map with lesser resolution.

For both, the resulting map showed high pressure into the interval of interest. This interval belongs to a clay section from the Upper Cretaceous and presented, on platform areas, anomalous pore pressure fields. As known, complex tectonism can be an originating mechanism for pore pressure anomalies. Due to the wells being positioned close to the fracture zone, this mechanism was interpreted as a main cause for the geopressured anomalies in the area.

In this study, the examples presented are conventional well data and 2D seismic velocity data. However, for further studies, the use of velocity data from 3D seismic cubes is recommended.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to thank WesternGeco for supplying the seismic data, QGEP and ANP for allowing the publication of this paper and UFF for all contributions for this study.

REFERENCES

Doyen, P.M., 2007. Seismic Reservoir Characterization Geostatistics: An Earth Modelling Perspective. European Association of Geoscientists and Engineers, 253p.

Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Oxford University Press, New York, 483p.

Sayers, C. M., Den Boer, L. D., Nagy, Z. R., Hooyman, P. J., 2006. Well-constrained seismic estimation of pore pressure with uncertainty. The Leading Edge. Vol 25, No. 12.

Verfaillie, E., Lancker, V. V., Meirvenne, M. V., 2006. Multivariate geostatistic for the predictive modelling of the surficial sand distribution in shelf seas. Elsevier: Continental Shelf Research 26 2454-2468

XU, W. and TRAN. T.T., 1992. Integrating Seismic Data in Reservoir Modeling: The Collocated Cokriging Alternative. SEP 24742.