

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOTECNIA

**REGIMES DE PRESSÃO DE PORO NA PORÇÃO SUL *OFFSHORE* DA SUB-BACIA DE
SERGIPE, NE DO BRASIL**

CARLOS HUMBERTO CUARTAS-OQUENDO

ORIENTADOR: HERNÁN MARTÍNEZ-CARVAJAL, DSc.

TESE DE DOUTORADO EM GEOTECNIA
PUBLICAÇÃO: G.TD-160/20
BRASÍLIA/DF: FEVEREIRO/2020

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

**REGIMES DE PRESSÃO DE PORO NA PORÇÃO SUL *OFFSHORE* DA SUB-BACIA DE
SERGIPE, NE DO BRASIL**

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E
AMBIENTAL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS NE-
CESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR.

APROVADA POR:

PROF. HERNÁN MARTÍNEZ-CARVAJAL, DSc.
(ORIENTADOR)

PROF. RAFAEL CERQUEIRA SILVA, DSc.
(EXAMINADOR INTERNO)

PROF. MARCELO PERES ROCHA, DSc.
(EXAMINADOR EXTERNO)

PROF. JOSE ANTONIO BARBOSA, DSc.
(EXAMINADOR EXTERNO)

DATA: BRASÍLIA/DF, 12 DE FEVEREIRO DE 2020

FICHA CATALOGRÁFICA

CUARTAS-OQUENDO, CARLOS HUMBERTO

Regimes de Pressão de Poro na Porção Sul *Offshore* da Sub-bacia de Sergipe, NE do Brasil [Distrito Federal] 2020

xvii, 137 p., 297 mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Geotecnia, 2020)

Tese de Doutorado-Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1. Pressão de poro
2. Subcompactação
3. Sub-bacia de Sergipe
4. Tensão litostática
5. Geoestatística

I. ENC/FT/UnB

II. Título (Série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

CUARTAS, C. (2020). Regimes de Pressão de Poro na Porção Sul *Offshore* da Sub-bacia de Sergipe, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Publicação G.TD-160/20, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 137 p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Carlos Humberto Cuartas-Oquendo

TÍTULO DA TESE: Regimes de Pressão de Poro na Porção Sul *Offshore* da Sub-bacia de Sergipe, NE do Brasil

GRAU/ANO: Doutor/2020

É concedida à Universidade de Brasília a permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor¹.

¹Carlos Cuartas (carloquartas@gmail.com)

*"Pois o mar é mistério que nem os velhos
marinheiros entendem." (Jorge Amado, Mar Morto)*

A meus pais, meus irmãos, meus amigos e meu amor

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio econômico para o desenvolvimento desta pesquisa.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pelo fornecimento dos dados utilizados nessa pesquisa.

Aos professores da Pós-graduação da Geotecnia da UnB pela boa disponibilidade na discussão dos assuntos acadêmicos.

Aos professores das bancas da qualificação e da defesa de tese. Professores Antonio Barbosa, Marcelo Peres Rocha, Rafael Cerqueira Silva e Manoel Porfírio Cardão Neto, pelo seu interesse na avaliação e no avanço de minha pesquisa.

Ao Coordenador da Pós-graduação na Geotecnia, professor Juan Félix Rodríguez Rebolledo, pela sua ajuda nos assuntos administrativos que como estudante estrangeiro precisava resolver.

Ao meu orientador, o professor Hernán E. Martínez-Carvajal, pela confiança que teve em me para o desenvolvimento da minha pesquisa. Pela sua ajuda na solução de meus assuntos pessoais e administrativos.

Ao Laboratório de Sismoestratigrafía (SISMOS) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), na coordenação do professor Antonio Barbosa. Durante minha permanência no laboratório teve um permanente e importante feedback acadêmico e orientações do professor Antonio.

A Tiago Miranda, Jefferson Tavares e Orione Silva, lá em Recife. Pela sua ajuda na minha permanência no Brasil. Muito boas amizades.

A Anthony Hal. Um grande amigo de Pernambuco para a vida toda. Sua ajuda foi fundamental na culminação de meu doutorado.

A Carlos Jaramillo e a José Ignacio Martínez (*In memoriam*).

Ao professor Luis Vieira da UFRJ pelas suas orientações em alguns tópicos relacionados com a geoestatística.

Ao Laboratório de Sismologia (LabSis) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) na coordenação do professor Aderson Farias do Nascimento. Ele abriu as portas do laboratório para me, permitindo a minha integração com o grupo de pesquisa, e o desenvolvimento da parte final de minha tese.

A Flávio Lemos DSc., pesquisador do Departamento da Geofísica da UFRN. Sua orientação foi fundamental no uso do software ProMAX[®], e na determinação dos fluxos de processamento sísmico. Assim mesmo, agradeço sua permanente disponibilidade para discutir assuntos de minha pesquisa.

A Halliburton Landmark por disponibilizar na UFRN, e com fins acadêmicos, a licença do software ProMAX[®]. O software foi utilizado na fase da análise de velocidade da linha pre-empilhada sob a qual foram calculadas as pressões de poro.

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geofísica do Petróleo (INCT-GP) por me permitir o uso do ProMAX[®], no Laboratório de Computação Científica em Geofísica da UFRN, na coordenação do professor Carlos César Nascimento da Silva, quem sempre estava presto para discutir assuntos de minha pesquisa.

A dGB Earth Sciences[™] pelo fornecimento à Universidade de Brasília (UnB) da licença comercial, mas com fins acadêmicos, do software OpendTect Pro.

A Manuelle e Lucieth, adoráveis amigas, que fizeram de minha vida tanto acadêmica como pessoal em Brasília algo diferenciado. Nos meus melhores e piores momentos sempre estiveram ao meu lado, me acompanhando.

A Paula, Andres, Dilson e Janet lá na Várzea. A Julio, Wilson, Sandra, Maria Tereza lá em Brasília.

A Ana Guimarães, mulher incrível, mistura de mineira e algo de nordestina. Pela estadia aconchegante que ela, seus filhos e amigos tiveram para comigo lá em Natal. A Pablo, filho da Ana, e Andreia sua namorada. Sempre me mostrando o bom da cultura nordestina, e compartilhando comigo sua amizade.

A meus amigos da Colômbia, meu irmão, minhas irmãs, minha namorada Pilar. Sempre me acompanhando nessa experiência do doutorado.

Quero ainda agradecer um monte de gente: a aquelas pessoas do RU e da limpeza

da sala de estudo. Sempre pessoas de boas, mulheres muito trabalhadoras, humildes e prestativas. Vivendo no estoicismo.

RESUMO

O conhecimento dos regimes de pressões de poro atuantes em uma bacia sedimentar é um dos aspectos fundamentais a serem avaliados durante o planejamento e a execução de projetos de exploração e produção de hidrocarbonetos. A Sub-bacia de Sergipe, localizada no nordeste brasileiro, é considerada pioneira no desenvolvimento energético do país, e uma das mais importantes em recursos de petróleo e gás natural. Suas características geológicas e seus estágios evolutivos (e.g. sinéclise, rifte, drifte) são similares às de outras bacias do leste brasileiro. Porém, o comportamento espacial das pressões de poro, ainda é pouco conhecido. Assim, o objetivo desta pesquisa foi analisar os regimes das pressões de poro desta bacia marginal para responder perguntas relacionadas com sua variação espacial, e os mecanismos de formação. A metodologia da pesquisa passa pela integração dos resultados da análise geológica de sua sucessão sedimentar com a modelagem geoestatística dos regimes de pressões de poro obtidos por métodos diretos e indiretos aplicados nos dados de poço e sísmicos da área de estudo. Dessa forma, os resultados finais são atingidos da modelagem de dados de testes geomecânicos em poço, dos perfis sônicos, e das velocidades intervalares obtidas no processamento de uma seção sísmica de reflexão 2D *pre-stack*.

Os resultados sugerem que os regimes das pressões de poro na área de estudo são de três tipos: hidrostáticos, de sobrepressão baixa, e de sobrepressão media, aproximando-se em alguns locais a sobrepressões altas. As magnitudes das pressões de poro estimadas por diferentes métodos indicam que elas estão no intervalo aproximado dos 5,4 MPa até os 104 MPa, com desvios padrões estabelecidos entre os 1,5 MPa até 8,3 MPa, desde as áreas mais rasas até aquelas em águas ultraprofundas. Os modelos geoestatísticos indicam distâncias de autocorrelação entre os 15 km e 18 km para os dados de pressões de poro definidos no estudo, e um comportamento possivelmente anisotrópico. Os mecanismos de geração de anomalias no campo das pressões de poro na área de estudo podem estar associados primeiramente ao desequilíbrio na compactação e à história de sedimentação. Como segundo, à geração de hidrocarbonetos nos níveis mais baixos e intermediários das sequências sedimentares perfuradas.

Palavras-chave: Sub-bacia de Sergipe, pressão de poro, subcompactação, sobrepressões, geoestatística, rifte.

ABSTRACT

The knowledge of the pore pressure regimes acting in a sedimentary basin is one of the fundamental aspects to be evaluated during the planning and execution of the hydrocarbon exploration and production projects. The Sergipe Sub-basin, located in northeastern Brazil, is considered to be a pioneer in the country's energy development and one of the most important in oil and natural gas resources. Its geological characteristics and evolutionary stages (e.g. synclisis, rift, drift) are similar to those of other basins in eastern Brazil. However, the spatial behavior of pore pressures is still poorly understood. Thus, the aim of this research was to analyze the pore pressure regimes of this marginal basin to answer questions related to its spatial variation, and the mechanisms of formation. The research methodology involves the integration of the results of the geological analysis of its sedimentary succession with the geostatistical modeling of the pore pressure regimes obtained by direct and indirect methods applied to the wells and seismic data in the study area. Thus, the final results are achieved by modeling data from geomechanical well tests, sonic profiles, and interval velocities obtained in the processing of a 2D pre-stack reflection seismic section.

The results suggest that the pore pressure regimes in the study area are of three types: hydrostatic, low overpressure, and medium overpressure, approaching high pressure in some places. The magnitudes of the pore pressures estimated by different methods indicate that the pressures are in the approximate range of 5,4 MPa to 104 MPa, with standard deviations established between 1.5 MPa to 8.3 MPa, from the shallow up to ultra-deep water areas. The geostatistical models indicate autocorrelation distances between 15 km and 18 km for the magnitudes of pore pressures defined in the study, and a possibly anisotropic behavior. The mechanisms for generating anomalies in the field of pore pressures in the study area may be primarily associated with the imbalance in compaction and the history of sedimentation. As a second, the generation of hydrocarbons in the lower and intermediate levels of the perforated sedimentary sequences.

Keywords: Sergipe Sub-basin, pore pressure, subcompaction, overpressures, geostatistics, rift

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	CONTEXTO E FORMULAÇÃO DAS PERGUNTAS DA PESQUISA	1
1.1.1	OBJETIVOS DA PESQUISA	2
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
1.3	BASES DE DADOS DISPONIBILIZADA PELA ANP	5
2	MARCO TEÓRICO	7
2.1	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA SUB-BACIA DE SERGIPE	7
2.2	TENSÕES, E MECANISMOS GERADORES DE PRESSÕES DE PORO	12
2.3	MEDIÇÕES DAS PRESSÕES DE PORO	16
2.4	ESTIMATIVAS DAS PRESSÕES DE PORO	22
3	METODOLOGIA	28
4	RESULTADOS	32
4.1	ESQUEMA CRONOESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO	32
4.2	FACIES SEDIMENTARES NA ÁREA DE ESTUDO	36
4.3	TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO	42
4.4	PRESSÕES DE PORO NOS POÇOS DA ÁREA DE ESTUDO	46
4.5	PRESSÕES DE PORO ESTIMADAS NAS FORMAÇÕES GEOLÓGICAS NA ÁREA DE ESTUDO	58
4.6	PROCESSAMENTO DA LINHA SÍSMICA MARINHA 2D PRE-EMPILHADA VB00-17X E CÁLCULOS DAS PRESSÕES DE PORO	69
4.6.1	PROCESSAMENTO SÍSMICO	69
4.6.2	MODELOS DE VELOCIDADE SÍSMICA	72
4.6.3	PRESSÕES DE PORO OBTIDAS A PARTIR DOS DADOS DA SEÇÃO SÍSMICA DE REFLEXÃO 2D	74
4.7	SÍSMICA E LOCALIZAÇÃO DE PSEUDOPOÇOS COM INFORMAÇÃO DE PRESSÃO DE PORO	79
4.8	GEOESTATÍSTICA DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO	83
4.8.1	ANÁLISE EXPLORATÓRIA ESTATÍSTICA DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO	83
4.8.2	MODELAGEM GEOESTATÍSTICA DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO	88
4.8.3	ESTIMATIVAS GEOESTATÍSTICAS DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO	91

4.8.4	VALIDAÇÃO E COMPARAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DAS PRESSÕES DE PORO OBTIDAS POR DIFERENTES MÉTODOS	96
4.8.5	ESTIMATIVA DA SUPERFÍCIE BASAL DE COMPACTAÇÃO NORMAL	100
5	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	106
6	CONCLUSÕES	119
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
A1	ANEXOS	127
A1.1	Cortes das taxas de acumulação	127
A1.2	Traçado da linha de compactação normal-CN	127
A1.3	Poros pressões e tensões litostáticas nos poços com subcompactação. Parte 1	127
A1.4	Poros pressões e tensões litostáticas nos poços com subcompactação. Parte 2	127
A1.5	Velocidades RMS vs. Tempo duplo dos 62 <i>supergathers</i>	127
A1.6	Velocidades intervalares vs. Profundidade dos 62 <i>supergathers</i>	127
A1.7	Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 0 até 2200	127
A1.8	Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 2400 até 4200	127
A1.9	Semivariogramas empíricos das fatias desde 0 até 3800	127
A1.10	Dados originais, com transformação Box-Cox para diferentes valores de λ , e remoção da tendência mediante regressão de 1°, e 2° (e.g. fatia @600)	127

LISTA DE FIGURAS

1.1	Localização da área de estudo na Sub-bacia de Sergipe	4
1.2	Metros totais de rocha perfurada por poço	5
2.1	Estratigrafia e geocronologia da Sub-Bacia de Sergipe	9
2.2	Arcabouço tectónico da Sub-bacia de Sergipe	11
2.3	Esquema de classificação de Anderson	13
2.4	Profundidade vs. Pressão de poro em um campo petrolífero	16
2.5	Esquema de um teste de absorção (LOT).	18
2.6	Esquemas do semivariograma e covariograma	24
2.7	Mecanismo de busca para obter pares de pontos do semivariograma . . .	25
3.1	Fluxograma metodológico	28
4.1	Esquema cronoestratigráfico estabelecido para área de estudo	33
4.2	Idades geológicas identificadas nos poços	36
4.3	Porcentagem do tipo de rocha perfurada pelos poços da pesquisa	38
4.4	Cortes A0-A1 e B0-B1 para análises granulométricas	39
4.5	Cortes C0-C1 e D0-D1 para as análises granulométricas	41
4.6	Taxas sedimentação nos poços	43
4.7	Magnitudes das taxas de sedimentação nos poços analisados	44
4.8	Extrapolação dos dados do tempo de trânsito faltantes	46
4.9	Calibração da equação de Eaton para a sub-bacia	48
4.10	Pressões e tensões litostáticas nas rochas sedimentares perfuradas nos poços com regime hidrostático na área de estudo	49
4.11	Delimitação da profundidade de transição do trecho sugerido em compactação normal para anormal	51
4.12	Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte A0-A1	53
4.13	Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte B0-B1	55
4.14	Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte C0-C1	56
4.15	Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte D0-D1	57
4.16	Pressões de poro máximas encontradas nas unidades cronoestratigráficas atingidas pelos poços estudados	58

4.17	Classificação das pressões de poro nas unidades geológicas perfuradas pelos poços analisados	59
4.18	Amplitudes estatísticas das pressões de poro nas diferentes épocas geológicas da sucessões sedimentares perfuradas na área de estudo	61
4.19	Relações das pressões de poro, para cada uma das épocas geológicas das sucessões perfuradas, com a profundidade	61
4.20	Pressões de poro estimadas para cada uma das formações definidas na área de estudo	63
4.21	Densidades estatísticas e agrupamentos das pressões de poro na área de estudo obtidas mediante RFT e as estimadas nos poços	64
4.22	Densidades estatísticas das tensões litostáticas e das pressões hidrostáticas, da formação (pressões de poro), e da lama de perfuração	65
4.23	Relação estatística das pressões de poro RFT e das exercidas pela lama de perfuração	66
4.24	Relação das pressões de poro RFT obtidas nos poços estudados com a profundidade	67
4.25	Relação das pressões de poro totais estimadas com a profundidade. Gráfico hexabin	68
4.26	Fluxograma do processamento sísmico da linha 2D VB-0017X	70
4.27	Função de velocidade do <i>supergather</i> Supg-1300 na fase intermédia do processamento sísmico	71
4.28	Efeitos das fases do processamento sísmico na linha VB00-17X	72
4.29	Relação entre as velocidades intervalares e o tempo duplo, obtidos nos poços próximos à linha VB00-17X	73
4.30	Campo de velocidades RMS na linha VB00-17X	73
4.31	Tempo de trânsito sísmico-TTS vs. profundidade dos <i>supergathers</i> da linha VB00-17X	75
4.32	Linha de compactação normal no gráfico semilogarítmico do Tempo de Trânsito Sísmico e a profundidade nos <i>supergathers</i> Supg-1300 e Supg-2400	77
4.33	Pressões de poro e tensões litostáticas em alguns dos <i>supergathers</i> da linha VB00-17X	78
4.34	Pressões de poro estimadas nos <i>supergathers</i> da Tabela 4.10).	79
4.35	Histogramas e densidades das magnitudes das pressões de poro com os dados só de poço, e dados de poço e <i>supergathers</i>	80
4.36	Áreas analisadas para a localização sísmica dos pseudopoços com informação de pressão de poro	81
4.37	Interpretação dos marcadores cronoestratigráficos no segmento sul da linha sísmica 2D 0261-5-VB00	82

4.38	Interpretação dos marcadores cronoestratigráficos nos segmentos sul das linhas sísmica 2D 0261-4-VB00 e 0261-3-VB00	83
4.39	Número de amostras contidas em cada grupo de fatias a cada 200 m	84
4.40	Coeficiente de variação de cada fatia	85
4.41	Gráficos exploratórios espaciais para as fatias @200 m, @600 m, @1400 m e a @3200 m	86
4.42	Semivariogramas empíricos omnidirecionais, e direcionais das pressões de poro nas fatias @200, @600, @1200, @1400, @2800, @3000, @3200 e @3600	87
4.43	Variogramas empíricos com influência da tendência, e com remoção da mesma nas fatias @200 m, @600 m, @1400 m, @3000 m, @3200 m, e @3600	89
4.44	Ajuste geoestatístico visual (<i>eyefit</i>) dos variogramas empíricos dos dados originais, e dos dados com remoção da tendência. Exemplo na fatia @200	90
4.45	Modelos de ajuste geoestatísticos dos variogramas empíricos dos residuais. Fatias @200, @600, @1400, @3200, e @3200	92
4.46	Estimativas kriging e desvio padrão das pressões de poro na Sub-bacia de Sergipe para as fatias: a) @ 200 m. b) @1400 m. c) @3200 m. d) @3600 m	94
4.47	Simulações das pressões de poro nas fatias @ 200 m, @1400 m, @3200 m, e @3600 m	95
4.48	Comparação das estimativas das pressões de poro obtidas mediante simulações sequenciais e krigagem universal nas fatias @ 200 m, @1400 m, @3200 m, e @3600 m	98
4.49	Resultados da validação cruzada das estimativas das pressões de poro obtidas mediante krigagem universal e o inverso da potência da distância (IDW) nas fatias @ 200 m, @1400 m, @3200 m, e @3600 m	99
4.50	Gráficos exploratórios espaciais dos dados de profundidade da superfície de compactação normal	100
4.51	Modelo de ajuste geoestatístico do semivariograma empírico dos residuais da superfície limite de compactação normal	102
4.52	Estimativa kriging, e desvio padrão das profundidades da superfície de compactação normal na Sub-bacia de Sergipe	103
4.53	Estimativa mediante simulação das profundidades da superfície de compactação normal na Sub-bacia de Sergipe	104
4.54	Comparação das estimativas mediante Kriging Universal e simulação, das profundidades da superfície de compactação normal na Sub-bacia de Sergipe	104

4.55 Comparação dos resultados da validação cruzada para os modelos da krigagem e o Inverso da Potência Distância, usados nas estimativas das profundidades da superfície de compactação normal na Sub-bacia de Sergipe	105
A1.1 Perfis das taxas de acumulação	128
A1.2 Delimitação da profundidade de transição do trecho sugerido em compactação normal para anormal	129
A1.3 Poro pressões e tensões litostáticas nas sequências sedimentares perfuradas nos poços com regime misto. Parte 1	130
A1.4 Poro pressões e tensões litostáticas nas sequências sedimentares perfuradas nos poços com regime misto. Parte 1	131
A1.5 Velocidades RMS vs. Tempo duplo nos <i>supergathers</i> da linha VB00-17X .	132
A1.6 Velocidades Intervalares vs. Profundidade nos <i>supergathers</i> da linha VB00-17X	133
A1.7 Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 0 até 2200	134
A1.8 Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 2400 até 4200 . .	135
A1.9 Semivariogramas empíricos das fatias desde 0 até 3800	136
A1.10 Semivariogramas empíricos dos dados originais, e transformados. Com e sem remoção da tendência. Exemplo da fatia @600	137

LISTA DE TABELAS

1.1	Informação geral dos poços fornecidos pela ANP.	6
4.1	Tabela de idades geológicas e códigos usados na pesquisa	34
4.2	Esquema cronoestratigráfico complementado do P1131-12	35
4.3	Tipo e quantidade total de rocha perfurada pelos poços	37
4.4	Resumo estatístico das pressões de poro nos poços com regime hidrostático, e magnitudes geomecânicas associadas	48
4.5	Profundidades e idades geológicas da transição compactação normal para anormal nos poços	51
4.6	Resumo estatístico das pressões de poro, e de outras variáveis geomecânicas, nos poços que apresentaram ao menos dois regime diferentes . . .	52
4.7	Amostra das magnitudes das pressões de poro de totais estimadas mediante loess, e seus intervalos de predição do 95% de confiança	69
4.8	Características gerais da linha sísmica pre-empilhada 2D VB00-17X . . .	70
4.9	Tempos duplos e velocidades intervalares estimados mediante modelagem estatística dos dados VSPs nos poços próximos à linha VB00-17X . .	74
4.10	Profundidades limite com compactação normal na linha VB00-17X	76
4.11	Estatísticas das pressões de poro dos <i>supergathers</i> analisados	77
4.12	Estatísticas das pressões de poro em fatias a cada 200 m	85
4.13	Modelos de ajuste geoestatístico das pressões de poro na Sub-bacia de Sergipe	91
4.14	Resumo das estimativas kriging e desvio padrão das pressões de poro nas fatias @200 m, @1400 m, @3200 m e @3600 m	93
4.15	Resumo estatístico dos resultados das estimativas das pressões de poro mediante simulação sequencial	96
4.16	Estatísticos da validação cruzada dos modelos e das estimativas kriging nas fatias @200, @1400, @3000 e @3600	97
4.17	Estatísticas comparativas entre as estimativas das pressões de poro obtidas mediante krigagem e simulação	98
4.18	Modelos de ajuste geoestatístico da superfície de compactação normal da Sub-bacia de Sergipe	101
4.19	Resumo estatístico dos dados amostrais, e das estimativas das profundidades da superfície de compactação normal mediante krigagem, IDW, e simulação sequencial	102
5.1	Comparação das estimativas kriging e loess nas profundidades das fatias @200 m, @1400 m, @3200 m e @3600 m	117

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIações

S	Tensor de tensões
S'	Tensor de tensões transformado de sistema
S_1	Tensão principal
S_v	Tensão vertical ou tensão de sobrecarga
ρ_w	Densidade da água
g	Constante da aceleração da gravidade
z_w	Altura da camada de água
$\rho(z)$	Densidade da camada rochosa
$P_p^{hidro.}$	Pressão hidrostática
σ_v	Tensão efetiva
P_p	Pressão de poros
G_p	Gradiente da pressão de poros
G_{ov}	Gradiente da tensão de sobrecarga
G_N	Gradiente da pressão de poro em condições de compactação normal
Δt_N	Tempo de trânsito sob a linha de compactação normal
Δt_{log}	Tempo de trânsito no perfil sônico
n	Parâmetro da equação de Eaton
C	Constante de conversão na equação do gradiente
ρ_{gard}	Densidade calculada segundo equação de Gardner
a	Parâmetro da equação de Gardner
b	Parâmetro da equação de Gardner
t	Tempo duplo de reflexão de um evento sísmico
x	Afastamento desde a fonte
$V_{rms,n}$	Velocidade RMS
V_i	Velocidade intervalar da camada i
τ_i	tempo simples de percurso da onda P na camada i
$C(h)$	Covariância entre duas magnitudes afastadas uma distância h
$N(h)$	Número de pares de pontos afastados uma distância h
$\gamma(h)$	Semivariância
\hat{v}	Valor estimado
w_j	Peso de influência na estimação de um valor
C	Matriz de covariâncias
W	Matriz de pesos
D	Vetor de covariâncias
p	Parâmetro do método do quadrado do inverso da distância
$L18$	Evento cronoestratigráfico de idade Bartoniano
TVT	Profundidade vertical
Arg	Argila
Aremf	Areia muito fina
Aref	Areia fina
Arem	Areia média
Areg	Areia grossa
Aremg	Areia muito grossa
Sxo	Seixo
PT	Profundidade total de poço
FO	Fundo oceânico
m/Ma	Metros por milhão de anos
DT	Tempo de trânsito
RFT	Teste de formação
LOT	Teste de absorção
CN	Linha de compactação normal
VSP	Símica de poço
CV	Coefficiente de variação
IDW	Inverso do quadrado da distância

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONTEXTO E FORMULAÇÃO DAS PERGUNTAS DA PESQUISA

Brasil é o quinto país mais extenso do mundo, e, também, o primeiro em consumo de recursos energéticos fósseis na América Latina e um dos maiores a nível mundial (Lin, 2011). Portanto, é com o objetivo de ampliar o conhecimento geológico das bacias, bem como as reservas de hidrocarbonetos do país, que o Governo Federal tem concentrado seus interesses em oferecer blocos exploratórios em bacias produtoras de fronteira exploratória. Onde as bacias de novas fronteiras exploratórias representam áreas com menor conhecimento geológico (ANP¹, 2015; ANP², 2015).

O sucesso nas fases de exploração dos recursos energéticos de uma bacia de hidrocarbonetos requer a determinação das características geomecânicas de suas sucessão sedimentar onde as pressões de poro têm um papel determinante (Bjørlykke & Kaare, 1997; Tingay et al., 2003; Zoback, 2007; Bjørlykke et al., 2010). Isto devido à existência de altos riscos técnicos relacionados com a presença de pressões anômalas, durante a fase de perfuração; especialmente, pressões de poro não estimadas ou inadequadamente calculadas e controladas, o que poderia implicar altos custos ambientais, sociais, e econômicos (Ferrara, 2011; Zhang, 2011).

As pressões anômalas produzidas pela migração de fluídos, desde a formação rochosa para o poço, podem ocasionar *kicks e blowouts*, os quais são fenômenos altamente perigosos que ocorrem durante a perfuração de unidades rochosas cuja pressão de poro é maior que a pressão hidrostática da lama de perfuração (Grace et al., 2003; Zhang, 2011). Por isso, a quantificação e estimativa das pressões de poro em uma bacia sedimentar é uma atividade que deve ser considerada durante o planejamento prévio à perfuração de um poço nas fases de exploração de hidrocarbonetos.

Dado que os mecanismos geradores de pressões de poro em uma formação geológica são diversos, e que elas necessariamente não apresentam gradientes constantes com a profundidade (Rocha & Toledo, 2009; Zoback 2007), é fundamental para seu entendimento a construção de um modelo geológico. Isso implica a integração, a interpretação e a análise quantitativa de aspectos sedimentológicos, estratigráficos, e tectônicos que determinam as propriedades mecânicas das rochas.

A Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada no nordeste do Brasil, tem sido perfurada desde a década de 20, quando foi perfurado o primeiro poço exploratório para hidrocarbonetos (Van der Ven et al. 1989). No entanto, foi na década de 60 quando a

exploração apresentou sua máxima expressão , e quando foram descobertos os campos Carmópolis e Guaricema na Sub-bacia de Sergipe (Aquino & Lana. 1990; ANP³, 2017).

A Sub-bacia de Sergipe compartilha semelhanças geológicas com outras bacias do leste brasileiro em relação a sua evolução tectônica e sucessão sedimentar (Aquino & Lana. 1990). Porém, até o presente não há um estudo regional dos regimes de pressões de poro nesta bacia. Os aspectos geodinâmicos e estratigráficos têm sido estudados em algum grau, mas suas implicações sobre o estado tensões *in situ*, e sobre as grandezas das pressões de poro não foram ainda analisado sistematicamente.

Em torno do regime de pressões de poro existente na Sub-bacia de Sergipe, tem-se formulado uma série de perguntas que determinam os objetivos desta pesquisa :

- 1) As grandezas das pressões de poro têm uma estrutura espacial na sub-bacia, ou elas são um fenômeno puramente aleatório?
- 2) Qual é o modelo espacial de distribuição dos campos de pressão de poros?
- 3) Quais são as incertezas na predição das grandezas naqueles pontos com pressão de poro desconhecidos?
- 4) Suas grandezas estão associadas a outras variáveis como fácies sedimentar ou velocidades intervalares das camadas?
- 5) Qual é o principal mecanismo que determina o comportamento das pressões de poro?

1.1.1 OBJETIVOS DA PESQUISA

Define-se como objetivo principal desta pesquisa analisar o comportamento das pressões de poro no setor sul da Sub-bacia de Sergipe.

Como objetivos específicos:

- a) Determinar o modelo ou os modelos geoestatísticos que se ajustem as características do regime de pressões de poro encontradas na sub-bacia.
- b) Determinar os parâmetros do modelo que determinem o grau de correlação espacial e aleatório entre as amostras.
- c) Predizer as magnitudes de poro onde não existem dados de poços.
- d) Calcular as incerteza nas predições das pressões de poro.

- e) Integrar os modelos geológicos no comportamento do regime das pressões de poro encontrado.
- f) Analisar os possíveis mecanismos geradores do regime atual de pressões de poro.

Para atingir os objetivos definiu-se um fluxograma composto por cinco fases que incluem a adequação das bases de dados para interpretação das características geológicas do subsolo, a obtenção de valores de pressão de poro, e a modelagem geológica e geomecânica da área coberta pelos dados disponíveis.

Os resultados da pesquisa mostraram valores das pressões de poro com máximo aproximado de 104 MPa, mínimo de 5,4 MPa. Os resultados geoestatísticos sugerem um comportamento das magnitudes das pressões de poro com dependência geoespacial entre os 15 km e os 18 km, e um possível comportamento anisotrópico.

Foi determinado que na parte sul da Sub-bacia de Sergipe, as pressões de poro apresentam três regimes associados principalmente a processos derivados do grau de compactação: regime hidrostático, regime de sobrepressão baixa, e regime de sobrepressão média.

O presente documento é dividido em 6 capítulos. O segundo corresponde ao marco teórico, e contém a localização detalhada da área de estudo, as características das bases de dados disponibilizada pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), as características geológicas gerais da sub-bacia, definições geomecânicas preliminares, assim como, as medições das pressões de poro e métodos de lhes estimar. O terceiro capítulo descreve o fluxograma metodológico, o quarto os resultados obtidos, em torno as perguntas formuladas. O quinto contém a discussão dos resultados e o sexto as conclusões.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A zona de pesquisa, Sub-bacia de Sergipe, localiza-se no nordeste do Brasil, na região *offshore* sul da bacia, e abrange uma área aproximada de 3800 km² dos 31750 km² marinhos da Bacia Sergipe-Alagoas (Fig. 1.1).

Suas fronteiras são ao norte com a Sub-bacia de Alagoas (Alto Jaboaã-Penedo), ao oeste as falhas distensionais que a separam do embasamento, e ao sul com a Bacia de Jacuípe (Plataforma de Estância e Falha de Vaza-Barris) (ANP2, 2015).

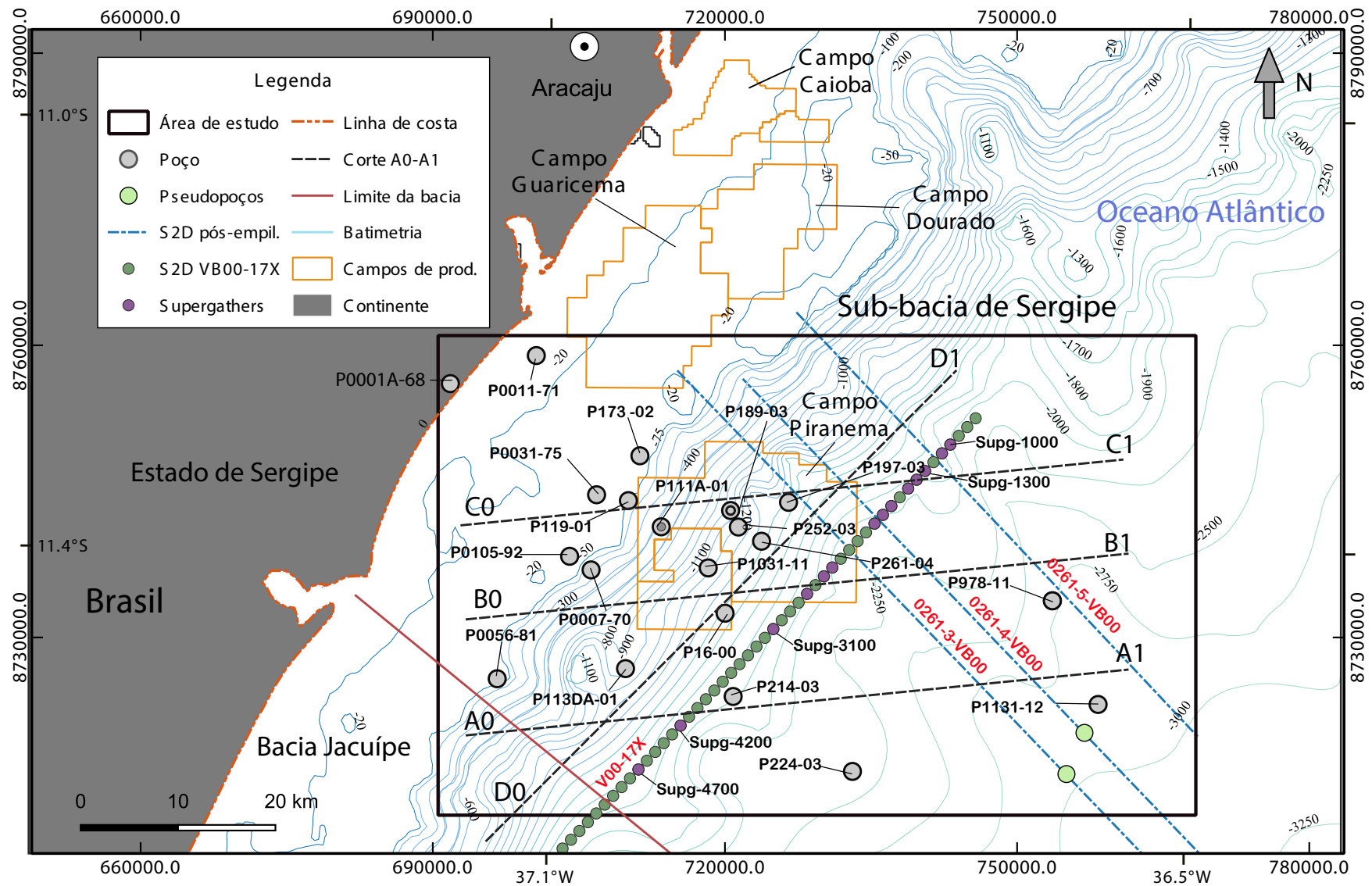


Figura 1.1 – Localização da área de estudo, poços exploratórios e linhas sísmicas 2D disponível para desenvolvimento da pesquisa.

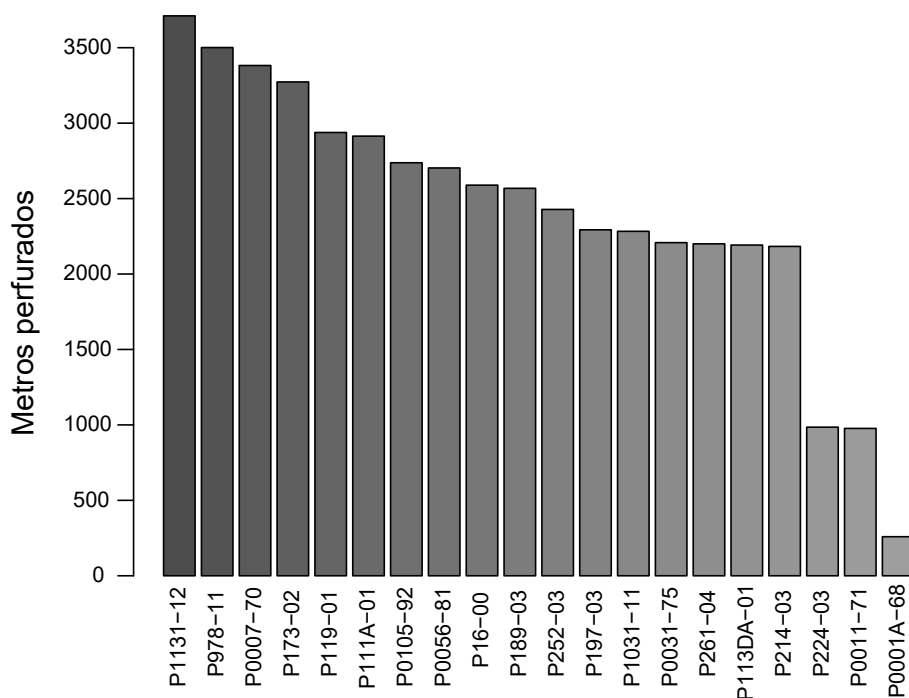


Figura 1.2 – Metros totais de rocha perfurada por poço.

1.3 BASES DE DADOS DISPONIBILIZADA PELA ANP

A ANP tem dentro de suas políticas de fomento à pesquisa em hidrocarbonetos a cessão gratuita de dados públicos para as universidades ou instituições de pesquisa. Desta forma, para o estudo indicado foram solicitados à ANP por um lado, dados de sísmica de reflexão 2D e 3D empilhados (*pos-stack*), e não empilhados (*pre-stack*), assim como os relatórios do observador.

Assim mesmo, foram solicitados, dados de poço com perfis digitais adquiridos durante a perfuração (formatos DLIS, LIS, SEGY, TXT), a Consolidação de Dados de Poço Exploratório (CDPE), os gráficos integradores de informação de poços (i.e., gráficos compostos), a informação geral de cada poço (Arquivo Geral de Poço-AGP), a geoquímica de poço e os testes de formação. Igualmente, informação geológica associada à área de pesquisa.

A Tabela 1.1 apresenta a informação geral dos 22 poços fornecidos pela ANP. A localização apresenta-se na Figura 1.1. Deles dois correspondem a re-entradas de poços que tiveram que ser abandonados durante a perfuração.

A Figura 1.2 apresenta a quantidade de metros de rocha perfurados por cada poço. O poço com maior quantidade de rocha perfurada é o P-1131-12. O poço com menor quantidade foi o P0001A-68.

Tabela 1.1 – Informação geral dos 22 poços fornecidos pela ANP. Os poços em asterisco (*) foram reentradas dos poços (**). POÇO: Nome do poço dado pela ANP. CÓDIGO: Nome do poço usado nesse documento. Os números depois do traço indicam o ano de perfuração. ANO: Data do início da perfuração do poço. Observe-se que os poços apresentam datas de perfuração muito diferentes. PROF.: Profundidade total medida desde a mesa rotativa. Inclui a quantidade de rocha perfurada mais a coluna de água ou cota batimétrica (T.A). T.A: Coluna de água (Batimetria), medida desde a superfície marinha. M.R: Altura da mesa rotativa na plataforma de perfuração. Para a localização de cada um deles ver a Figura 1.1.

POÇO	CÓDIGO	ANO	PROF. (m)	T.A. (m)	M.R. (m)
2-PE-0001A-SE	P0001A-68	05-04-1968	268	0	9
1-SES-0011-SE	P0011-71	20-04-1971	1013,8	15	22
1-SES-0031-SE	P0031-75	06-06-1975	2258	29	21
1-SES-0105-SE	P0105-92	02-10-1992	2793	31,5	24
3-BRSA-173-SES	P173-02	08-11-2002	3336	34	29
4-BRSA-119-SES	P119-01	08-12-2001	3000	37,8	24
1-SES-0007-SE	P0007-70	04-04-1970	3446,6	41,5	22,4
1-SES-0056-SE	P0056-81	20-11-1981	2773	42	28
3-BRSA-111-SES**	P111-01	07-11-2001	3262	551	22
3-BRSA-111A-SES*	P111A-01	27-12-2001	3487	551	22
1-BRSA-113DA-SES	P113DA-01	24-09-2001	3255	1041	22
4-BRSA-189-SES**	P189-03	14-02-2003	3750	1164	18
4-BRSA-189A-SES*	P189A-04	02-02-2004	3810	1164	12
3-BRSA-1031-SES	P1031-11	26-12-2011	3485	1190	12
3-BRSA-252-SES	P252-03	23-11-2003	3780	1340	12
4-BRSA-197-SES	P197-03	13-04-2003	3786	1475	18
1-BRSA-16-SES	P16-00	05-09-2000	4180	1574	17
3-BRSA-261-SES	P261-04	25-01-2004	3909	1691	18
1-BRSA-214-SES	P214-03	15-05-2003	3918	1717	18
1-BRSA-224-SES	P224-03	14-06-2003	3330	2327	18
1-BRSA-978-SES	P978-11	27-05-2011	6300	2775	24
1-BRSA-1131-SES	P1131-12	16-11-2012	6556	2820	25

O poço foi perfurado no continente, perto da linha de costa e seu objetivo foi estratigráfico. Dos poços marinhos (*offshore*), disponibilizados pela ANP, e que perfuraram menor quantidade de rocha, estão os poços P214-03 e o P0011-71 localizados respectivamente no talude e na plataforma marinha. Ambos perfuraram uma sequência estratigráfica de ~ 1000 m.

2 MARCO TEÓRICO

Para a análise espacial das pressões de poro na Sub-bacia de Sergipe foi considerado um conjunto de assuntos integrados ao fluxograma metodológico com o objetivo de responder às perguntas expostas anteriormente. Assim, o marco teórico incluiu os seguintes aspectos: 1) Características geológicas da Sub-bacia de Sergipe; 2) Definições geomecânicas preliminares; 3) Medição das pressões de poro; 4) Estimativas das pressões de poro.

2.1 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA SUB-BACIA DE SERGIPE

No antigo continente Gondwana, há mais de 541 Ma (Eon Pre-Cambriano) já tinha-se configurado o embasamento da Sub-bacia de Sergipe sob o qual foi depositada uma espessa seqüência sedimentar (Campos-Neto et al., 2007). Ela está composta por rochas sedimentares depositadas em ambientes alúvio-fluviais, deltaicos e marinhos (Feijó, 1994; Silva & McClay, 1995; Campos-Neto et al. 2007; Schmus et al., 2008).

Desde o estágio sinéclise até recente, a evolução geológica da Sub-bacia de Sergipe tem sido considerada similar as bacias sedimentares do leste brasileiro, com uma estreita relação geológica com as bacias da África ocidental, e acompanhada de um grande potencial energético (Northfleet et al., 1972; Ponte & Asmus, 1975; Torquato & Cordani, 1981; Mohriak et al., 1995; Beglinger et al., 2012; ANP 3 2017).

A origem da Sub-bacia de Sergipe está diretamente associada à ruptura da crosta continental devido às tensões distensivas produzidas pela formação do rifte Atlântico Sul, tal como acontece atualmente no nordeste africano (Northfleet et al., 1972).

Desde o sinéclise a reconstrução geológica da sub-bacia tem sido agrupada em diferentes estágios evolutivos, embora o limite temporal rifte-*drifte* seja causa de controvérsias geológicas (Campos-Neto et al., 2007; Rabêlo, 2008; Rabêlo et al., 2010). Cada um deles reflete as mudanças nas tensões da crosta terrestre e das suas características estratigráficas (Northfleet et al., 1972; Campos-Neto et al., 2007; Aquino & Lana, 1990; Rabêlo, 2008; Rabêlo et al., 2010).

Nesse documento tem sido adotada como referência estratigráfica a carta proposta em Campos-Neto et al. 2007 (Fig. 2.1), na qual são definidos cinco estágios evolutivos da Sub-bacia de Sergipe: sinéclise, pré-rifte, rifte, pós-rifte, *drifte* (Northfleet et al., 1972; Ponte & Asmus, 1975; Campos-Neto et al., 2007), durante os quais foram depositados sequencialmente pacotes de rochas sedimentares, cortados, alguns deles,

por eventos vulcânicos de idade e natureza incertas (Campos-Neto et al., 2007) (Fig. 2.1).

Sobre as amplas depressões do continente Gondwana, se depositaram rochas sedimentares com mergulhos fracos e convergentes associados à fase sinéclise. Tal é o caso do Grupo Igreja Nova composto pela Formação Batinga, depositada durante parte do Período Carbonífero (~ 359 Ma-299 Ma) e a Formação Aracaré, depositada durante parte do Período Permiano (~ 272 Ma-252 Ma).

Estas foram depositadas em entornos continentais; a primeira delas em ambientes glaciais, a segunda em ambientes deltaicos ou de deserto (Campos-Neto et al., 2007, Shaller 1969). Suas características litológicas se apresentam na Figura 2.1.

Os primeiros falhamentos importantes gerados no embasamento durante o Jurássico Final (~ 164 Ma-145 Ma) configuraram a depressão afro-brasileira, e estão associados ao início do estágio Pré-Rifte (Northfleet et al., 1972; Ponte & Asmus, 1977; Campos-Neto et al., 2007).

Em um dos segmentos da depressão, e sobre as sequências sedimentares do estágio sinéclise, foram depositados em ambientes de sedimentação fluviais e lacustres as formações do Grupo Perucaba das sub-bacias de Sergipe e Alagoas (Fig. 2.1).

Durante parte o Cretáceo Inferior, ~ 142 Ma-116 Ma (i.e. Berriasiano médio-Aptiano superior) foi desenvolvido o estágio rifte (Ponte & Asmus, 1975; Campos-Neto et al., 2007) (Fig. 2.1). Neste intervalo ocorreram mudanças na litosfera que propiciaram a conexão entre as falhas do estágio Pré-rifte. A conexão produziu grandes rupturas na crosta e a formação de vales devido ao processo de subsidência.

No estágio rifte foram depositados em diferentes áreas da Sub-bacia de Sergipe mais de 4,5 km de sedimentos que determinariam a maior parte do Grupo Coruripe (Fig. 2.1). As unidades rochosas que conformaram o grupo, a exceção da Formação Muri-beca, foram depositadas, em sua maioria, em ambientes continentais lacustres, deltaicos ou aluvio-fluviais (Fig. 2.1).

Não obstante, no final do estágio, se apresentam as primeiras incursões do mar na sub-bacia com depósitos de leques aluvio-deltaicos e com o rifte afro-brasileiro bem estabelecido (Northfleet et al., 1972; Campos-Neto et al., 2007).

Um grande evento erosivo foi produzido nas bordas da sub-bacia no final do está-

gio rifte. A superfície gerada tem sido considerada por alguns autores como o início do estágio Pós-rifte (Northfleet et al, 1972; Campos-Neto et al., 2007), que finaliza no Aptiano (~ 113 Ma).

Durante esse intervalo ocorreram transgressões sobre entornos terrestres depositando a Formação Muribeca como parte superior do Grupo Coruripe e com depósitos notáveis de rochas evaporíticas (Schaller, 1969; Northfleet et al., 1972; Ponte & Asmus, 1975; Campos-Neto et al., 2007; Rabêlo, 2008) (Fig. 2.1).

Para o Albiano (~ 113 Ma) novas mudanças na litosfera permitiram uma maior intensidade do avanço do mar sobre os ambientes continentais existentes. As mudanças estão associadas ao deslocamento progressivo (e.g. *Drifte*), que marca a sua vez o início do último estágio evolutivo na sub-bacia (Northfleet et al., 1972; Ponte & Asmus, 1975; Campos-Neto et al., 2007; Rabêlo, 2008). A separação definitiva entre África e América do Sul é registrada entre o final do Turoniano e o Coniaciano (~ 90 Ma-86.3 Ma) (Fig. 2.1).

Durante o estágio *drifte* o nível do mar apresentou oscilações que modificaram os processos de sedimentação em diferentes pontos da sub-bacia, e as características das rochas sedimentares formadas (Fig. 2.1).

Na parte inicial do estágio *drifte* foram depositadas, em ambientes transicionais a marinhos (i.e. leques aluvio-deltaicos, de plataforma e de talude continental), as unidades litológicas da base do Grupo Sergipe. Enquanto que a parte superior foi depositada em ambientes marinho profundo (i.e. Talude e sopé continentais) refletindo uma maior incursão do mar (Fig. 2.1).

No final do Cretáceo, desde o Coniaciano/Santoniano (~ 86.3 Ma) até o recente, ocorreram sucessivas mudanças do nível relativo do mar. Neste intervalo foi depositado o Grupo Piaçabuçu em ambientes de sedimentação de marinho profundo, médio (talude continental), raso (plataforma continental), e costeiro (Fig. 2.1).

Na Sub-bacia de Sergipe, a informação de poços e de linhas sísmicas revelam um arcabouço compartimentalizado com geometrias principalmente de extensão associadas às falhas normais e de transcorrentes, e presença de intrusões salinas (tectônica do sal) e vulcânicas, dobras, e inversões (Mohriak et al. 1997; Rabêlo, 2008; Rabêlo et al., 2010) (Fig. 2.2).

A Bacia de Sergipe-Alagoas, tem sido uma das bacias brasileiras com uma antiga his-

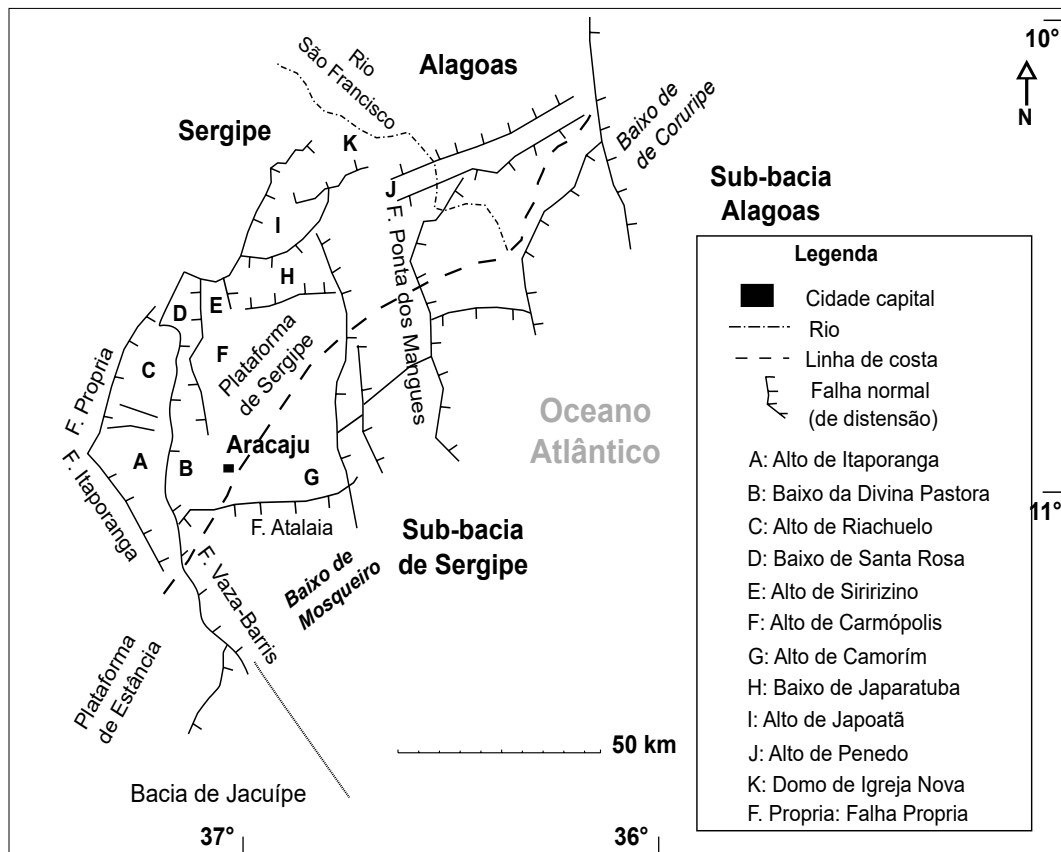


Figura 2.2 – Arcabouço tectônico da Sub-bacia de Sergipe (Modificado de Rabêlo, 2008., e Mohriak et al., 1997).

tória de exploração de hidrocarbonetos (ANP², 2015 ; ANP¹, 2017), com os primeiros levantamentos geofísicos do ano de 1935. A primeira descoberta de petróleo foi feita em 1957 (ANP², 2015). O primeiro poço perfurado em águas profundas foi em 1987, e a primeira descoberta em águas ultra-profundas foi no ano de 2010 (ANP³, 2017).

A Sub-Bacia de Sergipe apresenta uma importante atividade exploratória e de produção de hidrocarbonetos com 37 campos em produção e desenvolvimento, dos quais 28 estão em terra e 9 no mar (ANP², 2015).

No percurso dessa história exploratória foram definidos para a bacia diferentes sistemas petrolíferos, atualmente ativos. Em ela tem-se provado, assim como determinados hipoteticamente, distintos sistemas petrolíferos durante os distintos estágios evolutivos (Beglinger et al., 2012; ANP², 2015; ANP¹, 2017).

Durante o estágio rifte, o sistema Barra do Ituba-Coqueiro Seco (i.e. rochas geradoras e armazenadores respectivamente), e como rochas selantes os folhelhos destas mesmas formações. Para o estágio *drifte* tem sido definido o sistema Riachuelo-Calumbi, ou Cotinguiba-Calumbi, e como rocha selante os folhelhos da Formação Calumbi (ANP²,

2015; ANP¹, 2017).

2.2 TENSÕES, E MECANISMOS GERADORES DE PRESSÕES DE PORO

O peso de uma sequência de unidades rochosas, o empuxo das forças tectônicas, as mudanças laterais na densidade de uma rocha são fontes permanentes de tensão na crosta terrestre (Zoback, 2007).

A tensão é definida como uma força aplicada sobre uma determinada área, mas também pode se entender como a força interna por unidade de área de um corpo que se opõe às modificações de tamanho e/ou forma (MacGregor, 1950). Matematicamente pode expressar-se como:

$$\sigma_{ij} = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{F_j}{A_i} \quad (2.1)$$

Onde σ_{ij} é a tensão [Pa], F_j é a força na direção j ($j=1,2,3$) [N], e A_i é a área [m^2], de um plano normal na direção i sobre a qual se exerce a força.

Um ponto localizado a uma profundidade qualquer da crosta pode ser definido como um diferencial de volume. As tensões exercidas sobre ele podem se expressar mediante o tensor de tensões (Desai & Siriwardane, 1984 ; Zoback, 2007). Matricialmente expressa-se da seguinte maneira:

$$S = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{21} & \sigma_{22} & \tau_{23} \\ \tau_{31} & \tau_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad (2.2)$$

Onde S é o tensor de tensores, σ_{ij} é a tensão normal [Pa] e τ_{ij} a tensão cisalhante [Pa].

O estado de tensões de um ponto pode ser analisado em diferentes direções. Tal é o caso do estado de tensão em um ponto para diferentes possíveis trajetórias de um poço (Zoback, 2007). Para isto, se requer da transformação do sistema de coordenadas do tensor para outro sistema: S' . Tal transformação é considerada mediante operações matriciais entre o tensor de tensões S e a matriz A , de transformação de coordenadas.

A matriz A contém os cossenos dos ângulos de análise, denominados cossenos diretores. Ela é expressado como:

$$[S'] = [A^T][S][A] \quad (2.3)$$

A contém medidas angulares particulares nas quais as tensões são perpendiculares (i.e. tensões normais), aos planos onde atuam, e sobre os quais as tensões cisalhantes

não existem, isto é são nulas. Estas tensões denominam-se tensões principais, e os planos, planos principais. Para este caso particular o tensor de tensões é expresso como:

$$[S'] = [A^T][S][A] = \begin{bmatrix} S_1 & 0 & 0 \\ 0 & S_2 & 0 \\ 0 & 0 & S_3 \end{bmatrix} \quad (2.4)$$

Onde S_1 é a tensão principal, [Pa], atuando normalmente no plano 1. Além da simplificação matemática que implica operar com este tipo de tensores, são numerosos os casos onde o estado de tensões de um ponto numa massa rochosa fica completamente descrito ao conhecer suas tensões principais (Bell, 1996; Zoback, 2007).

Em determinados casos, como em áreas com topografia suave ou plana, assume-se que os componentes principais correspondem às tensões horizontais e verticais (Amadei & Stephansson, 1997). Assim mesmo, os componentes principais têm sido associados à denominada tensão *in situ* da crosta terrestre, isto é, aquela tensão preexistente a alguma alteração antrópica (Bell, 1996; Zoback, 2007; Fjær et al., 2008; Aadnoy & Loyeh, 2011).

Os componentes principais estão associados ao esquema de classificação ou caracterização dos esforços de Anderson, de uso frequente em geomecânica (Fig. 2.3). Este esquema permite determinar o regime tectônico presente numa bacia de acordo com a relação existente entre três esforços perpendiculares entre si; um vertical ou geostático, S_v , associado ao peso de todo o corpo rochoso acima do ponto de análise e dois horizontais denominados S_{hmin} e S_{Hmax} , correspondentes à mínima e à máxima tensão horizontal no ponto.

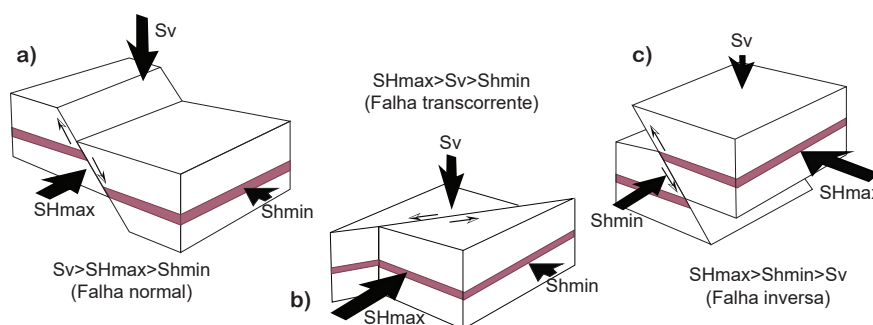


Figura 2.3 – Esquema de classificação de Anderson para a determinação do estilo de esforço tectônico (Modificado de Fossen, 2010). Ambientes com falhamentos: a) Normal. b) Transcorrente. c) Inversa.

Da Figura 2.3, um corpo submetido a um esforço ou tensão vertical cuja magnitude é maior que as duas horizontais, produziria uma queda relativa de um dos blocos e

indicaria um ambiente tectônico onde a crosta está a estender-se. Caso contrário, são os ambientes de falhas inversas, onde a crosta se encurta e o maior esforço principal estaria numa das tensões horizontais, isto é $S_{Hmax} > S_{hmin} > S_v$.

Por outro lado, as magnitudes das tensões *in situ*, e as pressões de poro estão relacionadas ou acopladas (Zoback, 2007). Devido à baixa resistência das rochas aos esforços extensivos, considerou-se que as magnitudes das pressões de poro são menores que a menor tensão principal, isto é, S_3 no sistema do espaço de tensões. Assim, sua medida restringe as estimativas das pressões de poro na profundidade pesquisada (Zoback, 2007).

No entanto, a determinação de qual é o mínimo entre S_v ou S_{hmin} está diretamente relacionado com o ambiente tectônico presente de acordo com o exposto anteriormente no que diz respeito à classificação de Anderson (Fig.2.3). Desta maneira, se está-se em um ambiente de falhas transcorrentes, o S_3 corresponde a S_{hmin} . Se está-se em ambientes tectônicos de falhas inversas, o S_3 corresponde a S_v .

Tradicionalmente, durante as fases de exploração ou de produção de hidrocarbonetos S_v , é medido mediante a seguinte equação (Tingay et al., 2003; Zoback, 2007):

$$S_v = \int_0^z \rho(z)g dz \approx \bar{\rho}gz \quad (2.5)$$

Onde S_v é a carga vertical [Pa], $\rho(z)$ é a densidade da cada uma das camadas rochosas, [kg/m³], que é uma função da profundidade z [m], e g é a aceleração gravitacional [m/s²]. Em regiões oceânicas requer-se uma correção à equação 2.5 devida a carga exercida pela coluna de água. Ela é expressado da seguinte maneira:

$$S_v = \rho_w g z_w + \int_0^z \rho(z)g dz \approx \rho_w g z_w + \bar{\rho}g(z - z_w) \quad (2.6)$$

Onde ρ_w é a densidade da água do mar [kg/m³] e z_w é a altura da coluna de água [m].

As magnitudes dos componentes das equações 2.5 e 2.6 são todas conhecidas. Porém, especial cuidado se requer no cálculo das densidades das unidades rochosas obtidas por meio de perfis geofísicos de poço. Como esses perfis não são obtidos continuamente ao longo de todo o poço, requer-se então da extrapolação ou interpolação da informação disponível (Bell 1996; Zoback, 2007).

A partir de outra escala de análise, uma rocha sedimentar não é um composto homogêneo. Esta se origina pela sedimentação de partículas de diferentes origens (Fjær et al., 2008; Boggs, 2009). O espaço gerado entre estas partículas, denominado poro,

normalmente, contém água ou petróleo ou gás. Assim, a resposta da rocha aos esforços depende, numa grande medida, do conteúdo nesse espaço e de sua possibilidade de fluir ou não para outros espaços (Fjær et al., 2008).

A pressão é uma força por unidade de área, e corresponde àquela que exerce um fluido sobre um corpo determinado, e sua magnitude é invariante em todas as direções (Halliday et al., 2013). Se em um meio poroso em profundidade seus poros estão interconectados com a superfície terrestre, a pressão de poro, ou pressão de formação, define-se como um potencial hidráulico escalar.

Isto é, nestas condições, sua magnitude está relacionada diretamente à pressão hidrostática, a qual depende da profundidade do ponto analisado (Zoback, 2007). Matematicamente a pressão hidrostática expressa-se da seguinte maneira:

$$P_p^{hidro.} = \int_0^z \rho_w(z)gdz \approx \rho_wgz_w \quad (2.7)$$

No entanto, nem sempre o gradiente que se deduz da Equação 2.7 corresponde à realidade. É possível que os poros em um ponto na subsuperfície não estejam conectados com a superfície, e que a pressão dos fluidos nas unidades de rocha isoladas resulte maior ou, em outros casos, menor que a hidrostática (Zoback, 2007). Desta maneira, para o primeiro caso ter-se-iam rochas com sobrepressão de fluidos, tal como se ilustra na Figura 2.4 onde para aproximadamente os primeiros 2438 m (~ 8000 pés), tem-se um gradiente conforme à pressão hidrostática estimada.

A partir daí, ocorrem mudanças fortes marcadas por intervalos com altas sobrepressões e áreas com sobrepressões anômalas denominadas sobrepressões duras (*hard overpressure*), que se aproximam às magnitudes da tensão produzida pelo peso da rocha suprajacente, isto é, a S_v .

Dos estudos da pressão que exercem os fluidos em um meio poroso, surge o conceito de tensão efetiva, a qual se define como a tensão suportada pelas partículas sólidas constituintes do corpo rochoso, isto é, por seu esqueleto (Desai & Siriwardane, 1984). De acordo com certos pressupostos, se obtém a seguinte expressão empírica se a tensão do peso da massa rochosa (S_v) é suportada tanto pela pressão de poro (P_p) como pela tensão da matriz rochosa, σ_v (Lambe & Whitman, Zoback, 2007; 1969; Aadnoy & Looyeh, 2011):

$$S_v = \sigma_v + P_p \quad (2.8)$$

Por isso, a tensão efetiva expressa-se como:

$$\sigma_v = S_v - P_p \quad (2.9)$$

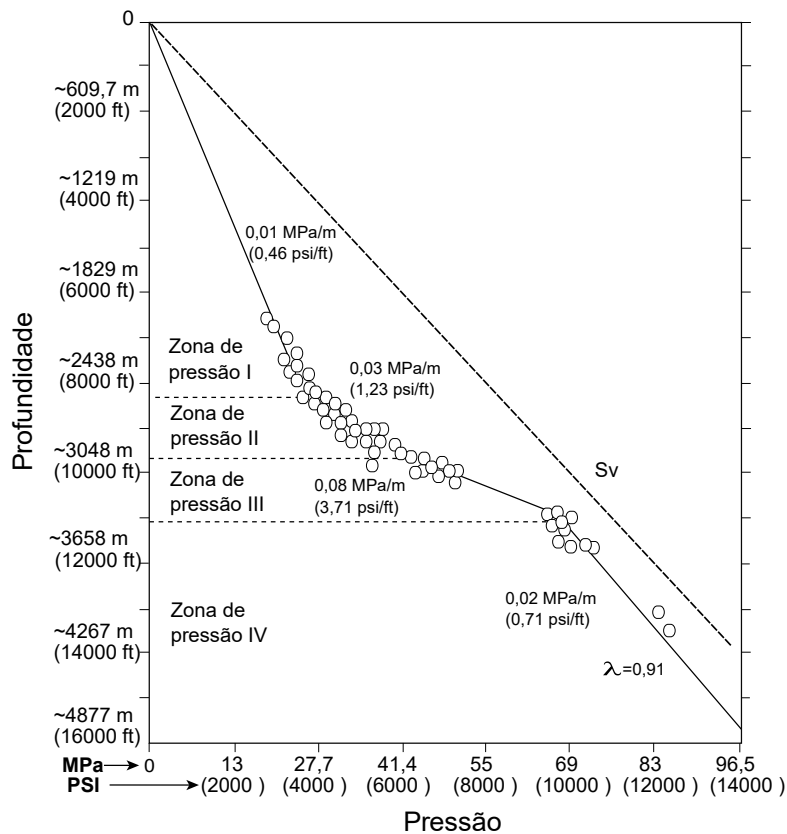


Figura 2.4 – Relação Profundidade vs. Pressão de poro em um campo petrolífero do Golfo do México (Modificado de Zoback, 2007). Sv: Tensão litostática

Do balanço entre tensão efetiva, pressão de poro e tensão total, é possível definir um grande número de mecanismos associados à geração de sobrepressões. Mann & Mackenzie (1990); Zoback et al. (1993); Wangen (2001); Dutta (2002), entre outros, assinalam um conjunto de mecanismos relacionados aos processos de soterramento das unidades rochosas, ao conteúdo de fluídos destas unidades e à possibilidade de mobilização dos fluídos.

Estes mecanismos são: a compactação instável ou em desequilíbrio (*Disequilibrium compactation*), compressão tectônica (*tectonic compression*), altura da coluna dos hidrocarbonetos (*hydrocarbon column heights*), efeito centroide (*centroid effects*), pressurização das águas termais (*aquathermal pressurization*), reações de desidratação (*dehydration reactions*), e geração de hidrocarbonetos (*hydrocarbon generation*).

2.3 MEDIÇÕES DAS PRESSÕES DE PORO

A quantificação das pressões de poro pode ser realizada por métodos diretos e indiretos (registros de poço, sísmica, etc.) (Rocha & Azevedo, 2009; Aadnoy & Looyeh, 2011). Em termos gerais, os métodos diretos estão relacionados com fraturamento hidráulico da rocha durante a operação de perfuração, e são considerados de grande confiabili-

dade.

Os métodos indiretos realizam-se mediante a análise das velocidades das ondas S e P, ou mediante perfis de poço, a partir das quais se inferem, entre outros, parâmetros e propriedades petrofísicas das rochas (Zoback, 2007; Fjær et al., 2008; Aadnoy & Loyeh, 2011).

Vários são os métodos diretos utilizados na medição das pressões de poro em rochas sedimentares relativamente permeáveis. Dentre os mais usados estão: o LOT (*leak-off test*), o DST (*Drill Stem Test*), RFT (*Repeat Formation Test*), o FMT (*Formation Multi-Tester*) e o MDT (*Modular Formation Tester*).

O LOT é uma prova realizada rotineiramente durante a perfuração de poços. Ela tem dois objetivos principais: 1) Determinar a qualidade do material cimentante da interface revestimento/rocha em uma determinada fase da perfuração. 2) Determinar o peso ótimo da lama a usar na subsequente fase de perfuração (Bell, 1996). Durante o teste o poço é submetido a aumentos constantes de volume de lodo, de tal maneira que o lodo bombeado exerça pressão incremental sobre as paredes do poço (Bell, 1996; Zoback, 2007).

Cada variação das taxas em um gráfico de LOT tem um significado específico. A curva da Figura 2.5 mostra de maneira simplificada dois pontos de especial interesse. O primeiro corresponde a ponto denominado *leak-off*, onde aparecem as primeiras fraturas sobre as paredes do poço, e onde se observa uma mudança na taxa da relação pressão-tempo.

Nesse ponto, o lodo começa a fluir para a unidade rochosa através das primeiras fraturas abertas, e flui até produzir uma queda de pressão. Quando a pressão inicia o declive pronunciado, interrompe-se o bombeamento de lodo. O ponto onde este se estabiliza é interpretado como a pressão à qual as fraturas fecham. A qual está associada a S_3 , isto é, à tensão principal menor (Bell, 1996; Zoback, 2007).

O RFT é um dos testes mais simples, seguros e confiáveis, e permite a obtenção dos fluidos e das pressões de poro de uma formação (Glover, 2017). A ferramenta é descida mediante cabo até à formação de interesse, onde é fixada contra as paredes do poço. Posteriormente, a área em estudo é isolada mediante obturadores, a rocha é penetrada com um pistão que estimula a saída dos fluidos para a ferramenta. As pressões são medidas e os fluidos são armazenados nas câmaras de amostragem (Serra, 2008; Glover, 2017).

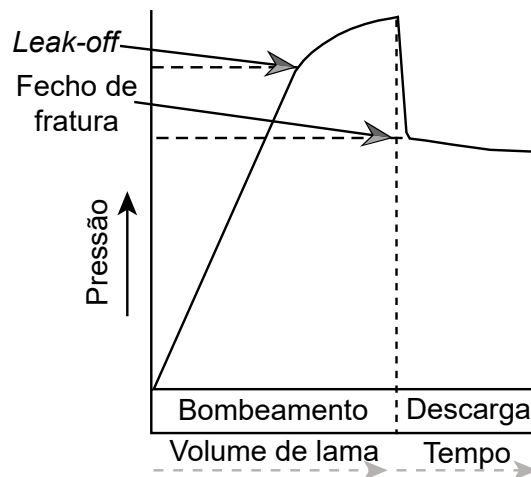


Figura 2.5 – Esquema de um teste de absorção ou *leak-off test*-LOT em um poço.

Em relação aos métodos indiretos, eles são melhor estabelecidos em rochas de grão muito fino, impermeáveis, e afetadas por processos de compactação que determinam as características da pressão do fluido na rocha (Eaton, 1975; Zoback, 2007; Rocha & Azevedo, 2009). Esses métodos são bem conhecidos, e foram desenvolvidos principalmente nos meados das décadas dos anos 1960 e 1970, nos trabalhos de no Golfo do México aplicados na exploração de hidrocarbonetos.

Muitos desses métodos foram desenvolvidos de maneira empírica. Isto é, disponibilizando de uma grande quantidade de dados em uma região determinada, foram estabelecidas as relações entre a resposta dos perfis de poço com as mudanças dos padrões de perfuração.

Eaton em 1975, e trabalhos anteriores como Hottman & Johnson (1965), Pennebaker (1968), Gardner et al.(1974), entre outros, tinham formulados métodos para as estimativas das pressões de poro a partir de dados sísmicos e de perfis de poço. Esses métodos, 50 anos depois, seguem sendo usados tal e como foram estabelecidos, mas em alguns casos modificados (Zhang, 2011; Zhang, 2013). Sua importância radica, entre outros aspectos, no fato de permitir a estimação da pressões de poro onde por assuntos geológicos, econômicos ou de risco operacional, não é possível uma medição direta (Zoback, 2007).

Baseados em o perfil sônico, de resistividade, ou de qualquer outro método sensível as mudanças das densidades na rocha, foram desenvolvidas equações para o cálculo das pressões de poro. Uma das mais aplicadas e calibradas é a equação de Eaton, a qual é

formulada como:

$$G_p = G_{ov} - (G_{ov} - G_N) \left(\frac{\Delta t_N}{\Delta t_{log}} \right)^n \quad (2.10)$$

Onde G_p é o gradiente de pressão de poro [psi/m]. G_{ov} é o gradiente de sobrecarga. G_N gradiente hidrostático, ou de em condições de compactação normal [psi/m]. Δt_N o tempo de trânsito no perfil (e.g. sônico) [$\mu s/pé$]. Δt_{log} : magnitude do tempo de trânsito medido no perfil [$\mu s/pé$]. n: Potência calibrada em 3 para o Golfo do México. O gradiente de sobrecarga é definido como:

$$G_{ov} = \left(\frac{Sv}{C \times TVD} \right) \quad (2.11)$$

Onde Sv é a tensão vertical de sobrecarga ou litostática (*overburden*), calculada segundo a Equação 2.6. TVD: profundidade vertical onde a tensão é aplicada [m]. Se o gradiente é calculado em *lb/gal*, a TVD está em *m*, e a tensão em *lbf/pol²* (i.e. psi) então C=0,1704. Se a TVD está em *pés*, então C=0,0519.

Sob condições de compactação normal, a pressão dos fluidos é a hidrostática (Rocha & Azevedo, 2009). Assim, o cálculo do gradiente hidrostático é:

$$G_N = \left(\frac{P_p^{hidro.}}{C \times TVD} \right) \quad (2.12)$$

Onde a pressão hidrostática é calculada segundo a equação 2.7.

Para o cálculo de Δt_N , é preciso traçar em um gráfico de profundidade versus tempo de trânsito, uma linha indicadora da compactação normal. Depois de traçada a linha de compactação normal, são traçadas desde as profundidades linhas até a linha de compactação, e desde esses pontos obter o tempo de trânsito correspondente.

Para a construção da linha de compactação normal, vários métodos são propostos. Desde manual, baseada na expertise que tenha-se da área, até mediante modelagem. Esta pode ser traçada, de uma forma semicomputacionalmente, num gráfico semilogarítmico do tempo de trânsito versus a profundidade, e auxiliada pelos trechos onde o perfil (e.g. sônico) responda a um comportamento hidrostático (Rocha & Azevedo, 2009).

Para a estimação das densidades necessárias no cálculo de S_v , tem sido frequente o uso da equação de Gardner et al. (1974). Ela tem sido baseada, e testada em inúmeros dados de bacias diversa, obtendo-se resultados confiáveis (Rocha & Azevedo, 2009). A

equação é formulada como:

$$\rho_{gard} = a \left(\frac{10^6}{\Delta t} \right)^b \quad (2.13)$$

Onde ρ_{gard} é a densidade total da rocha [g/cm^2]. Δt é o tempo de trânsito da onda P [$\mu s/ft$]. a : coeficiente empírico, determinado como 0,23 para o Golfo de México, e b é a potência determinada como 0,25, igualmente para o Golfo do México.

Se são observadas as equações no método de Eaton, nota-se que elas tem sido desenvolvidas para fenômenos cujo comportamento simulam um ensaio de compressão uniaxial, e seguem os modelos da mecânica dos solos desenvolvidos por Terzaghi (Eq.2.8). Esse tipo de fenômenos estão ligados às bacias tipo rifte, como a Sub-bacia de Sergipe, e que seguem regimes tectônicos normais segundo o esquema de Anderson, indicado anteriormente.

Por outro lado, esses métodos, e seus princípios tem sido estendidos a dados de sísmica de reflexão (Pennebaker,1968; Sayers et al.,2000; Dutta, 2002). Da qual, o dado primordial é a velocidade intervalar.

Os levantamentos obtidos por meio dos métodos de sísmica de reflexão e refração são fundamentais no conhecimento geológico de uma bacia. Nas fases iniciais de exploração e de produção, uma das primeiras e mais importantes atividades a se considerar é a aquisição de informação sísmica (Veeken & Moerkerken, 2013). Em termos gerais, o método sísmico se baseia na aquisição de informação da resposta da rocha a passagem das ondas sísmicas geradas artificialmente por uma fonte de emissão de energia (e.g. explosões com dinamite, disparos de ar, etc.).

As ondas geradas em superfície, deslocam-se para o interior da terra gerando-se reflexões ou refrações da onda de acordo com as características da composição e geometria da rocha (Veeken & Moerkerken, 2013). Após determinado tempo, as ondas, ao retornarem à superfície, são registradas por meio de sensores (e.g. geofones, hidrofones).

Dutta (2002) define um conjunto de passos para a estimativa das pressões de poro com base na análise de dados sísmicos: 1) Obtenção das velocidades sísmicas; 2) Reconhecimento e calibração das velocidades (Ondas S, Ondas P, etc.); 3) Associação das velocidades acústicas das rochas às velocidades sísmicas encontradas; 4) Determinação do modelo de rocha que relacione tensão efetiva e porosidade às velocidades das ondas acústicas; 5) Obtenção das magnitudes das tensões efetivas, das pressões de poro, e das tensões da sequência sedimentar (*overburden*).

Para a obtenção das velocidades sísmicas, é preciso que os dados sísmicos tenham passado por varias fases de processamento com o intuito de atenuar, ou suprimir o ruído, e obter ao final uma adequada imagem de subsolo em coordenadas espaciais, para sua interpretação (Onajite, 2014). Algumas dessas fases inclui, entre outros, a edição do sinal, correções estáticas, deconvolução, análises de velocidades (i.e picagem), correção da hipérbole de reflexão ou correção NMO (*normal moveout*), empilhamento, migração. Além de de aplicação de filtros para amplificar ou restringir o dado sísmico (Onajite, 2014).

A correção NMO é um das fases mais importante no processamento de uma linha sísmica. Ela depende das velocidades atribuídas às camadas da sequência sedimentar, e permite a amplificação do sinal para um melhor reconhecimento dos eventos de reflexão (Kearey et al.2002; Onajite, 2014). A correção é usada para eliminar o efeito em tempo gerado pelos afastamentos (*offset*) entre uma fonte sísmica e os receptores. A correção consiste em deslocar os diferentes tempos acontecido em um conjunto de traças durante o afastamento fonte-receptor até os tempos de zero afastamento ou zero *offset* (Onajite, 2014).

Ela é aplicada a um conjunto de traços associados a um ponto comum de reflexão no subsolo (*gather*) o a um conjunto de agrupamentos maiores denominados *supergather*. A equação de correção NMO para camadas horizontais é:

$$t = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{st}^2}} \quad (2.14)$$

Onde t é o tempo duplo, em [s], de reflexão de um evento sísmico . t_0 é o tempo duplo em [s] para um afastamento (*offset*) de zero entre a fonte (e.g. dinamite) e o receptor (e.g. geofone), x é o afastamento entre a fonte e o receptor, e V_{st} em m/s, é a velocidade de correção NMO utilizada para o empilhamento dos traços.

Tem-se encontrado que se o máximo afastamento x é pequeno em comparação à profundidade do refletor (e.g. topo de uma camada rochosa), a velocidade V_{st} é próxima à raiz quadrada da média dos quadrados da velocidade, V_{rms} (Kearey et al., 2002).

A velocidade RMS até uma interface n no subsolo é definida como:

$$V_{rms,n} = \sqrt{\left(\frac{\sum_i^n V_i^2 \tau_i}{\sum_i^n \tau_i}\right)} \quad (2.15)$$

Onde V_i é a velocidade intervalar da camada i . τ_i é o tempo simples de percurso da onde entre a camada i e o receptor, em [s].

Dado que a velocidade RMS e os tempos simples são conhecidos, é possível então calcular, a partir da equação 2.15, a velocidade em um intervalo da sequência, isto é a velocidade intervalar (Dix, 1955). Desde esta é calculado posteriormente o tempo de trânsito no intervalo de interesse. Com os tempos de trânsito são calculadas as pressões de poro respectivas.

A equação de Dix, que relaciona a velocidade intervalar com a velocidade RMS pode-se expressar como:

$$v_n = \sqrt{\left[\frac{V_{(rms,n)}^2 t_n - V_{(rms,n-1)}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right]} \quad (2.16)$$

Onde v_n é a velocidade da onda na camada n (i.e. velocidade intervalar). $V_{(rms,n)}^2$ e $V_{(rms,n-1)}^2$ são os quadrados das velocidades RMS até as camadas n e $n - 1$ nos tempos respectivos de trânsito t_n e t_{n-1} dos raios refletidos.

2.4 ESTIMATIVAS DAS PRESSÕES DE PORO

Na análise univariada, e sem especificação espacial, as características estatísticas de uma amostra podem se representar mediante medidas de localização, de dispersão e de forma (Issaks & Srivastava, 1989). Dentre as primeiras incluem-se a média, a mediana, a moda, os valores máximo e mínimos e os quartis. Dentre as medidas de dispersão estão a variância, o desvio padrão, e os ranges interquartis. Nos últimos estão o coeficiente de assimetria ou curtose, e o coeficiente de variação.

Por outro lado, e desde uma perspectiva espacial, a magnitude de uma variável em um ponto determinado do espaço geográfico (i.e. x, y, z) pode ser dependente das grandezas encontradas da mesma variável mas localizadas em outros pontos geográficos (Kitanidis, 1993).

No caso anterior, o estudo da dependência da variabilidade espacial é utilizado. Ele, possui enormes aplicações na mineração, na hidrologia, na geofísica, e em diversas áreas das Ciências da Terra (Clark, 1979; Issaks & Srivastava, 1989; Kitanidis, 1993; Remy et al., 2009).

Assim, o estudo das relações espaciais de uma propriedade geológica pode ser abordado mediante a geoestatística. Ela está composta por um conjunto de técnicas que permitem a estimação de uma variável, ou de um conjunto de variáveis no espaço, e onde é esperado que a grandeza da amostra esteja influenciada pela sua distância as amostras vizinhas (Clark 1979; Kitanidis, 1993).

Dentre os conceitos sobre os quais fundamenta-se a estimação geoestatística, encontram-se os de variável e função aleatória, e da estacionariedade (Clark, 1979; Issaks & Srivastava, 1989; Remy, et al., 2009).

Uma variável aleatória é definida como uma variável cuja grandeza pode ser uma de um conjunto de possíveis valores os quais são gerados aleatoriamente segundo um determinado modelo probabilístico (Clark, 1979; Issaks & Srivastava, 1989; Remy et al., 2009). Já a função aleatória, está constituída por um conjunto de variáveis aleatórias espacialmente localizadas, e cuja dependência entre elas é igualmente definida por um determinado mecanismo probabilístico (Issaks & Srivastava, 1989).

A estacionariedade é uma hipótese que pressupõe, na maioria dos modelos geoestatísticos, que as amostras no espaço tem a mesma distribuição de probabilidade preservando assim seus parâmetros (Clark, 1979; Goovaerts, 1997).

Em termos matemáticos, o grau de dependência da magnitude de uma variável, ou de múltiplas variáveis, com a distância euclidiana, e com uma orientação específica, pode ser expressado a partir de medidas de relações espaciais bivariadas. Estas constituem a covariância, a correlação, e a variância ou momento de inercia (Issaks & Srivastava, 1989; Goovaerts, 1997; Remy et al., 2009).

O momento de inercia, considerado como media de dissimilaridade, é calculado como (Goovaerts, 1997):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} [z(u_{\alpha}) - z(u_{\alpha} + h)]^2 \quad (2.17)$$

Onde $[z(u_{\alpha}) - z(u_{\alpha} + h)]$ é a diferença da magnitude da variável na localização u_{α} com a magnitude da mesma variável afastada à uma distância h .

O momento pode ser expresso mediante os denominados gráficos de distância (*h-scattergram* ou semivariogramas), e preveem tanto gráfica como matematicamente uma medida do grau da continuidade espacial das variáveis (Fig. 2.6). Os semivariogramas são construídos a partir da Equação 2.17 para diferentes distâncias h e orientações, e sua forma depende do comportamento da magnitude da variável no espaço (Fig. 2.7).

Para sua construção é requerido um algoritmo de busca dos dados no espaço que acrescente a possibilidade de encontrar para cada distância h uma quantidade razoável de pares de dados, e que por sua vez permita a análise da existência ou não de algum

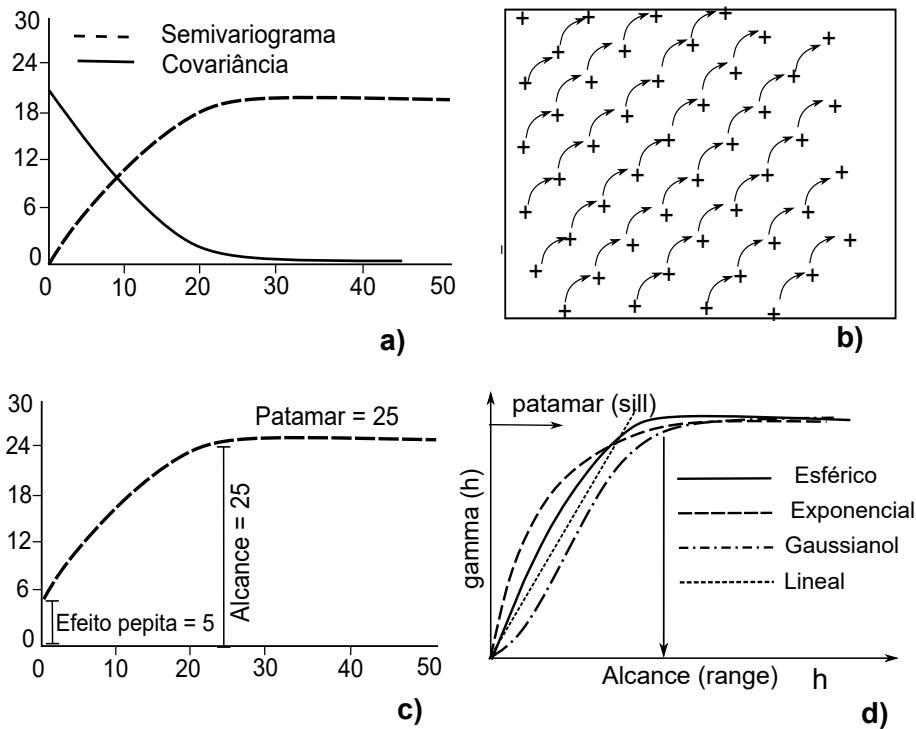


Figura 2.6 – **a)** Exemplos da representação gráfica dos resultados de um semivariograma e um covariograma (Yamamoto & Landim, 2013). **b)** Amostras na direção nordeste separadas uma distância h entre elas. **c)** Parâmetros de um modelo para semivariograma com patamar (Yamamoto & Landim, 2013). **d)** Alguns modelos para o ajuste de semivariogramas com e sem patamar (Modificado de Goovaerts, 1997).

comportamento anisotrópico no espaço da variável (Fig. 2.7).

O mecanismo de busca, (i.e. elipsoide de busca) é especialmente útil para construir semivariogramas de dados que estão irregularmente localizados no espaço 1D, 2D ou 3D, já que ele considera para seu cálculo não só pares de pontos localizados a uma distância h e à uma orientação α fixos, mais também as distâncias e orientações que incluem para de pontos localizados à uma distância e orientação com determinada tolerância, $h + / - tol$ e $\alpha + / - tol$, (Remy et al., 2009; Yamamoto & Landim, 2013) (Fig. 2.7).

Na geoestatística para as predições das magnitudes de uma variável em áreas onde elas não têm sido amostradas, assim como na inferência dos parâmetros da distribuição associada a amostra em estudo, é preciso a modelagem do semivariograma experimental com o objetivo de estabelecer a continuidade espacial (Issaks & Srivastava, 1989). Assim, os componentes que podem compor um semivariograma com patamar são o alcance (*range*), a soleira ou patamar (*sill*), e o efeito pepita (*nugget effect*) (Fig. 2.6). O alcance é a distância, h , na qual o semivariograma alcança o patamar, e em cujo intervalo se apresenta a correlação espacial (Issaks & Srivastava, 1989).

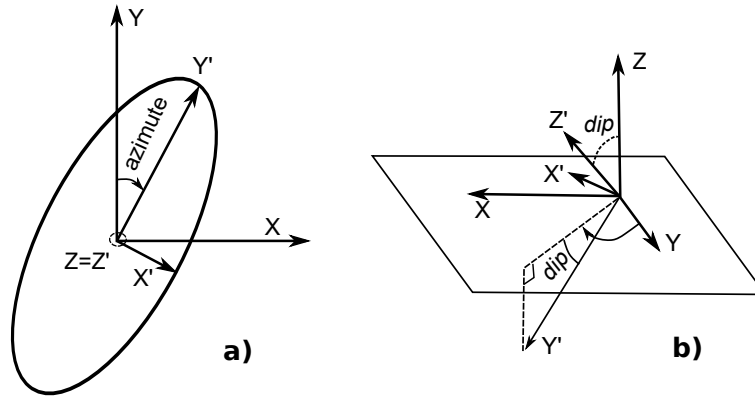


Figura 2.7 – Mecanismo de busca para obter pares de pontos do semivariograma no espaço. a) No azimute. b) No mergulho *dip* (Remy et al., 2009).

O patamar é a distância h na qual o modelo alcança o platô, e a partir da qual o valor no semivariograma se torna constante mesmo a variação de h . O efeito pepita é aquele valor, que de existir, é obtido no semivariograma a uma distância h , de aproximadamente zero (Fig. 2.6). Assim, e como seu nome o indica, os semivariogramas sem patamar, não apresentam platô e por tanto alcance (*range*).

Vários são os modelos de ajuste para semivariogramas com e sem patamar (Yamamoto & Landim, 2013) (Fig. 2.6). Dentre os mais utilizados estão o esférico, o gaussiano, o exponencial, e o linear ou de potência (Clark, 1979; Goovaerts, 1997). O modelo esférico pode ser formulado da seguinte forma:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C \left(1,5 \frac{h}{a} - 0,5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right), & \text{para } h < a \\ C_0 + C, & \text{para } h \geq a \end{cases} \quad (2.18)$$

Onde C_0 é o efeito pepita; C é o valor de alcance do patamar; a é o alcance ou *range*; e h a distância entre pares de pontos.

O modelo exponencial é expressado como:

$$\gamma(h) = C_0 + C \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) \quad (2.19)$$

O modelo gaussiano é representado como:

$$\gamma(h) = C_0 + C \left(1 - e^{-\frac{3h^2}{a^2}} \right) \quad (2.20)$$

O modelo de potência é expressado como:

$$\gamma(h) = ph^\beta, \text{ com } 0 < \beta < 2 \quad (2.21)$$

Onde p é a constante positiva, e β a potência linear quando igual a 1.

Já para a estimação de um valor de uma variável em um ponto desconhecido, ela

pode ser feita mediante krigagem, e é fundamentada na combinação linear dos pesos de influência das magnitudes amostrais, a qual pode-se expressar como:

$$\hat{v} = \sum_{j=1}^n w_j v \quad (2.22)$$

Onde \hat{v} é o valor estimado; w_j os pesos de influência a estimar; e v as magnitudes das amostras.

Na krigagem, o modelo de estimativa possui uma minimização da variância do erro. Em ela, existe a necessidade de encontrar um modelo com variância do erro mínimo, e sem viés, o qual é obtido mediante a resolução de um sistema de equações diferenciais (Issaks & Srivastava, 1989). Deste modo, e particularmente, a solução do sistema de equações diferenciais é chamada de sistema de Kriging Ordinário (*Ordinary Kriging System*), e pode ser expressa matricialmente como (Issaks & Srivastava, 1989):

$$\underbrace{C}_{(n+1)(n+1)} \underbrace{W}_{(n+1)(1)} = \underbrace{D}_{(n+1)(1)} \quad (2.23)$$

Onde C é a matriz de covariâncias no modelo de dimensão $(n + 1)(n + 1)$. W é o vetor dos pesos de dimensão $(n + 1)(1)$, e D o vetor de covariâncias no modelo entre as realizações aleatórias amostrais e a variável aleatória a estimar, de dimensão $(n + 1)(1)$.

Da Equação 2.23, os pesos w são calculados como (Issaks & Srivastava, 1989):

$$W = C^{-1}D \quad (2.24)$$

Os efeitos das estimativas mediante a krigagem têm como resultado a suavização dos resultados. Isto implica perda de informação, e por tal a insuficiente reprodução das características da amostra (Yamamoto & Landim, 2013). Para resolver o assunto da suavização, e para obter uma adequada modelagem das incertezas, (i.e. erro) na estimativa de variáveis aleatórias têm sido desenvolvidos métodos de simulação estocástica (Yamamoto & Landim, 2013).

Dentre dos métodos de simulação estocástica mais aplicados em pesquisas de reservatório se tem o de Simulação Gaussiana Sequencial (SGS) (Yamamoto & Landim, 2013). Isto devido à facilidade na sua implementação computacional e na eficiência dos resultados (Yamamoto & Landim, 2013). O algoritmo tem sido implementado em diferentes softwares tanto comerciais como livres, e sua sequência lógica pode ser listada como (Remy et al., 2009; Yamamoto & Landim, 2013):

- a) Transformação da distribuição dos dados amostrais para uma distribuição normal;
- b) Definição do semivariograma experimental e determinação do modelo de correla-

ção espacial $\gamma(h)$;

- c) Definição de um caminho aleatório que determina para cada simulação a ordem em que cada nó da malha de estimação definida é avaliado;
 - i) Para (**for**) cada nó a estimar ao longo do caminho, fazer (**do**): Obter os valores dos dados amostrais e dos dados previamente simulados;
 - ii) Estimar o nó mediante krigagem. Assumir esse valor como o valor médio da simulação. Obter a variância da krigagem;
 - iii) Determinar a Função de Distribuição Acumulada Condicional (FDAC);
 - iv) Da FDAC obter um valor aleatório e imputar ele como estimativa final do ponto;
- d) Finalização do ciclo (**end for**);
- e) Repetição do ciclo para novas realizações

Desde o ponto de vista determinístico frequentemente é aplicado nas ciências naturais o método do inverso do quadrado da distância (IQD), comumente nomeado IDW. Ele pode ser expressado como:

$$\hat{v} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p} v_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p}} \quad (2.25)$$

Onde \hat{v} é o valor a ser estimado, v_i o valor da amostra i , e d_i é a distância euclidiana entre o ponto do valor a ser estimado e a amostra i , e p potência atribuída aos pesos.

Devido a que o valor de p pode ser maior ou igual a zero, os resultados da estimação igualmente variam. Isso faz do método uma abordagem flexível de estimação. No entanto, tal e como é formulado na equação 2.25, não permite a medição de incertezas.

3 METODOLOGIA

O desenvolvimento da pesquisa foi feito conforme ao seguinte fluxograma metodológico (Fig. 3.1). Ele está composto por 5 fases, cada uma das quais incluiu um conjunto de atividades e produtos específicos.

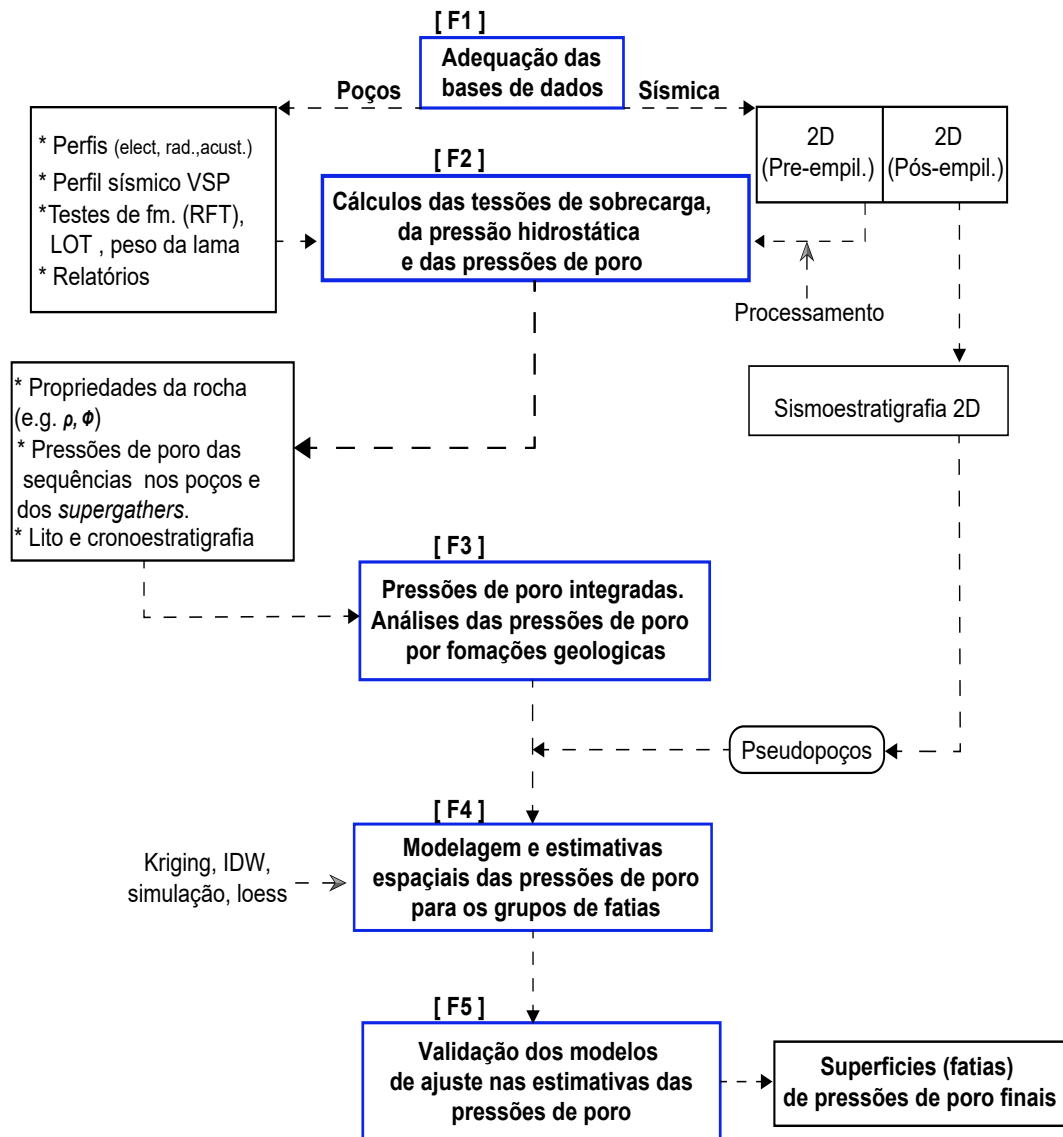


Figura 3.1 – Fluxograma metodológico. Pre-empil: Pre-empilhada. [F1]: Fase 1.

Fase 1 [F1]: A Fase 1 consistiu da adequação, padronização e visualização dos dados de poço (perfis e relatórios), e sísmicos 2D pós e pre-migrados. Foram adequados os dados para a posterior interpretação e análise (Fig. 3.1). Esta fase incluiu:

A) Revisão, sistematização e filtragem dos dados e da informação contida nos relatórios, e que foram relevantes para o processamento numérico e a modelagem geológica (e.g. dados de RFT, de peso da lama, dados de LOT,

dados biostratigráficos, descrições de amostra de calha das perfurações, profundidades dos influxos (*kicks*) no poço, profundidades com indícios de hidrocarbonetos, espessuras das formações geológicas).

B) Para cada poço foi padronizada a nomenclatura estratigráfica. Isto foi feito atualizando com o gráfico cronoestratigráfico de Cohen et al., 2013 as épocas geológicas estabelecidas nos relatórios para cada intervalo estratigráfico.

Desta forma, para esses intervalos foram atribuídas idades absolutas, codificadas informalmente em unidades cronoestratigráficas (e.g. L1,..., L34), comparadas posteriormente com a carta estratigráfica em Campos Neto et al., 2007 (Fig. 2.1).

C) Reprojeção ao sistema UTM Sirgas 2000 das coordenadas dos dados dos poços, e dos *Common Depth Points*-CDPs da sísmica de reflexão.

D) Os dados de perfis dos poços foram transformados do formato *.DLIS e *.LIS para *.LAS. Isso foi feito mediante ferramentas *freeware* da Schlumberger. Para a padronização, filtragem, empilhamento e interpretação dos perfis, foi programado na linguagem R um código para esses fins (R Core Team, 2019). Do software R foi usado o pacote Base (R Core Team, 2019), e o pacote reshape (Wickham, 2007).

O algoritmo atendeu a seguinte sequência: **i)** Leitura e extração dos dados numéricos dos perfis *.LAS adquiridos em cada uma das fases de perfuração. **ii)** Empilhamento, por poço, de cada uma das seções perfiladas. **iii)** Subtração dos valores anômalos na base de dados do perfil empilhado. **iv)** Empilhamento de todos os poços em um só arquivo.

E) Carregamento respectivamente no *software* OpendTect (dGB, 2019), e no software R (R Core Team, 2019) dos dados sísmicos e de poços para visualização, modelagem e interpretação.

Fase 2 [F2]: A Fase 2 consistiu no processamento dos dados, no posterior cálculo das pressões de poro baseados em dados de poços (i.e. RFT, método de Eaton), no cálculo das pressões de poro baseados nos dados sísmicos pre-empilhados, e na interpretação da sísmica 2D para a determinação de pseudopoços.

Para cada poço, e segundo a disponibilidade de dados, foram calculadas e calibradas as pressões de poro. Isso foi feito a partir dos perfis sônicos, e das magnitudes dos RFT e LOT encontrados nos relatórios. Os cálculos incluíram as tensões de sobrecarga e as pressões hidrostáticas (Fig. 3.1).

Para o cálculo das densidades e posteriormente das pressões de poro, foram utilizadas respectivamente, as equações de Gardner et al. (1974) e Eaton (1975). As densidades usadas no cálculo da pressão hidrostática foram corrigidas segundo Leroy & Parthiot, 1998).

As pressões de poro resultantes foram suavizadas mediante regressão loess. Desta forma foram obtidas como produtos as pressões de poro, a cada metro, ao longo de toda a sequência perfurada em cada poço.

Foi processada a linha sísmica 2D VB00-17X. Dela, são obtidos os modelos de velocidade, e calculadas as pressões de poro para alguns dos *supergathers* seguindo a metodologia aplicada para os poços. O processamento foi feito com o software ProMAX® no laboratório de processamento da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

Fase 3 [F3]: Durante a Fase 3, foi integrada a cronoestratigrafia aos cálculos das pressões de poro. Em consequência, foram obtidas as pressões de poro para as diferentes épocas e formações geológicas.

A interpretação das linhas sísmica 2D pós-empilhadas, já transformadas para profundidade, foi feita sob as porções mais ao leste da área de estudo, e próximas dos poços P1131-12 e P978-11. Para a interpretação foi utilizado o software OpendTect Pro. Desta forma, a interpretação das unidades geológicas destes poços foi integrada à interpretação dos horizontes sísmicos, e determinou-se o grau de continuidade lateral das unidades rochosas.

Assim, foram localizados dois pseudopoços naqueles pontos com ausência de poços, e projetados em eles os dados de pressão de poro desde os poços mais confiáveis (Fig. 3.1).

Fase 4 [F4]: Para a análise e a modelagem espacial das pressões de poro, foram aplicados métodos geoestatísticos estocásticos e determinísticos. Dentro dos primeiros foram inclusos a análise variográfica (i.e. krigagem) e de simulação sequencial gaussiana. Dentro dos segundos, a interpolação mediante o inverso da potência das distâncias (i.e. IDW).

Na análise foram inclusos, além das pressões de poro dos poços, os dos pseudopoços e dos *supergathers*. A fase consistiu de:

A) Análise e modelagem espacial das pressões de poro para cada uma das fatias. Determinação dos parâmetros do modelo espacial das fatias representativas.

B) Interpolação espacial mediante krigagem, o inverso da distância e simulação.

Fase 5 [F5]: Nesta fase foram determinados os modelos que melhor explicaram a variabilidade espacial para cada um dos subitens anteriormente descritos.

Para isso foram estabelecidos critérios estatísticos (e.g. validação cruzada (Vieira et al., 2010), menor RMS), critérios geológicos baseados nas interpretações e a modelagem das fases F[3] e F[4], e medições de comparação dos resultados obtidos por meio dos métodos estocásticos e determinísticos.

Para as fases de análise geoestatística (i.e. exploração e interpolação geoestatística) foram utilizados os pacotes gstat (Pebesma, 2004; Gräler et al., 2016), geoR (Ribeiro & Diggle, 2018), e lattice (Sarkar, 2008) do software R.

4 RESULTADOS

4.1 ESQUEMA CRONOESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO

Os poços estudados foram perfurados dentro de um intervalo amplo de anos (Tab. 1.1). O primeiro foi perfurado no ano de 1968, e o último no ano de 2012, no qual os esquemas cronoestratigráficos tem se modificados. No entanto, os dados dos poços permitiram a padronização cronoestratigráfica, estabelecendo assim esquemas cronológicos da sequências perfuradas. As idades associadas foram as definidas em Cohen et al., 2013, e na carta estratigráfica de Campos-Neto et al., 2007 (Tab. 4.1 e Fig. 2.1).

A correlação linear simples foi então aplicada para complementar aqueles poços cuja sequência apresentou uma cronoestratigrafia incompleta. Como exemplo, o esquema cronoestratigráfico inicial do poço P1131-12, baseado na informação fornecida pelo gráfico composto e os relatórios, permitiu definir inicialmente uma sequência para o Cretáceo Superior. Porém, com os dados mais completos do poço mais próximo, o P978-11, o esquema foi complementado (Tab. 4.2). O procedimento similar foi feito para todos os poços nos intervalos sem cronoestratigrafia definida, mas com dados suficientes para assumir existência de correlação.

O esquema cronoestratigráfico resultante é apresentado na Figura 4.1. Ele foi a base no ordenamento temporal dos eventos geológicos acontecidos, nos cálculos posteriores das taxas de sedimentação, e na contextualização geológica das pressões de poro existentes na sub-bacia. As idades estabelecidas para as sequências encontradas nos poços, indicaram eventos estratigráficos intermitentes e irregulares na sub-bacia durante o Mesozoico e o Cenozoico. Por tal, esses eventos não foram registrados igualmente em todos os poços da pesquisa (Figs. 4.1, 4.2)

O Cambriano foi atingido pela maioria dos poços localizados na plataforma continental. Seu topo representou uma grande discordância sob a qual foram depositados rochas de Berriasiano (i.e L1) no Cretáceo Inferior. O esquema cronoestratigráfico indicou que a Formação Estancia depositada durante o Cambriano foi registrada em cinco dos oito poços localizados na plataforma continental (Fig. 4.1).

Em geral, o Cretáceo Inferior foi caracterizado pela presença discordâncias com longos hiatos. Sugerindo isto maiores intensidades nos processo erosivos, especialmente na plataforma continental. A maior continuidade no seu registro estratigráfico apresentou-se no intervalo Aptiano-Albiano (i.e. L5-L6), mas no talude e sopé continental (Fig. 4.1).

Tabela 4.1 – Tabela de idades geológicas e códigos usados na pesquisa. Para Campos-Neto et al., 2007 ver Figura 2.1. TOPO (ma): Ver Cohen et al., 2013. CÓDIGO: Códigos utilizados em PetroMod Express para a identificação das unidades cronoestratigráficas.

ERATEMA-ERA	SISTEMA-PERÍODO	CAMPOS-N. et al., 2007	SÉRIE-ÉPOCA	ANDAR-IDADE	TOPO (ma)	CÓDIGO
Cenozoico	Quaternário		Holoceno	Holoceno	0	L34
Cenozoico	Quaternário		Pleistoceno	Superior	0.0117	L33
Cenozoico	Quaternário		Pleistoceno	Médio	0.126	L32
Cenozoico	Quaternário		Pleistoceno	Calabriano	0.781	L31
Cenozoico	Quaternário	Neo	Pleistoceno	Gelasiano	1.8	L30
Cenozoico	Neógeno	Meso	Plioceno	Piacenziano	2.58	L29
Cenozoico	Neógeno	Eo	Plioceno	Zancleano	3.6	L28
Cenozoico	Neógeno	Neo	Mioceno	Messiniano	5.333	L27
Cenozoico	Neógeno	Neo	Mioceno	Tortoniano	7.246	L26
Cenozoico	Neógeno	Meso	Mioceno	Serravalliano	11.63	L25
Cenozoico	Neógeno	Meso	Mioceno	Langhiano	13.82	L24
Cenozoico	Neógeno	Eo	Mioceno	Burdigaliano	15.97	L23
Cenozoico	Neógeno	Eo	Mioceno	Aquitano	20.44	L22
Cenozoico	Paleógeno	Neo	Oligoceno	Chattiano	23.03	L21
Cenozoico	Paleógeno	Eo	Oligoceno	Rupeliano	27.82	L20
Cenozoico	Paleógeno	Neo	Eoceno	Priaboniano	33.9	L19
Cenozoico	Paleógeno	Meso	Eoceno	Bartoniano	37.8	L18
Cenozoico	Paleógeno	Meso	Eoceno	Lutetiano	41.2	L17
Cenozoico	Paleógeno	Eo	Eoceno	Ypresiano	47.8	L16
Cenozoico	Paleógeno	Neo	Paleoceno	Thanetiano	56	L15
Cenozoico	Paleógeno	Neo	Paleoceno	Selandiano	59.2	L14
Cenozoico	Paleógeno	Eo	Paleoceno	Daniano	61.6	L13
Mesozoico	Cretáceo	Neo	Superior	Maastrichtiano	66	L12
Mesozoico	Cretáceo	Neo	Superior	Campaniano	72.1	L11
Mesozoico	Cretáceo	Neo	Superior	Santoniano	83.6	L10
Mesozoico	Cretáceo	Neo	Superior	Coniaciano	86.3	L9
Mesozoico	Cretáceo	Neo	Superior	Turoniano	89.8	L8
Mesozoico	Cretáceo	Neo	Superior	Cenomaniano	93.9	L7
Mesozoico	Cretáceo	Eo	Inferior	Albiano	100.5	L6
Mesozoico	Cretáceo	Eo	Inferior	Aptiano	113	L5
Mesozoico	Cretáceo	Eo	Inferior	Barremiano	125	L4
Mesozoico	Cretáceo	Eo	Inferior	Hauteriviano	129.4	L3
Mesozoico	Cretáceo	Eo	Inferior	Valanginiano	132.9	L2
Mesozoico	Cretáceo	Eo	Inferior	Berriasiano	139.8	L1
Paleozoico	Cambriano	Cambriano		Cambriano	480	C

Na parte mais basal do Cretáceo Inferior, o esquema obtido sugeriu a presença da Formação Serraria em três poços da plataforma continental. Assim, como a ausência total da Formação Penedo, e da sequência inferior da Formação Rio Pitanga. Já a Formação Rio Pitanga na sua parte superior, e associada a Formação Muribeca, é registrada por dois poços na plataforma, dois poços no talude, e dois no sopé continental (Fig. 4.1).

Tabela 4.2 – Esquema cronoestratigráfico complementado do P1131-12. Celas em cinza: Idades no poço. P1131-12*: Esquema crono baseado na informação fornecida pela ANP. P1131-12**: Esquema crono baseado nos dados fornecidos para o poço e complementada com a do poço P978-11.

ANDAR/IDADE	P1131-12*	P1131-12**
Aquitânico	L22	L22
Chattiano	L21	L21
Rupeliano	L20	L20
Priaboniano	L19	L19
Bartoniano	L18	L18
Lutetiano	L17	L17
Ypresiano	L16	L16
Thanetiano	L15	L15
Selandiano	L14	L14
Daniano	L13	L13
Maastrichtiano	L12	L12
Campaniano	L11	L11
Santoniano	L10	L10
Coniaciano	L9	L9
Turoniano	L8	L8
Cenomaniano	L7	L7
Albiano	L6	L6
Aptiano	L5	L5
Barremiano	L4	L4

Por outro lado, os processos de não sedimentação ou erosão durante o Cretáceo Superior foram mais persistentes e severos na plataforma continental, seguidos por aqueles em alguns setores do talude (Fig. 4.1).

A sequência das Formações Riachuelo, e Riachuelo-Cotinguiba, no limite do Cretáceo Inferior\Cretáceo Superior aparecerem predominantemente em alguns poços do talude e sopé continental. Já a Formação Cotinguiba apareceu tanto em poços da plataforma, como do talude e do sopé continental. A seção mais inferior da Formação Calumbi, depositada na parte mais superior do Cretáceo Superior foi registrada em alguns poços da plataforma. Predominantemente em poços do talude e sopé continental (Fig. 4.1).

Durante o Paleoceno, a Formação Calumbi tanto na parte mais superior, quanto na mais inferior, apresentaram-se nas diferentes feições da plataforma. Porém, no meio, (i.e. Selandiano), a formação está ausente em todos os poços. (Figs. 4.1, 4.2).

Em termos gerais, a maior permanência do registro geológico na sub-bacia apresentou-se durante o lapso da base do Bartoniano ao topo do Chattiano (i.e. L18-L21), seguido pela transição do Paleoceno para o Eoceno (i.e. L16) (Fig. 4.1). Assim, a sequência da Formação Calumbi depositada na parte superior do Eoceno e durante o Oligoceno

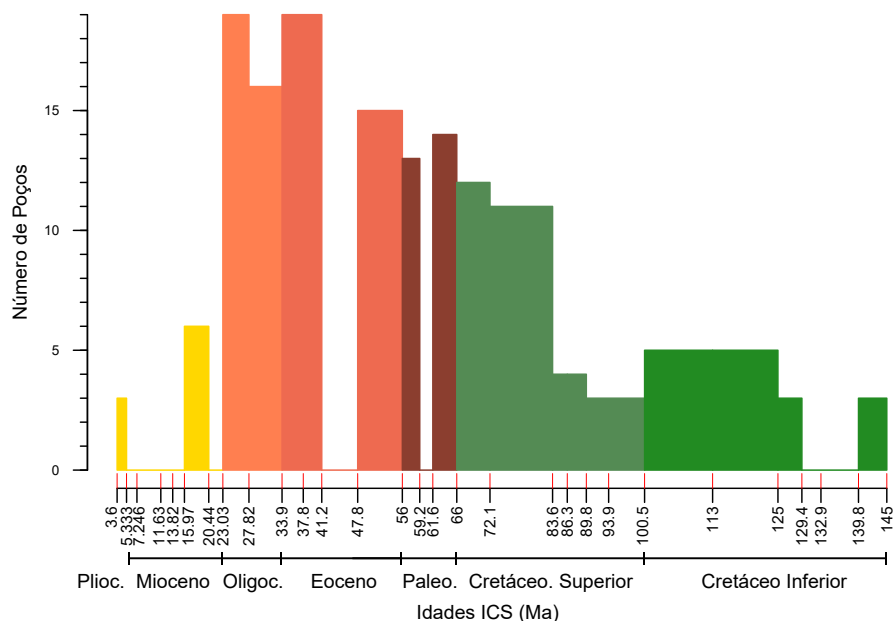


Figura 4.2 – Idades geológicas identificadas nos poços. Idades baseadas na escala de Cohen et al., 2013. As cores estão associados as idades geológicas.

foi perfurada por mais de 15 poços. Destes, só aqueles localizados no sopé do talude continental não apresentaram registro estratigráfico na parte superior do Eoceno e na inferior do Oligoceno. No entanto, no intervalo médio do Eoceno, especificamente no Lutetiano (i.e. L17), o esquema cronoestratigráfico apontou a ausência do registro sedimentar (Figs.4.1, 4.2).

Durante o Mioceno e o Plioceno, o esquema cronoestratigráfico mostrou que a Formação Calumbi só foi encontrada durante o Burdigaliano e o Zancleano respectivamente, mas na plataforma continental. Alguns intervalos nas partes mais superiores dos poços da plataforma são supostos a serem sedimentos depositados durante o Holoceno.

Assim, se ressaltam as seguintes discontinuidades: a) A parte inicial do Cretáceo Inferior (i.e. Valanginiano/Hauteriviano) na plataforma continental. Porém, para o talude e para a planície oceânica os poços analisados provavelmente não atingiram essas idades. b) O Selandiano na parte média do Paleoceno. c) O Lutetiano no inferior do Eoceno. d) O Aquitaniano na parte inicial do Mioceno na plataforma, talude e sopé continental. e) O intervalo Langhiano-Messiniano no Mioceno em toda a área de estudo (Fig. 4.1).

4.2 FACIES SEDIMENTARES NA ÁREA DE ESTUDO

A frequência de amostragem das rochas perfuradas pelos poços da pesquisa foi variável. O valor mínimo encontrado foi de 3 m, e o máximo de 13 m. Da amostragem

encontrou-se que a rocha predominante na descrição das amostras de calha (*drill cutting*) das perfurações foi o folhelho com 71%. Em menores proporções foram encontrados arenitos e rochas calcárias (Tab. 4.3). O folhelho foi descrito, em termos gerais, de cor cinza com tonalidade frequentemente esverdeada, micáceo, físsil, de argiloso até siltoso, de mole a duro (ANP, Reportes Pasta Poços e Perfis Compostos).

Tabela 4.3 – Tabela da esquerda: Tipo, total e porcentagem de rocha perfurada. Tabela da direita: Porcentagem de argilas encontrada na sequência perfurada pelos poços estudados. A porcentagem de argila incluiu folhelhos, argilitos e siltitos.

ROCHA	TOTAL (m)	(%)	POÇO	ARGILA (%)
Folhelho	35395,1	71,1	P0001A-68	28,7
Arenito fino	2284	4,3	P0011-71	42,9
Arenito médio	1705,3	4,1	P0056-81	37,5
Calcilutito	1870,3	3,8	P0105-92	63,5
Arenito muito fino	1618,5	2,8	P0007-70	69,6
Calcário cristalino	418	2,6	P0031-75	67,8
Arenito grosso	978,9	2,3	P119-01	76,2
Argilito	613	1,8	P173-02	67,4
Meta-arenito	270	1,4	P113DA-01	85,5
Arenito muito grosso	590,3	1,2	P16-00	84,9
Arenito conglomerático	331,3	0,9	P111A-01	91,4
Calcarenito médio	499,3	0,9	P1031-11	73,7
Marga	471,9	0,7	P252-03	93,5
Siltito	363	0,6	P189-03	90,5
Calcarenito fino	344,3	0,6	P261-04	92,6
Calcarenito grosso	186,2	0,3	P197-03	97,7
Calcarenito	101	0,2	P214-03	61
Calcirudito	72	0,2	P224-03	98,3
Ígnea	93,5	0,1	P1131-12	62,1
Diamictito	1,8	0,005	P978-11	89
Conglomerado	7	0,01		

O agrupamento das rochas da Tabela 4.3 segundo a sua granulização indicou que na área da pesquisa a sequência perfurada pelos poços está composta predominantemente por rochas com granulometria argiloso/siltosa com o 76,3 %, seguidas por arenitos com o 15,5% (Fig.4.3).

Em termos gerais, para aqueles poços localizados na plataforma continental (i.e. poços da Tabela 1.1 com cota batimétrica T.A. menor aos 130 m) as sequências rochosas mostraram uma alternância desde o início da perfuração entre os folhelhos com arenitos de diferente granulometria. Para outros poços, a sequência de folhelhos foi encontrada continuamente desde o início da perfuração até grandes profundidades. Porém, apresentando posteriormente alternância com rochas arenosas ou siltosas (Figs.4.4, 4.5).

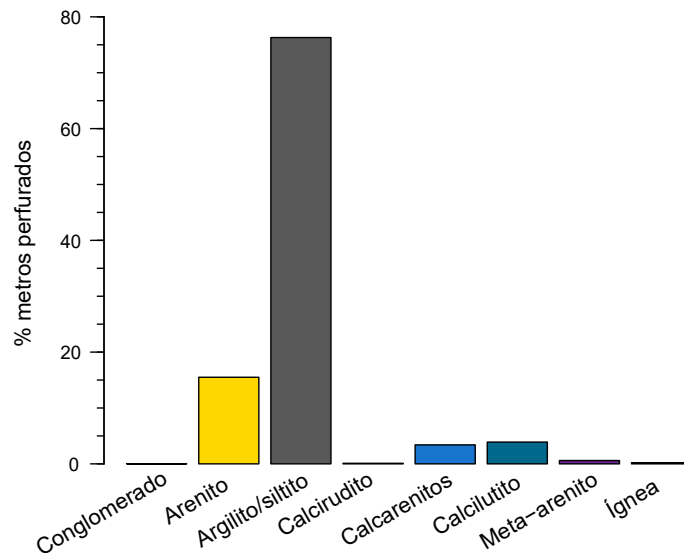
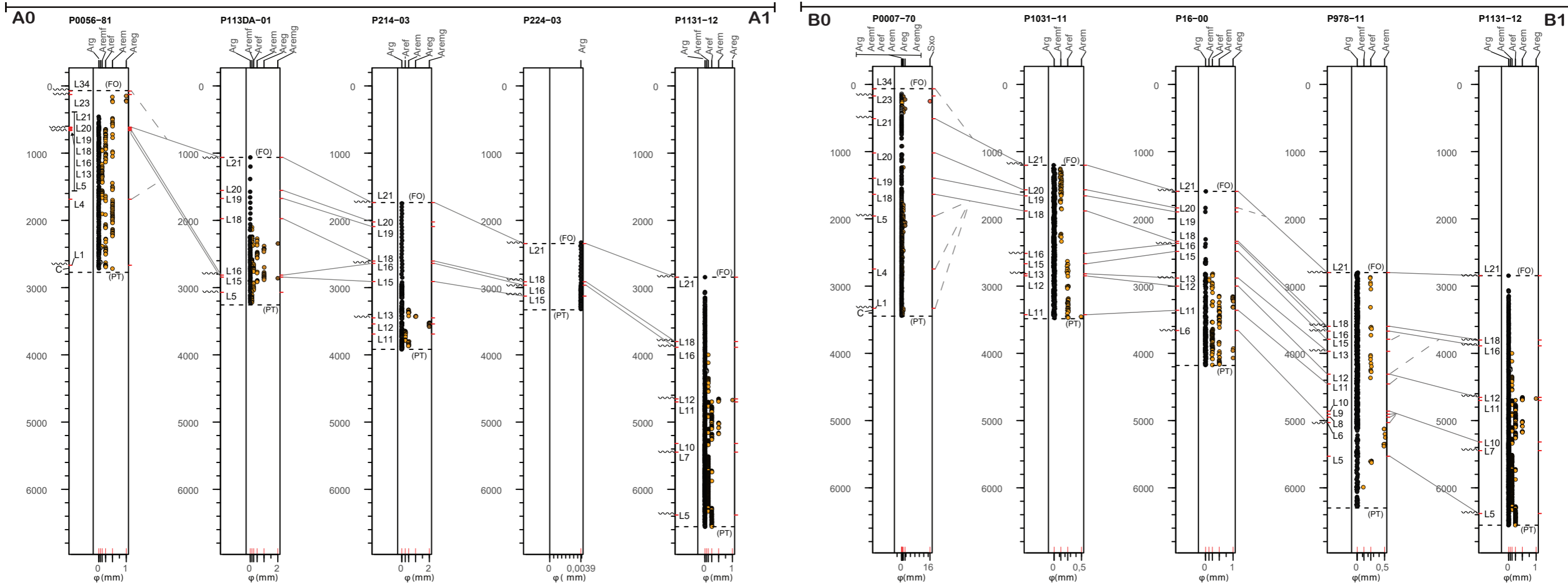


Figura 4.3 – Porcentagem do tipo de rocha perfurada pelos poços da pesquisa. As rochas da Tabela 4.3 foram agrupadas segundo a granulometria e a presença de material carbonático nas rochas.

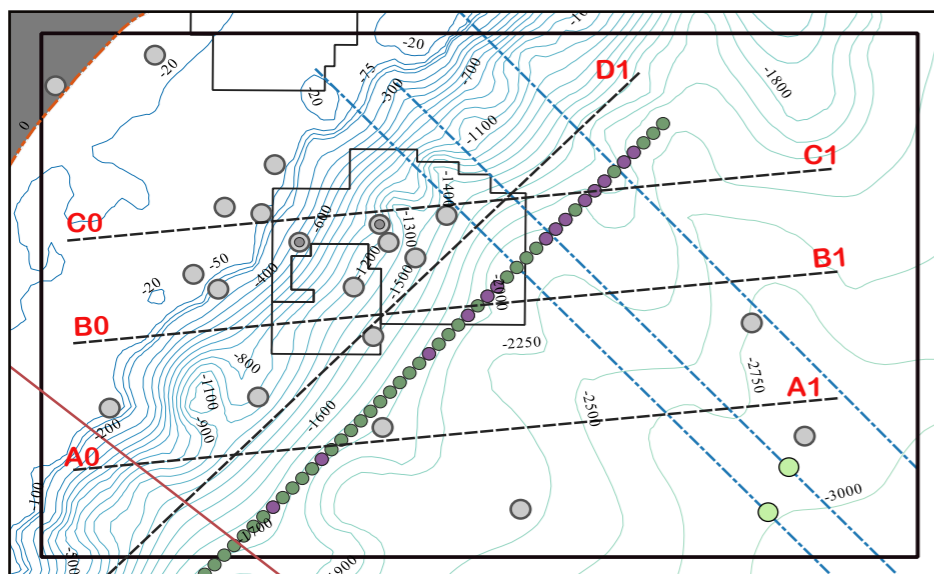
No corte A0-A1, observou-se as mudanças da granulometria para os estágios geológicos reportados nos poços P0056-81, P113DA-01, P214-03, P224-03, e P1131-12 (Fig. 4.4). Foi predominante, nesse corte, a presença de discontinuidades estratigráficas. Isso refletiu na pouca continuidade lateral dos marcadores (i.e. L34,...,L5). Nestes poços foram estabelecidos marcadores desde o Cambriano e Berriasiano (L1) na base do poço P0056-81, até o L21 e o L34 na parte superior dos poços (Fig. 4.4).

Assim, só os estágios L16, L18 e L21 foram encontrados em todos os poços, e os marcadores L5, L15, L19 e L20 em três poços. Porém, diferentes para cada caso. Os restantes se apresentaram como máximo em um poço. Nos caso de L5, foram observadas granulometrias argilosas intercaladas com areias de grão médio a grosso nos dos primeiros, e no último dos poços do corte. Enquanto que para L15 se deu o passo de argilas intercaladas com areia para argilas (Fig. 4.4).

Notou-se para os dois primeiros, e para o último dos poços do corte, que desde a base até estágios inferiores a L18 (Bartoniano, Eoceno), a granulometria depositada esteve intercalada entre as argilas e areias de grão fino até média, e esporadicamente de grão grosso. Para o intervalo desde ~ L18 (i.e. Eoceno) até L21 (Oligoceno), a granulometria depositada tanto no talude como no sopé continental foi predominantemente argila. Caso excepcional foi o acontecido no poço P0056-81, na borda da plataforma, onde a granulometria depositada esteve associada as intercalações entre argilas e areia de fina a media. (Fig. 4.4).



Localização cortes:



VVV : Descontinuidade L4:Código cronoestratigráfico

Figura 4.4 – Cortes A0-A1 e B0-B1 para a análise nas mudanças granulométricas na área de estudo da sub-bacia. Arg: Argila. Aref: Areia fina. Arem: Areia média. Areg: Areia grossa. Aremg: Areia muito grossa. Sxo: Seixo. FO: Fundo oceânico. PT: Profundidade total. L34: Código cronoestratigráfico.

No corte B0-B1, mais ao norte, observaram-se as mudanças granulométricas para os estágios geológicos reportados nos poços P0007-70, P1031-11, P16-00, P978-11, e P1131-12. O primeiro na borda da plataforma continental, o P1031-11 e P16-00 no talude e os dois últimos no sopé continental. Similarmente ao corte A0-A1, no B0-B1 foi observado a argila como granulometria predominante. No entanto, ela encontrou-se intercalada com areia fina, e esporadicamente com areia média a grossa (Fig. 4.4).

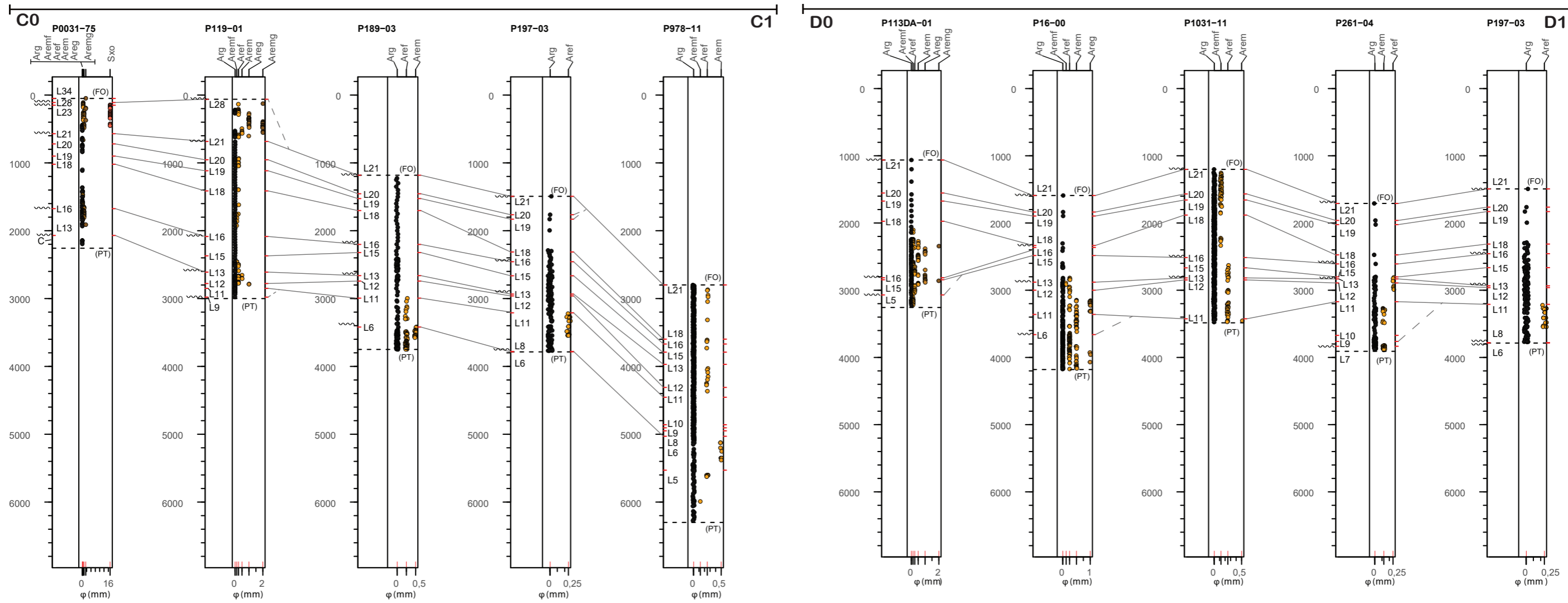
Neste corte, o L11 e L12 (i.e. Campaniano e Maastrichtiano do Cretáceo Superior) estiverem presentes em todos os poços, salvo no P0007-70. Durante estas idades, a granulometria se apresentou intercalações de argilas e areias, nos poços P1031-11 e P16-00 e P1131-11, enquanto no poço P978-11 foi predominantemente de argilas. O L16 e o L18 (i.e. Ypresiano e Bartoniano do Eoceno) mostraram sedimentação de material com granulometria argilosa nos poços presentes, enquanto o L21 (i.e. Chattiano do Oligoceno) a sedimentação dos poços apresentou alternância na granulometria entre argila e areia fina, até só argila como no caso do poço P16-00 (Fig. 4.4).

Dada a presença de discontinuidades estratigráficas nos poços do corte, não foi possível estabelecer um padrão mínimo espacial, como por exemplo para L7 ou L23, as quais se apresentaram só em um poço.

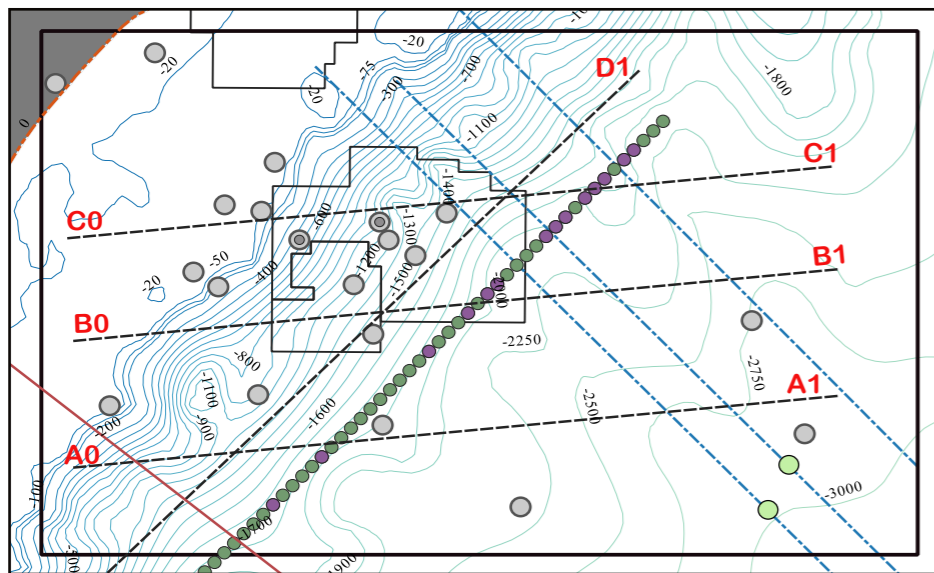
O corte C0-C1 incluiu os poços P0031-75, P119-01, P189-03, P197-03, e o P978-11. Destes o primeiro está localizado na plataforma continental, o segundo, terceiro e quarto no talude, e o último no sopé. Os estágios geológicos presentes em todos estes poços foram: L13, L16, L18, e o L21. Os estágios presentes em todos os poços exceptuando o P0031-75, foram o L11, L12 e o L15. Da mesma forma, os estágios presentes em todos os poços, mas não no P978-11 foram os L19, e o L20 (Fig. 4.5).

A granulação dos sedimentos depositados durante o L11, L12, L13 (i.e. Campaniano e Maastrichtiano no Cretáceo Superior, e Daniano do Eoceno), e localizados na parte inferior e média dos poços, foi fundamentalmente de argila. Durante o L15 e o L16 (i.e. Thanetiano no Paleoceno, e Ypresiano no Eoceno) foram depositados areias de grão fino e médio no poço P119-01, que mudaram para argilas nos poços do corte mais afastados da linha de costa. Essa condição foi observada para os estágios de L18 até L21 (i.e. Bartoniano no Paleógeno, Chattiano no Oligoceno), onde foi observada a variação lateral da granulometria de areia para argila (Fig. 4.5).

No corte D0-D1, com um azimute aproximado de 45°, foram analisados, desde o sul para o norte, os poços P113DA-01, P16-00, P1031-11, P261-04, e o P197-03. Nestes poços, os estágios desde L11 até o L13 estiveram presentes em todos os poços, excepto



Localização cortes:



∩∩∩ : Descontinuidade L4:Código cronoestratigráfico

Figura 4.5 – Cortes C0-C1 e D0-D1 para a análise nas mudanças granulométricas na área de estudo da sub-bacia.
 Arg: Argila. Aref: Areia fina. Arem: Areia média. Areg: Areia grossa. Aremg: Areia muito grossa. Sxo: Seixo. FO: Fundo oceânico. PT: Profundidade total. L34: Código cronoestratigráfico.

no P113DA-01. Porém, aqueles desde o L18 até o L21 estiveram em todas as perfurações. O L11 foi encontrado na parte média dos poços. A granulometria presente no corte foi de argila, mas com intercalações de areias de grão fino. Por sua parte, L12 e L13 tiveram variações laterais granulométricas desde areia de grão fino a médio nos poços P16-00, P1031-11 e P261-04, para argila no poço P197-03 (Fig. 4.5).

O níveis cronoestratigráficos L15 e L16 (i.e. Transição Paleoceno-Eoceno) variaram desde uma granulometria de argila intercalada com areia de grão grosso e muito grosso (poço P113DA-01) até argilas (poço 197-03). Já para os eventos cronoestratigráficos desde L18 até L21, a granulação predominante dos depósitos foi de argila em todos o poços, excepto no P1031-11. Neste as argilas estiveram intercaladas com areias de grão fino a médio (Fig. 4.5).

4.3 TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

Para cada uma das unidades cronoestratigráficas (i.e. desde L1 até L34) definidas para os poços foram calculadas as taxas de sedimentação em metros por milhão de anos (m/Ma). O cálculo foi feito sem correção por compactação, e posteriormente simuladas em PetroMod1D Express para obter as magnitudes corrigidas (Fig. 4.6). No entanto, as descrições dos resultados nessa seção foram baseadas nos cálculos sem correção devido a não conhecer-se a equação de estimativas utilizada pelo software.

Para cada poço onde resultou viável, foram estimadas as taxas do Holoceno (L34). No entanto, já que os dados não foram suficientemente confiáveis para essa idade, os valores obtidos foram tomados exclusivamente como referência da existência de processos de sedimentação.

O cálculo das taxas não foi feito na parte final de aqueles intervalos onde tinha-se reportado unicamente o topo de uma idade/andar, mas não a sua base respectiva. Nestes casos só foi indicado a existência do final de um processo acumulação mediante o código da idade respectiva.

Na sub-bacia os processos de acumulação foram variáveis tanto na plataforma, como no talude e no sopé continental (Fig. 4.7). Na plataforma, os dados indicaram intensos processo erosivos ou períodos de não sedimentação, ou condensação, desde o Cretáceo Inferior até a parte media do Eoceno, assim como em uma parte importante do Neógeno e Quaternário.

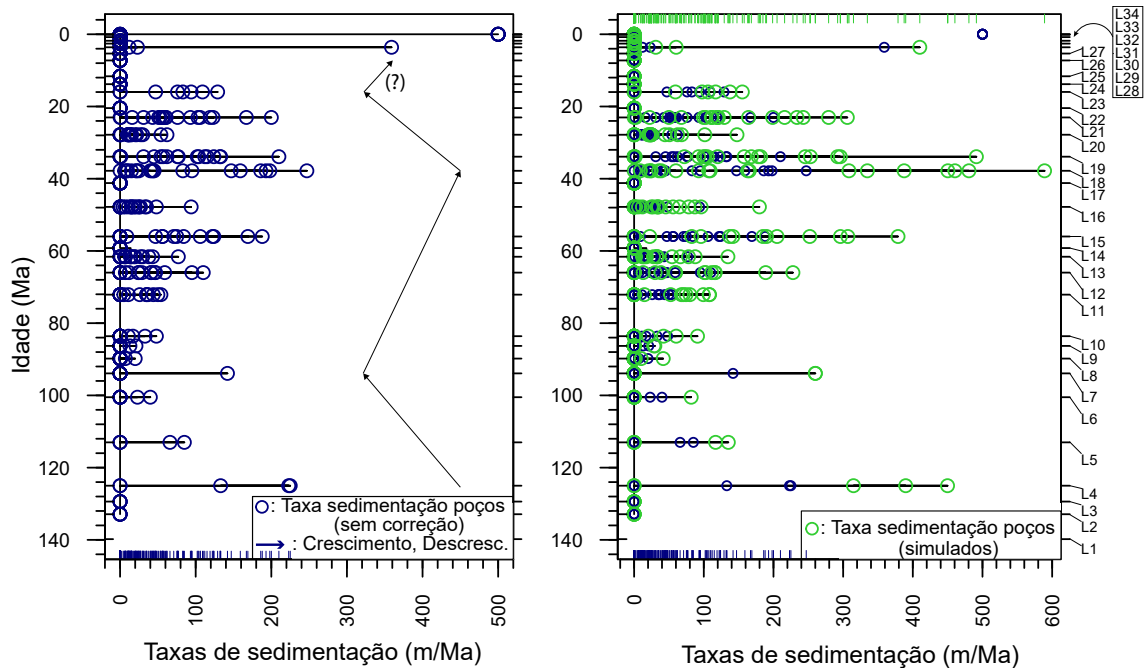


Figura 4.6 – Taxas de sedimentação nos poços. a) Taxas calculadas sem correção de compactação. b) Taxas simuladas com PetroMud1D Express, e assumidas com correção de compactação. As setas indicam a tendência geral das taxas aumentarem ou diminuírem.

No talude, sob o qual os poços majoritariamente atingiram como máximo a parte superior do Cretáceo Inferior, os processos erosivos ou de não acumulação notaram-se mais persistentes tanto no intervalo desde o fundo dos poços até a parte média do Cretáceo Superior, como durante todo o Neógeno e Quaternário. No sopé, esses processos persistiram na parte inferior do Paleoceno (Selandiano), na transição Eoceno-Oligoceno (i.e. Priaboniano-Rupeliano), e igualmente durante todo o Neógeno e Quaternário (Fig. 4.7).

Dessa mesma forma, as taxas de sedimentação na sub-bacia resultaram variáveis para cada uma das idades geológicas onde foi preservada a sequência sedimentar, e por tal para cada uma das formações geológicas. Por exemplo, durante o Bartoniano, L18, foram observadas taxas de sedimentação, sem correção, mínimas de ~ 6 m/Ma e máximas de ~ 247 m/Ma. Enquanto que durante o Maastrichtiano as taxas oscilaram entre o intervalo ~ 7 m/Ma- ~ 110 m/Ma (Fig. 4.7).

Na plataforma continental o poço que apresentou a maior taxa de acumulação foi o P119-01 a com 359 m/Ma durante o Zancleano, (L28). No talude foi o P113DA-01 durante o Bartoniano com ~ 247 m/Ma, e no sopé o P1131-12 com ~ 200 no Chattiano (Fig. 4.7).

Em referência as discordâncias do Selandiano (i.e. L14) e Lutetiano (i.e. L17) mencionadas previamente, foi observado, para a maioria dos casos, que as taxas de sedimentação imediatamente posteriores delas aumentaram consideravelmente em relação a suas taxas anteriores. Segundo isso, no poço P189-03, por exemplo, a taxa prévia à descontinuidade do Lutetiano, no Eoceno, foi de 15 m/Ma, ao passo que a taxa posterior (i.e. L18, Bartoniano) foi de 147 m/Ma (Figs. 4.7, A1.1 do Anexo).

De forma geral, as taxas apresentaram um declínio desde a base de L4 até o topo de L8 (Turoniano) perto da transição do marinho transgressivo para marinho-regressivo, e da discordância regional denominada em Campos-Neto et al. 2007 como Sub-Formação Calumbi (Campos-Neto et al., 2007) (Figs. 4.6, A1.1, e 2.1). Desde esse momento até aproximadamente o topo do L18 (i.e. Bartoniano, e discordância na parte superior do Eoceno) as taxas apresentam um incremento, para depois declinar novamente até o topo de L23 (Burdigaliano), na discordância da parte média do Mioceno segundo Campos-Neto et al., 2007.

No perfil A0-A1, direção SWW-NEE, observou-se um aumento das taxas de sedimentação para os poços mais afastados da linha de costa durante a parte mais inferior do Eoceno (i.e. Ypresiano, L16), e o superior do Oligoceno (Chattiano, L21). Enquanto uma situação relativamente estável na parte média do Eoceno (i.e. Bartoniano, L18), com exceção da taxa alta apresentada nesse período no poço P113DA-01 (Figs. A1.1, 1.1).

No perfil B0-B1, direção SWW-NEE, os dados sugeriram uma diminuição das taxas de sedimentação para os poços mais afastados da linha de costa durante o Cretáceo Superior (i.e. Maastrichtiano, L12). Já no corte, e para a parte superior do Eoceno (i.e. Bartoniano, L18), apresentou-se uma variável taxa de acumulação. Durante o Bartoniano particularmente, aconteceu uma situação similar à descrita para essa idade no perfil A0-A1, mas com a taxa maior apresentando-se no poço P1031-11 (Figs. A1.1, 1.1). Caso contrário durante os inícios do Paleoceno (i.e. Daniano, L13), e nos finais do Oligoceno (i.e. Chattiano, L21), onde apresentaram-se sob o corte aumentos progressivos das taxas.

Nessa mesma direção SWW-NEE apresentou-se o perfil C0-C1. Os dados apontaram em uma possível diminuição para os poços mais afastados da linha de costa durante o Maastrichtiano (L12) e Bartoniano (L21), e um aumento nessa direção durante o Daniano (L13), o Priaboniano (19) e o Chattiano (21) (Figs. A1.1, 1.1).

No perfil D0-D1, SW-NE observou-se uma leve diminuição das taxas para o NE du-

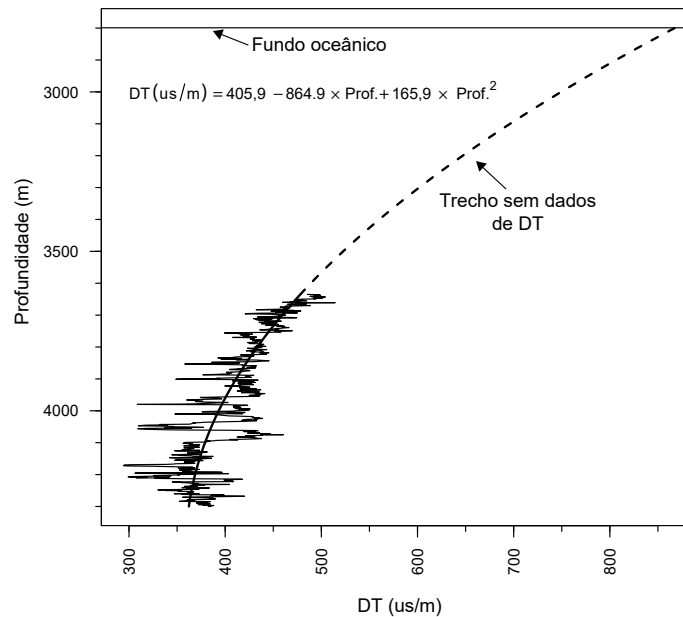


Figura 4.8 – Extrapolação dos dados do tempo de trânsito-DT faltantes no poço. Exemplo do poço P978-11.

rante o Maastrichtiano (L12) e Daniano (L13), e o aumento nessa mesma direção durante o Ypresiano (L16) e o Priaboniano (L19) (Figs. A1.1, 1.1).

4.4 PRESSÕES DE PORO NOS POÇOS DA ÁREA DE ESTUDO

Para todos os poços da área de estudo foram estimadas e calibradas as tensões litostáticas ou de sobrecarga, assim como as pressões de poro das unidades sedimentares perfuradas. No cálculo prévio das densidades litostáticas a partir do perfil sônico, as equações polinômicas de segundo grau foram as que melhor permitiram a extrapolação dos dados faltantes de tempo de trânsito no trecho entre último dado confiável no perfil sônico e o fundo oceânico (Fig. 4.8).

No entanto, naqueles poços onde os dados foram insuficientes, ou onde o regime das pressões de poro da sequência completa perfurada não resultou hidrostática, os dados faltantes foram interpolados satisfatoriamente mediante a regressão linear entre o ponto final do sônico e o valor do tempo de trânsito no fundo do poço obtido no perfil da sísmica de poço (i.e. VSP).

As densidades, utilizadas para as posteriores estimativas da tensão de sobrecarga, foram calculadas e calibradas com base no perfil sônico em virtude de que os perfis das densidades da rochas perfuradas em cada poço (i.e. RHO) não se encontraram completos. Assim, Os parâmetros a e b na Equação 2.13, em Gardner et al., 1974, foram estimados com os perfis RHO como $a = 0,345$ e $b = 0,21$. No entanto, os resultados foram bastante similares com aqueles obtidos aplicando a equação original.

O método de Eaton com dados de tempo de transito do perfil sônico resultou apropriado no calculo das pressões de poro na queles poços onde foi considerada a existência da processos de compactação anormal, mas também na comprovação das pressões de poro com comportamentos hidrostáticos. Porém, as estimativas com a potencia de 3 da equação original ultrapassaram os valores reais máximos permitidos obtidos nas medições RFT, as pressões da lama utilizadas durante a perfuração, e em alguns casos pelos testes de absorção (i.e. LOT) obtidos diretamente nos poços (Fig. 4.9).

Tendo em conta as restrições apontadas para a Equação 2.10 de Eaton, o valor do parâmetro da potencia que ajustou-se melhor aos dados da sub-bacia foi de 1,1. Porém, em alguns poços ele permitiu incrementar-se até 1,5. Neste último caso, as estimativas ultrapassaram levemente algumas das restrições, mais ficaram enquadradas em magnitudes aceitáveis em uma operação normal de perfuração, onde os *kicks* são parte rotineira da atividade. Para o caso de regimes com pressões de poro hidrostáticas, a única possibilidade da potencia estar em conformidade com essas condições, resultou quando seu valor foi de zero (Fig. 4.9).

Para a suavização dos dados estimados, os valores dos parâmetros das regressões *lo-ess* que melhor descreveram o comportamento das estimativas foram $span=1$ e $grau=1$, no regime hidrostático. Para os regimes onde a compactação anormal foi estabelecida, os parâmetros foram $0,1 > span < 0,3$; $grau=2$ (Fig. 4.10).

A partir desta analise encontrou-se que os poços localizados na plataforma continental apresentaram, na sua maioria, pressões de poro com um regime hidrostático ao longo de toda a sequência sedimentar perfurada. Caso contrario aconteceu no talude, e no sopé continental, onde só um poço mostrou esse comportamento. Para a plataforma esse foi o caso dos poços P0001A-68, P0011-71, P0056-81, P0105-92, P0007-70 e P0031-75, e para o talude foi o poço P113DA-01 (Figs. 4.10, 1.1).

Nos poços indicados, as magnitudes das pressões do fluido medidas diretamente nas unidades geológicas arenosas, (i.e. RFT), localizaram-se nas proximidades ou exatamente sob a linha do gradiente de pressão hidrostática. As magnitudes encontraram-se no intervalo 0,40-34,50 MPa, enquanto que as magnitudes RFT medidas oscilaram entre 9,4 MPa e 31 MPa, seguindo todas elas a linha de tendencia hidrostática com uma taxa de 0,01 MPa/m (Tab. 4.4, Fig. 4.10).

Por outro lado, nesses poços o cálculo da taxa de variação da tensão litostática com a profundidade foi em média de 0,0224 MPa/m (22.4 MPa/km), e com magnitudes

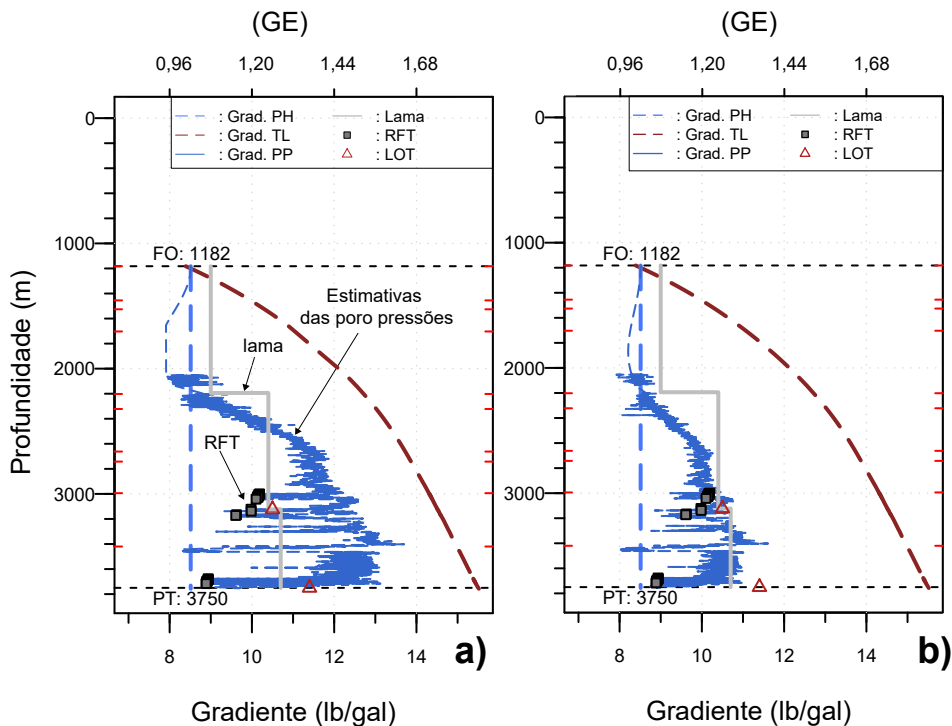


Figura 4.9 – Calibração da potência na equação de Eaton para o cálculo das pressões de poro nos poços. a) Pressões de poro estimadas com uma potência de 3. b) Pressões de poro estimadas com uma potência de 1,2. Exemplo do poço P189-03. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção. GE: Gravidade equivalente.

mínimas de 0,36 MPa e máximas de 77,3 MPa. Neles, as pressões de fratura obtidas mediante os LOTs estiveram entre os 10 MPa à profundidade de 581 m obtidas no poço P0105-92, e de 48 MPa no poço P113DA-02 em uma profundidade de 3255 m. As pressões exercidas pela lama de perfuração sob a sequência rochosa calculou-se entre 0,4 MPa e 47,8 MPa, e em média 20,7 MPa (Tab. 4.4).

Tabela 4.4 – Resumo estatístico das pressões de poro nos poços com regime hidrostático, e dos valores RFT utilizados na calibração. Estatísticas dos RFT com 24 amostras, e 5 de LOT. MÍN: Mínimo. Q1: Quartil 1. RFT: *Repeat Formation Test*. P. lama: Pressão da lama. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção, Sv: Tensão de sobrecarga ou litostática.

	MÍN.	Q1	MEDIANA	MÉDIA	Q3	MÁX.	DESV. PADRÃO
RFT (MPa)	9,4	18,7	22,9	22,9	27,4	31,0	5,3
P. lama (MPa)	0,4	11,2	20,1	20,7	30,6	47,8	11,9
LOT (MPa)	10	–	–	–	–	48	–
Poros pres. (MPa)	0,4	7,6	14,7	14,9	21,8	34,5	8,6
Sv (MPa)	0,4	21,7	36,7	36,9	51,2	77,3	18,5

Nos poços que não apresentaram pressões de poro com regime hidrostático ao longo de toda a sequência sedimentar (i.e. regimes mistos), notaram-se aspectos que os diferenciaram de aqueles que sim o apresentarem. Essas diferenças consistiram em que: o folhelho foi o constituinte principal nas sequências sedimentares perfuradas, as mu-

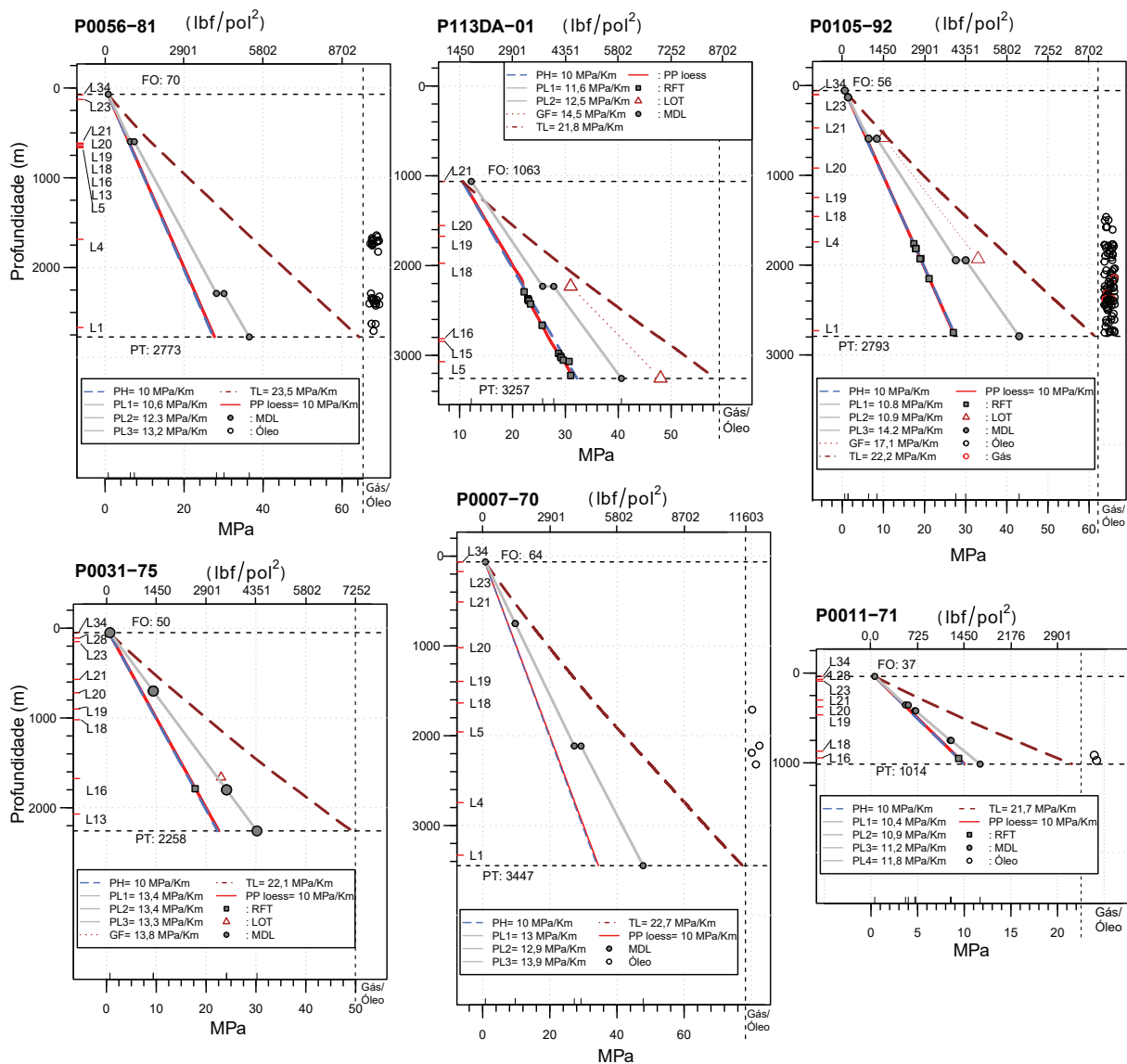


Figura 4.10 – Pressões e tensões litostáticas nas rochas sedimentares perfuradas nos poços com regime hidrostático na área de estudo. PH: Taxa de mudança da pressão hidrostática com a profundidade. PL1: Taxa de mudança da pressão da lama com a profundidade no primeiro intervalo da sequência sedimentar perfurada. GF: Taxa de mudança da pressão de fratura com a profundidade. TL: Taxa de mudança da tensão litostática ou de sobrecarga, S_v , com a profundidade. PPloess: Pressão de poro suavizada mediante regressão loess. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção ou de integridade da rocha. MDL: Pontos de mudança da pressão da lama durante a perfuração. Óleo e Gás: Pontos onde foram citados nos relatórios indícios de óleo ou gás. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total.

danças nas taxas de sedimentação entre alguns dos eventos cronoestratigráficos foram maiores, as magnitudes dos hiatos foram menores, os resultados dos dados RFT, quando existiram, estiveram afastados do gradiente hidrostático, e em determinadas profundidades mostraram mudanças no padrão dos tempos de trânsito dos perfis sônicos e VSP.

Os poços que apresentarem as anteriores características foram: P119-01, P173-02, P16-00, P111A-01, P1031-11, P252-03, P189-03, P261-04, P197-03, P214-03, P224-03, P1131-12 e P978-11. Neles, as profundidades onde o tempos de trânsito dos sônicos apresentaram as mudanças apontadas, foram interpretados como os níveis até onde a compactação normal, e portanto até onde a pressão de poro foi equivalente a pressão hidrostática.

O anteriormente indicado, implicou para esses poços, a existência de mudanças no regime das pressões de poro. Em alguma profundidade de cada um deles, notou-se um afastamento do regime hidrostático (i.e. compactação normal). Transitou-se assim, de um processo de compactação normal para outro anormal, ou de subcompactação (Figs.(4.11, A1.2 do anexo).

A transição do trecho submetido atualmente a processos de compactação normal, (i.e. regime hidrostático), apareceu marcante no perfis de alguns poços. Porém, em outros ela foi sutil, requerendo assim de pressupostos baseado nas suas histórias e características geológicas, ou de dados complementares. Tal é o caso, a modo de exemplo, dos poços P189-03 e P261-04 onde para o primeiro a mudança no padrão foi íngreme. Enquanto que para o poço P261-04, essa mudança precisou dos dados do tempo de trânsito do VSP como informação complementar (Fig. 4.11).

A profundidade, e a idade das unidades sedimentares na transição de compactação normal para subcompactação não foi igual para todos os poços. Dos treze sugeridos com transição, dois se apresentaram em L12 (Maastrichtiano, Cretáceo Superior), um em L13 (Daniano, no mais inferior do Paleoceno), seis em L16 (Ypresiano, na parte mais inferior do Eoceno), três em L18 (Bartoniano, no Eoceno), e um em L21 (Chattiano, no Oligoceno) (Tab. 4.5).

As magnitudes das pressões de poro estimadas nesses treze poços se encontraram no intervalo do 0,62 MPa até 83,44 MPa, e em média 30,40 MPa. Sendo as maiores estimadas para os poços P978-11 e P1131-12. No entanto, durante os testes RFT feitos em rochas arenosas, os valores estáveis reportados encontraram-se no intervalo 8,3 MPa - 64,20 MPa, com média 35,64 MPa. Os maiores magnitudes dos RFT foram obtidas no poço P1131-12 à profundidade de 5655 m, e as menores no poço P173-02 à profundi-

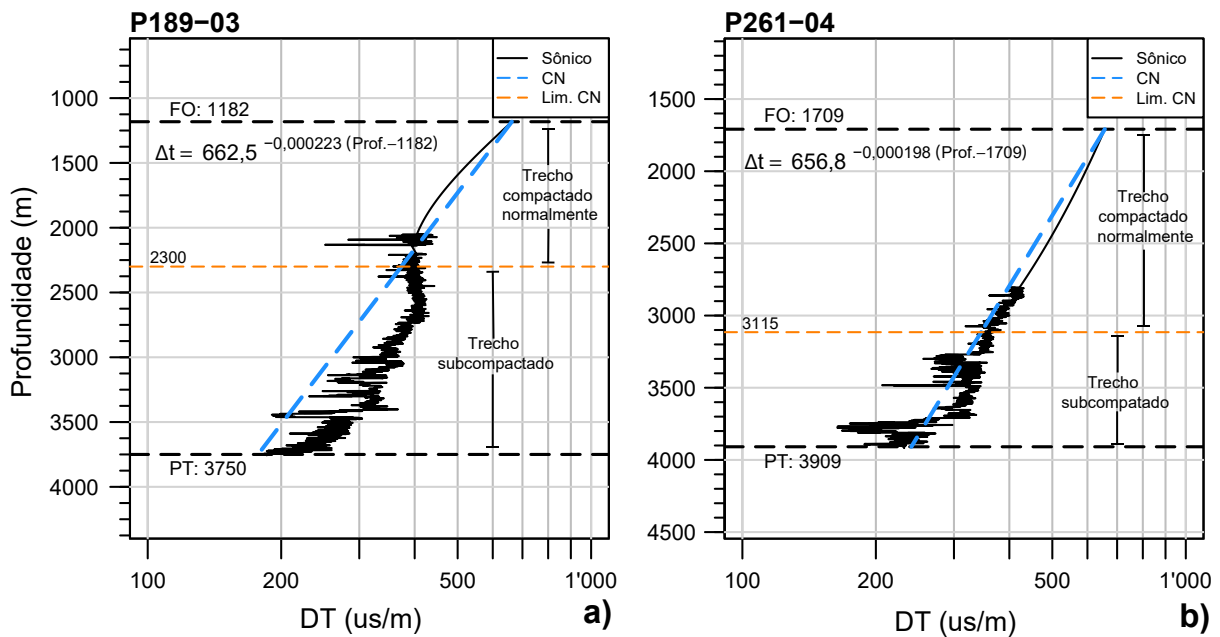


Figura 4.11 – Delimitação da profundidade de transição do trecho assumido em compactação normal para anormal. a) Poço P189-03. b) Poço P261-04. CN: Compactação normal. Lim. CN: Profundidade limite inferior do trecho sugerido com compactação normal. FO: Fundo oceânico. PT: Profundidade total. DT: Tempo de trânsito.

Tabela 4.5 – Profundidades e idades geológicas da transição compactação normal para anormal nos poços analisados. CN: Compactação normal. COD. IDADE: Ver Tab. 4.1.

POÇO	PROF. CN	COD. IDADE
P224-03	2906	L21
P119-01	2000	L18
P173-02	1850	L18
P1031-11	2310	L18
P16-00	2460	L16
P111A-01	2310	L16
P189-03	2300	L16
P197-03	2664	L16
P214-03	2850	L16
P1131-12	4440	L16
P978-11	4250	L13
P252-03	3020	L12
P261-04	3115	L12

dade de 265 m.

As pressões que a lama de perfuração exerceu na sequência sedimentar encontrou-se no intervalo dos 0,60 MPa até os 88,10 MPa, com média de 31,78 MPa (Tab. 4.6). As maiores pressões foram reportadas no poço P978-31 e P1131-12 no sopé continental, em profundidades próximas dos 6000 m. As menores foram reportadas no poço P119-01 à profundidade de 63 m, na borda da plataforma continental (Figs. A1.3, A1.4, do anexo).

Tabela 4.6 – Resumo estatístico das pressões de poro, e de outras variáveis geomecânicas, nos poços que apresentaram ao menos dois regime diferentes. Estatísticas dos RFT com 141 amostras, e 19 de LOTs. Q1: Quartil 1. RFT: *Repeat Formation Test*. P. lama: Pressão da lama. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção. Press. poro: Pressão de poro. Sv: Tensão de sobrecarga ou litostática.

	MÍN.	Q1	MEDIANA	MÉDIA	Q3	MÁX.	DES. PADRÃO
RFT (MPa)	8,3	31,3	35,6	35,6	36,7	64,2	8,8
P. lama (MPa)	0,6	21,8	33,5	34,6	43,0	88,1	17,7
LOT (MPa)	27,1	40,5	50,0	53,9	61,5	107,0	21,1
Press. poro (MPa)	0,6	19,5	28,9	30,4	37,3	83,4	15,9
Sv (MPa)	0,6	26,7	41,1	42,9	55,7	112,3	21,4

Por outro lado, as pressões de fratura medidas nos poços oscilaram no intervalo dos 27,09 MPa, até os 107 MPa, com média de 53,95 MPa. As magnitudes maiores foram encontradas nos poços P1131-12 e P978-11 as profundidades de 6556 m e 6300 m respectivamente. As pressões de fratura menores foram encontradas no poço P1031 à profundidades de 2297 m. Já as tensões litostáticas variaram entre 0,60 MPa e os 112,32 MPa, com uma média de 42,94 MPa, e uma taxa média de variação de 22 MPa/km (Tab. 4.6, Figs. A1.3, A1.4, do anexo).

No corte A0-A1, com direção NEE-SWW, os poços P0056-81, P113DA-01, P214-03, P224-03 e P1131-12 amostram como as pressões de poro mudaram de regime completamente hidrostáticos (e.g. P0056-81, P113DA-01) para regime mistos. Isto é, poços inicialmente com pressão de poro hidrostática, mas posteriormente com sobrepressão (Fig. 4.12).

Nos poços com regime misto (i.e. P214-03, P224-03 e P1131-12), o comportamento hidrostático observou-se até aproximadamente L16 (i.e. Ypresiano, no mais inferior do Eoceno). No entanto, localizado em diferentes profundidades. A partir destas as magnitudes das pressões de poro apresentaram flutuações que, como no caso do poço P214-03, aproximaram-se à hidrostática em alguns pontos da sequência sedimentar perfurada. Por outro lado, nesse mesmo corte A0-A1, as variações laterais das magnitudes das pressões de poro entre estes poços apresentaram similaridades, mas em regimes distintos (Fig. 4.12).

Desta forma, em quanto as magnitudes das pressões de poro entre 3000 m e 4000 m nos poços P214-03, P224-03 encontraram-se no intervalo aproximado 30 MPa-40 MPa em regime de sobrepressão, no poço P1131-12 essas mesmas magnitudes foram encontradas em profundidades similares, más com regime hidrostático (Fig. 4.12).

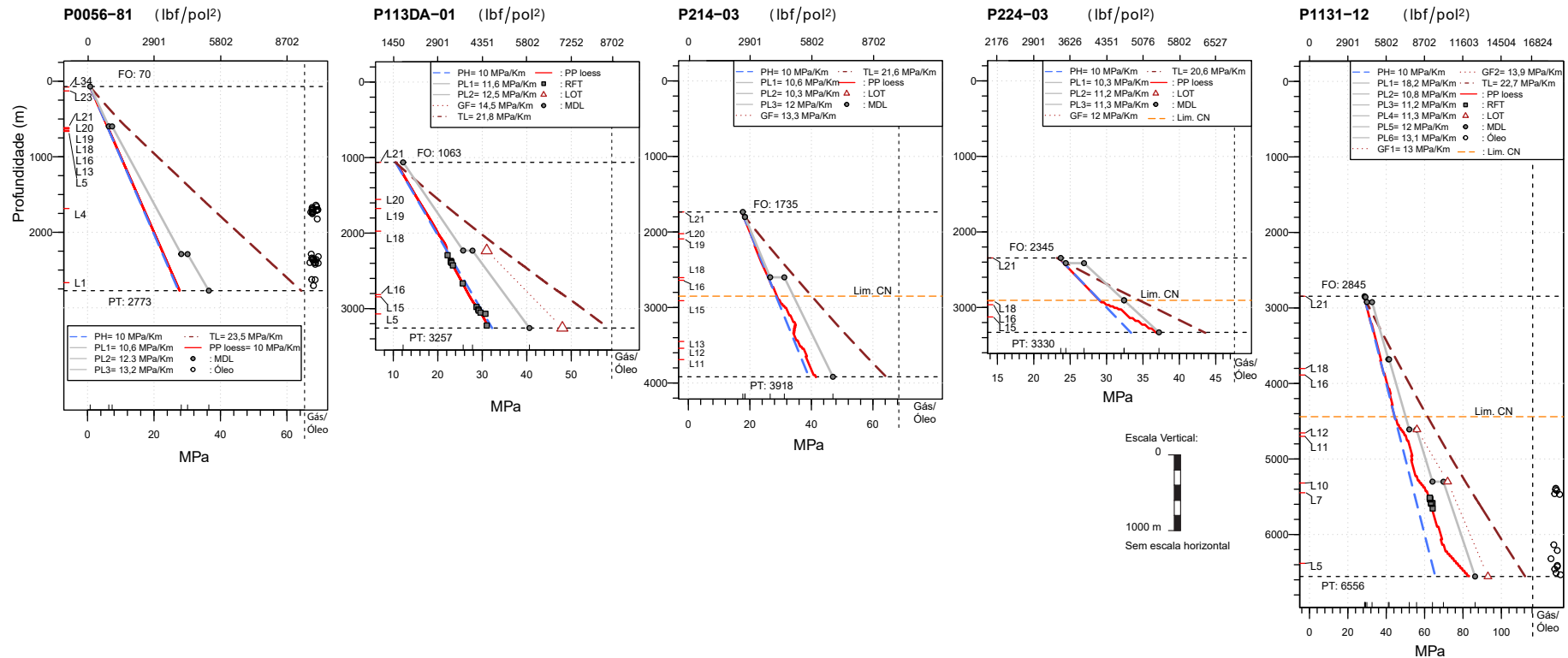


Figura 4.12 – Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte A0-A1. PH: Taxa de mudança da pressão hidrostática com a profundidade. PL1: Taxa de mudança da pressão da lama com a profundidade no primeiro intervalo da sequência sedimentar perfurada. GF: Taxa de mudança da pressão de fratura com a profundidade. TL: Taxa de mudança da tensão litostática ou de sobrecarga, S_v , com a profundidade. PPloess: Pressão de poro suavizada mediante regressão loess. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção ou de integridade da rocha. MDL: Pontos de mudança da pressão da lama durante a perfuração. Óleo e Gás: Pontos onde foram citados nos relatórios indícios de óleo ou gás. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total.

No corte B0-B1, com direção NEE-SWW, passou-se igualmente de um regime hidrostático na borda da plataforma (e.g. P007-70), para um regime misto nos poços P1031-81, P16-00, P978-11, e P1131-12. Nestes poços, as idades e profundidades nas quais apresentaram-se as mudanças foram diferentes, mas próximas a L16, com exceção do poço P978-11 onde a mudança aconteceu no L13 (Fig. 4.13, Tab. 4.5).

Neste corte, os poços com regime misto apresentaram magnitudes de pressão de poro flutuantes. Em alguns pontos próximas à pressão hidrostática, mas em outros próximos à pressão da lama de perfuração. Exceções aconteceram nos poços P978-11 e P1131-12, onde ela flutua, no entanto com uma tendência ao aumento com a profundidade. Por outro lado, enquanto no intervalo aproximado 2500 m - 4000 m os poços P1031-11 e P16-00 apresentaram um comportamento de sobrepressão, nos poços P978-11 e P1131-12, o intervalo encontrou-se em regime hidrostático. No entanto, as magnitudes das pressões de poro foram similares (Fig. 4.13).

O comportamento das pressões de poro nos poços no corte C0-C1, mostraram um comportamento similar aos poços nos cortes anteriormente descritos. Neste, igualmente aconteceu o passo lateral de regime hidrostático para misto, mas com diferenças nas idades dos pontos de transição de regime. Igualmente aconteceram flutuações marcantes nas pressões de poro dos poços com comportamento misto. Mas, com exceção do poço P978-11, no qual, como foi indicado anteriormente, as flutuações tenderam ao aumento (Fig. 4.14).

No corte D0-D1, SWW-NNE, todos os poços sob ele estiveram localizados no talude continental. Em ele, transita-se da mesma forma que nos outros casos desde um regime hidrostático (P113DA-01) para o misto. Não obstante, nos poços com regimes mistos as profundidades da transição aconteceram em diferentes idades, mas não sempre aprofundando-se como nos casos anteriores (Fig. 4.15).

De acordo com o anterior, a profundidade da superfície de mudança diminuiu de P16-00 para P1031-11. Desde ali aumentaram para o P261-04, para depois novamente diminuir para o P197-03. Por outro lado, a variação lateral em geral foi baixa, tendo magnitudes máximas próximas dos ~ 40.5 MPa até à profundidade geral de perfuração de ~ 4000 m (Fig. 4.15).

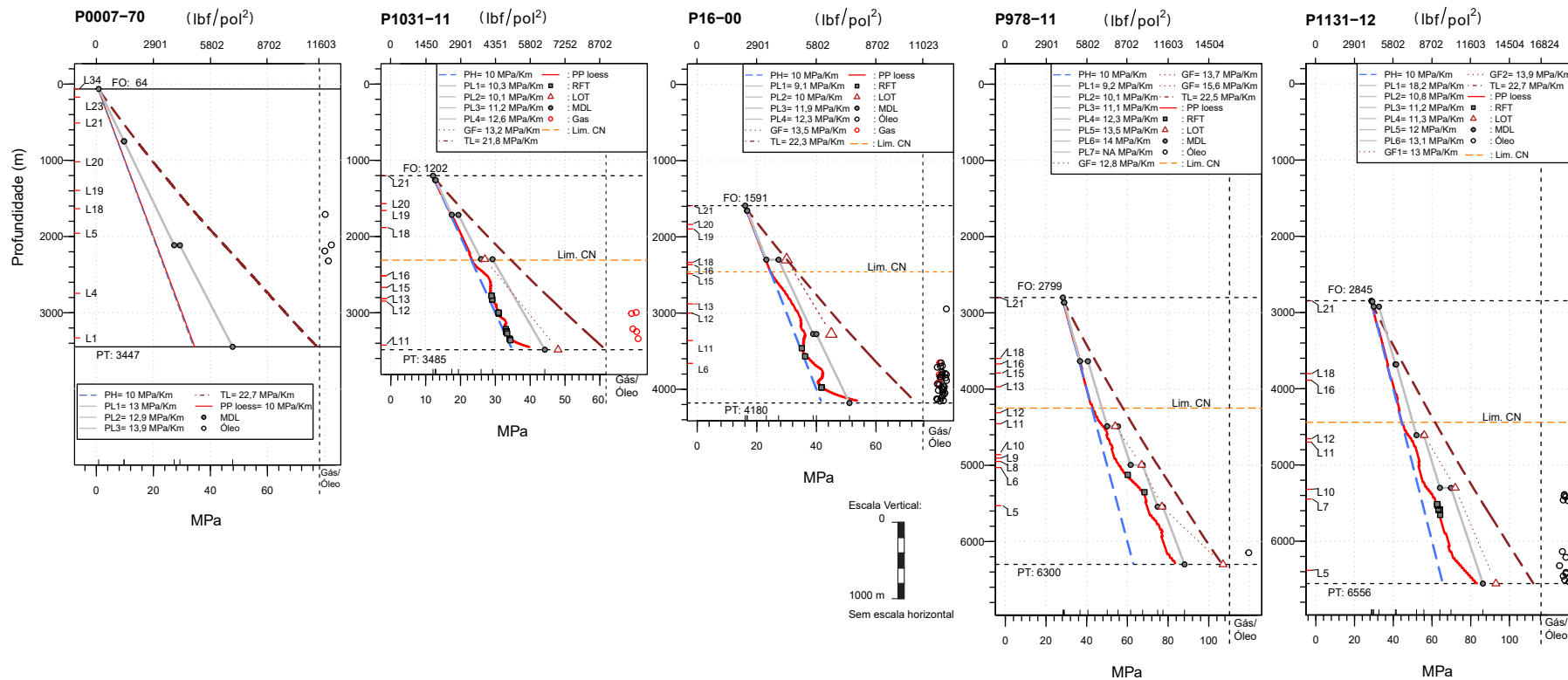


Figura 4.13 – Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte B0-B1. PH: Taxa de mudança da pressão hidrostática com a profundidade. PL1: Taxa de mudança da pressão da lama com a profundidade no primeiro intervalo da sequência sedimentar perfurada. GF: Taxa de mudança da pressão de fratura com a profundidade. TL: Taxa de mudança da tensão litostática ou de sobrecarga, S_v , com a profundidade. PPloess: Pressão de poro suavizada mediante regressão loess. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção ou de integridade da rocha. MDL: Pontos de mudança da pressão da lama durante a perfuração. Óleo e Gás: Pontos onde foram citados nos relatórios indícios de óleo ou gás. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total.

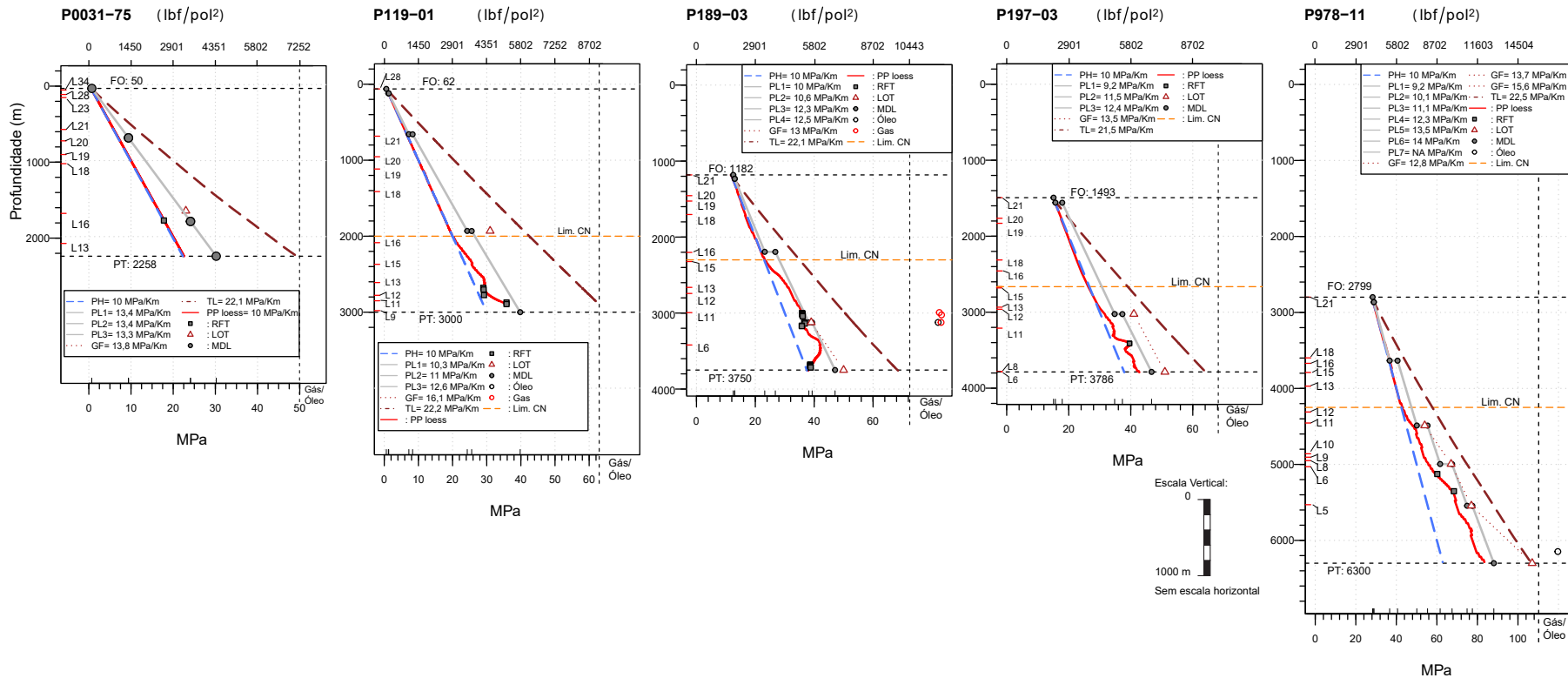


Figura 4.14 – Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte C0-C1. PH: Taxa de mudança da pressão hidrostática com a profundidade. PL1: Taxa de mudança da pressão da lama com a profundidade no primeiro intervalo da sequência sedimentar perfurada. GF: Taxa de mudança da pressão de fratura com a profundidade. TL: Taxa de mudança da tensão litostática ou de sobrecarga, S_v , com a profundidade. PPloess: Pressão de poro suavizada mediante regressão loess. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção ou de integridade da rocha. MDL: Pontos de mudança da pressão da lama durante a perfuração. Óleo e Gás: Pontos onde foram citados nos relatórios indícios de óleo ou gás. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total.

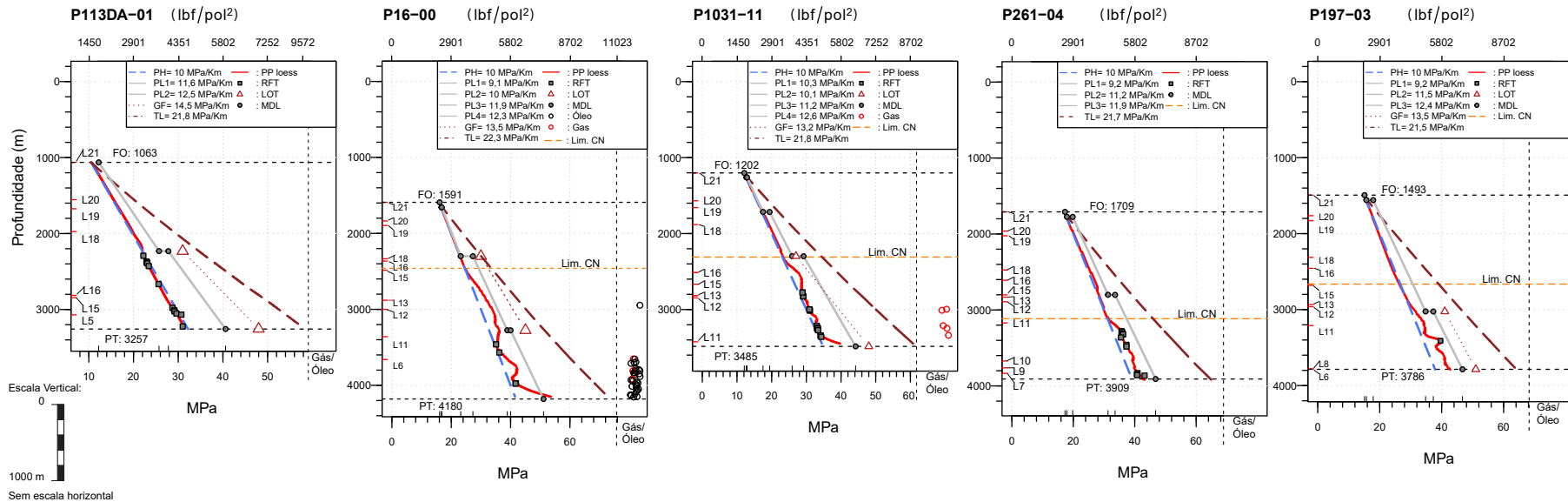


Figura 4.15 – Pressões de poro e tensões de sobrecarga nos poços com subcompactação no corte D0-D1. PH: Taxa de mudança da pressão hidrostática com a profundidade. PL1: Taxa de mudança da pressão da lama com a profundidade no primeiro intervalo da sequência sedimentar perfurada. GF: Taxa de mudança da pressão de fratura com a profundidade. TL: Taxa de mudança da tensão litostática ou de sobrecarga, S_v , com a profundidade. PPloess: Pressão de poro suavizada mediante regressão loess. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção ou de integridade da rocha. MDL: Pontos de mudança da pressão da lama durante a perfuração. Óleo e Gás: Pontos onde foram citados nos relatórios indícios de óleo ou gás. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total.

Código	Plataforma continental							Talude continental							Sopé cont.		Min.	Max.						
	P0001A-68	P0011-71	P0066-81	P0105-92	P0007-70	P0031-75	P119-01	P173-02	P113DA-01	P16-00	P111A-01	P1031-11	P252-03	P189-03	P261-04	P197-03			P214-03	P224-03	P1131-12	P978-11		
L34		0,7	1,3	1,1	1,7	1,1		1,2														0,7	1,3	
L33																								
L32																								
L31																								
L30																								
L29																								
L28		0,9					1,5	6,8														0,9	6,8	
L27																								
L26																								
L25																								
L24																								
L23		3,0	6,1	4,7	5,1	5,7		6,8														3,0	6,8	
L22																								
L21		3,7	6,1	9,1	10,2	7,2	9,5	8,8	15,5	18,3	11,7	15,8	16,6	14,3	19,8	17,6	20,2	29,1	38,0	36,3		3,7	38,0	
L20		4,6	6,2	12,3	13,9	9,0	11,1	9,8	16,8	18,9	12,9	16,4	17,3	15,1	20,4	18,1	20,9					4,6	20,9	
L19		8,6	6,2	14,4	16,3	10,2	14,1	13,7	19,8	23,3	22,4	19,2	22,8	16,6	25,3	22,5	26,0					6,3	26,0	
L18		9,4	6,3	17,1	19,6	16,7	21,0	20,5	26,9	23,6	23,7	27,5	24,7	22,0	27,0	23,9	26,4	29,9	39,3	37,1		6,5	39,3	
L17																								
L16		9,9	6,5			20,7	25,8		27,2	24,8	25,2	28,8	26,4	23,4	28,3	26,3	29,7	33,0	49,2	37,8		6,6	49,2	
L15							29,4	28,8	29,8	31,8	34,1	29,1	27,8	31,0	28,6	30,0	35,7	36,8				27,9	39,6	
L14																								
L13		-0,0	6,6			22,0	30,7	28,9		33,8	33,2	29,4	28,8	32,2	29,2	30,2	37,0			44,0		6,6	44,0	
L12							33,7	33,9		36,4	32,5	37,8	34,2	35,9	32,8	34,4	38,6		50,2	47,1		32,5	50,2	
L11							36,0			39,1	43,2	39,7	40,3	42,2	39,7	42,6	41,4		58,1	53,1		36,0	58,1	
L10												40,3		40,1					61,4	54,0		40,1	61,4	
L9		0,73					36,0							41,0					55,0	36,0		36,0	54,7	
L8												40,4			42,7				57,0	40,4		40,4	56,7	
L7								34,6						42,7					76,5	34,6		34,6	76,5	
L6									53,6	NA		40,3	42,3		42,7				70,0	40,3		40,3	69,5	
L5			16,8		27,4				31,2	NA									83,1	83,4		16,8	83,4	
L4			26,6	26,8	33,3																	26,6	26,8	
L3																								
L2																								
L1			27,2	27,0	34,5																	27,0	27,2	
C																								
Min.	0,0	0,7	1,3	1,1	1,7	1,1	6,8	1,2	15,5	18,3	11,7	15,8	16,6	14,3	19,8	17,6	20,2	29,1	38,0	36,3				
Max.	0,7	9,9	27,2	27,0	34,5	22,0	36,0	34,6	31,2	53,6	43,2	39,7	40,4	42,3	42,7	42,7	41,4	36,8	83,1	83,4				

Figura 4.16 – Pressões de poro máximas encontradas nas unidades cronoestratigráficas atingidas pelos poços estudados. As estatísticas cruzadas Min., e Max. correspondem às magnitudes mínimas e máximas dentre as pressões de poro máximas estimadas.

4.5 PRESSÕES DE PORO ESTIMADAS NAS FORMAÇÕES GEOLÓGICAS NA ÁREA DE ESTUDO

Em termos gerais, as máximas pressões de poro nos poços da área de estudo foram encontradas nas unidades sedimentares com idades de finais do Cretáceo Inferior, e inícios do Cretáceo Superior (L5-L11). As menores foram encontradas nas unidades do Mioceno e o Quaternário (Fig. 4.16).

Na plataforma continental as magnitudes máximas foram perfuradas no poço P119-01, com 36 MPa nas unidades geológicas do Cretáceo Superior (i.e. L11, Campaniano), seguidas de perto pelas encontradas nos poços P173-02 e P0007-70, com magnitudes de ~ 34,5 MPa. No talude elas foram encontradas nas unidades sedimentares da parte superior do Cretáceo Inferior, perfurada pelo poço P16-00 com magnitudes de 53,6 MPa. No sopé, as grandezas maiores foram perfurados pelos poços P978-11 e P1131-12 com magnitudes de ~ 83 MPa (Fig. 4.16).

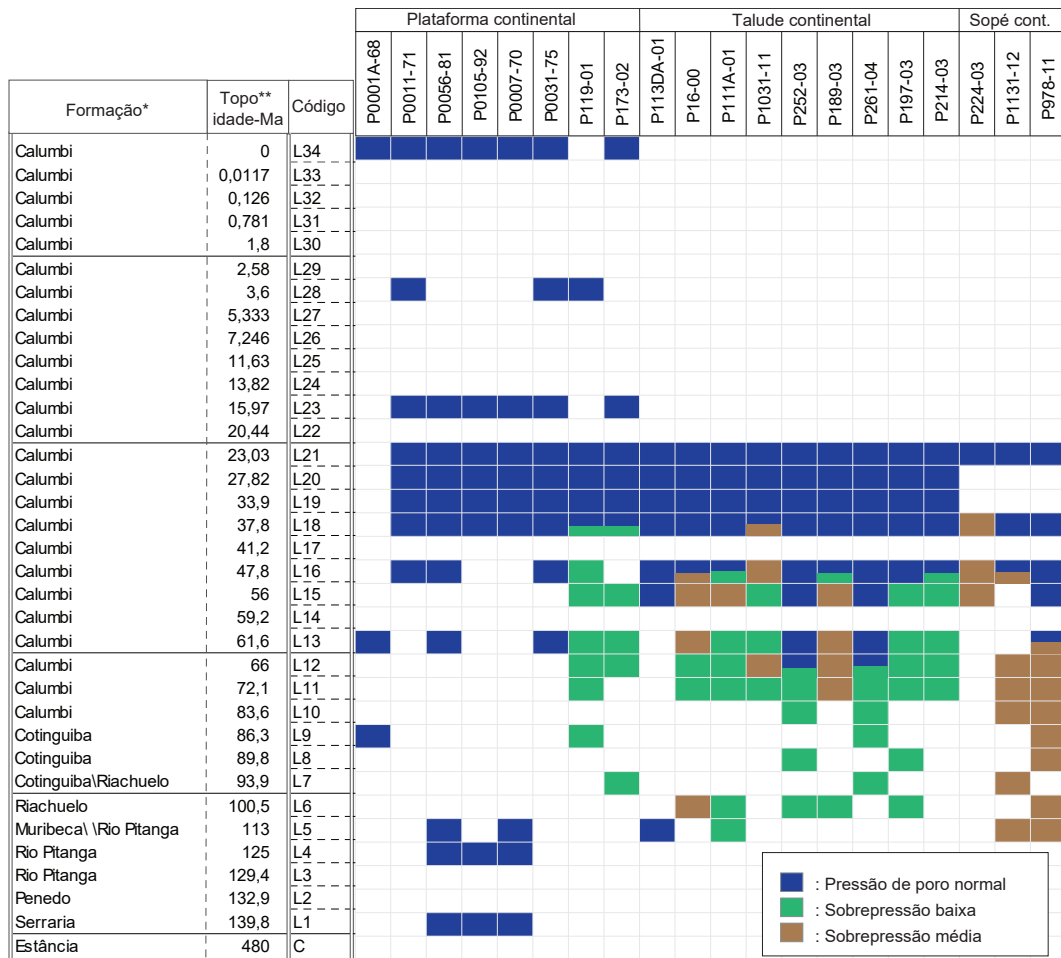


Figura 4.17 – Classificação das pressões de poro nas unidades geológicas perfuradas pelos poços analisado. As idades e formações geológicas foram definidas segundo a Comissão Internacional de Estratigrafia-ICS em Cohen et al., 2013, e a carta estratigráfica de Campos-Neto et al., 2007.

Para aqueles trechos dos poços, com regime mistos, onde as pressões de poro foram consideradas em sobrepressão, a relação porcentual das magnitudes das pressões de poro em referência as tensões litostáticas médias permitiu lhes classificar em regimes com sobrepressões baixas e médias. Para os trechos onde a pressão de poro resultou igual ou próxima à hidrostática, elas foram classificadas como pressões de poro com regime normal (Fig. 4.17).

Na plataforma continental foram encontradas pressões de poro normais seguidas de sobrepressões baixas nos poços P119-01 e P173-02 a partir de L18 (i.e. Bartoniano), as quais estenderam-se desde a Formação Calumbi até as partes mais inferiores dos poços nas formações Cotinguiba, Cotinguiba \ Riachuelo (Fig. 4.17).

No talude, condições similares à anterior foram encontradas nos poços P252-03,

P261-04, P197-03, e P214-03, onde as sobrepressões baixas atingiram até o fundo dos poços nas camadas sedimentares que vão desde a Formação Calumbi até a Formação Riachuelo. No entanto, os poços P16-00, P111A-01, P1031-11, e P189-03, apresentaram inicialmente pressões de poro normais seguidas por sobrepressões baixas e médias. As médias, foram encontradas preferencialmente nas unidades da Formação Calumbi do Cretáceo Superior e de uma boa parte do Paleógeno, e as baixas na Formação Cotinguiba, na base do poço. No sopé, as pressões de poro mudaram de normais a sobrepressão média. Nos poços P1131-12, e P978-11, estas se estenderam desde as unidades geológicas da Formação Calumbi do Paleógeno, até o final do poço, atingindo as Formações Riachuelo e Muribeca (Fig. 4.17).

Por outro lado, não foram identificadas sobrepressões altas nas unidades geológicas perfuradas. Porém, nos poços do sopé alguns níveis alcançaram porcentagens de pressão de poro iguais ou maiores a 80% da tensão de litostática, mas menores a 90%, o que poderia ser considerado uma transição do regime médio para o alto. Tal é caso do poço P1131-12, onde essas porcentagem foram encontrados durante o L16 e o L7. Ou no poço P978-11 durante o L5 e o L6 (Figs. 4.17, 4.13).

Desde uma perspectiva das épocas geológicas das sucessões sedimentares perfuradas, as amplitudes estatísticas foram-se reduzindo e diminuindo-se suas magnitudes desde o Cretáceo até o Quaternário. Na sucessão sedimentar do Cretáceo Inferior, as magnitudes percorreram desde ~ 5 MPa até ~ 85 MPa. No Cretáceo Superior na amplitude entre ~ 27 MPa e ~ 77 MPa. No Paleoceno entre ~ 5 MPa e ~ 45 MPa, mas com uma continuidade maior no intervalo desde ~ 20 MPa até os ~ 45 MPa (Fig. 4.18).

No sucessão eocênica as amplitudes foram encontradas entre ~ 5 MPa e ~ 50 MPa, entanto que as oligocênicas no intervalo $\sim 2,5$ MPa até ~ 40 MPa. Nas camadas miocênicas e quaternárias as magnitudes se encontraram entre $\sim 0,7 \sim 10$ MPa (Fig. 4.18). No entanto, ao definirem-se as amplitudes das pressões de poro nesses intervalos, o grau de estabilidade ao redor da linha de ajuste linear (i.e. constância da taxa) não foi igual para as épocas desde o Cretáceo Inferior até o Holoceno (Fig. 4.19).

Assim, as estimativas para cada época analisada, sugeriram que a taxa de variação das pressões de poro com a profundidade, tornou-se mais hidrostática na medida que as épocas foram mais recentes, especificamente para o lapso Cretáceo Inferior-Mioceno. Porém, para as sucessões do Mioceno, o Plioceno, e o Holoceno os dados foram insuficientes. No entanto, para o Mioceno, os dados disponíveis sugerem taxas constantes na variação da pressão de poro com a profundidade (Fig. 4.19).

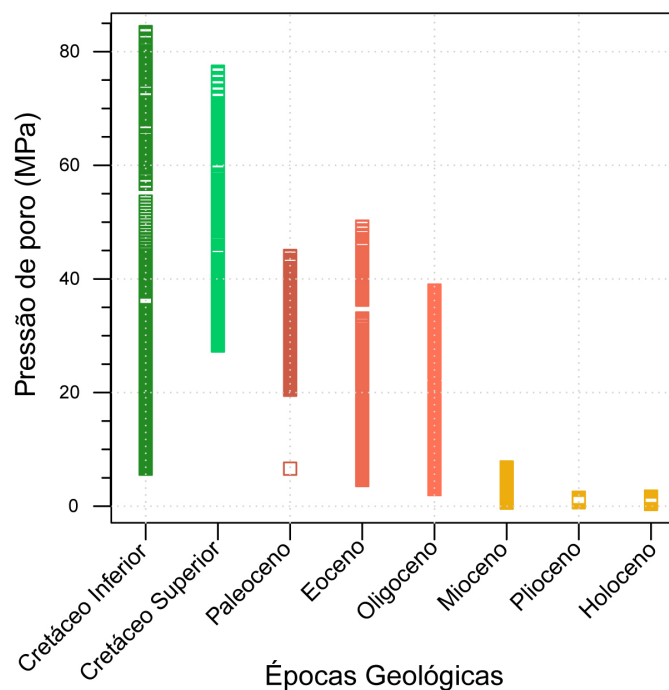


Figura 4.18 – Amplitudes estatísticas das pressões de poro nas diferentes épocas geológicas da sucessões sedimentares perfuradas na área de estudo .

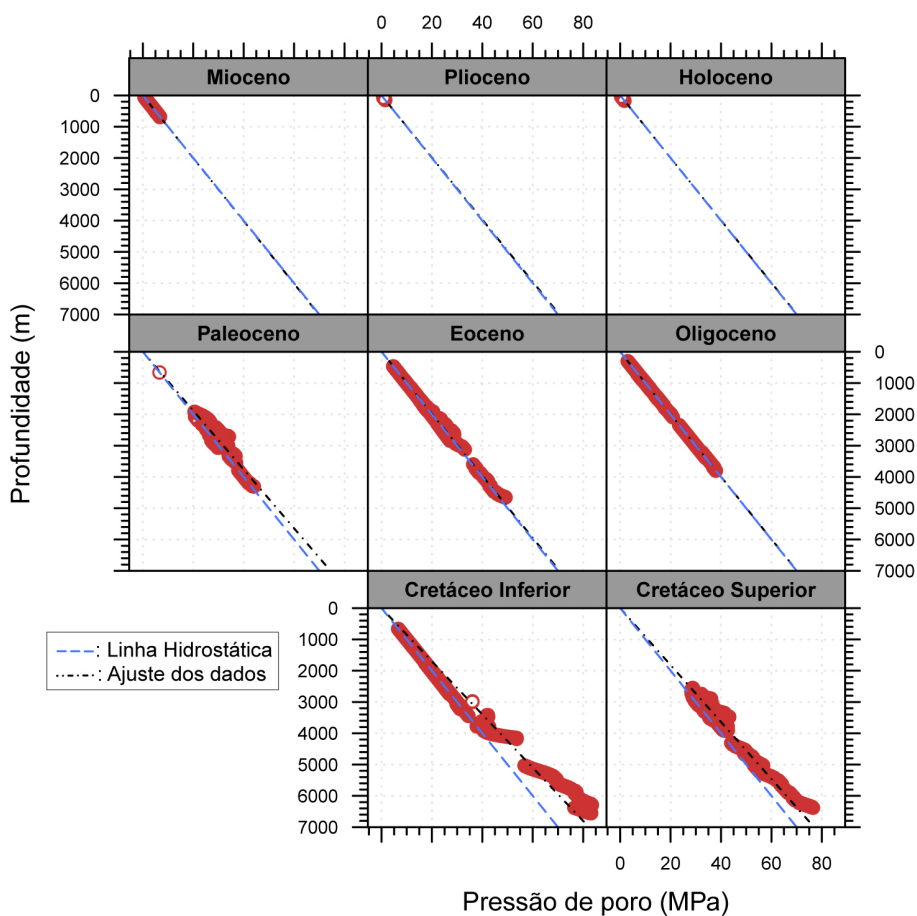


Figura 4.19 – Relações das pressões de poro, para cada uma das épocas geológicas das sucessões perfuradas, com a profundidade.

Especificamente, as pressões de poro das sucessões sedimentares do Cretáceo Inferior sugerem taxas constantes entre o intervalo ~ 600 m e os ~ 3000 m. Porém, as variações são notáveis desde ~ 3000 m até ~ 4200 m, e desde ~ 5000 m até ~ 6600 m. As camadas do Cretáceo Superior apresentam dois grupos no comportamento das taxas. O primeiro entre ~ 2200 m e ~ 4000 m e o segundo entre ~ 4200 m e ~ 6200 m. No primeiro, as variações ao redor da linha são maiores do que no segundo grupo. No entanto, para este o afastamento da média dos dados totais é considerável (Fig. 4.19).

Para as sucessões paleocênicas e eocênicas observou-se uma maior estabilidade. Porém, nas primeiras notou-se maior variabilidade do que nas segundas. Diferente ao Oligoceno e Mioceno, onde o comportamento hidrostático foi notável, e onde as linhas de ajuste estiveram superpostas (Fig. 4.19).

Em direta relação com os resultados apresentados na Figura 4.19 foram determinadas as pressões de poro de cada uma das formações geológicas definidas para a área de estudo. Isto é, para as formações Serraria, Rio Pitanga, Muribeca, Riachuelo, Cotinguiba e Calumbi (Figs. 4.20, 4.1).

As pressões de poro das formações Serraria e Rio Pitanga no Cretáceo Superior apresentaram um comportamento ajustado ao regime hidrostático. Enquanto que a primeira, as estimativas estiveram na amplitude entre ~ 10 MPa e ~ 30 MPa. Na segunda, resultou entre ~ 25 MPa e 35 MPa, e na Formação Rio Pitanga entre ~ 15 MPa e 35 MPa. (Fig. 4.20).

Para a Formação Muribeca, já na parte superior do Cretácico Inferior, as pressões da formação estimadas apresentaram dois comportamentos. O primeiro, entre as profundidades de ~ 600 m e 3400 m, sugerem regimes hidrostáticos, com magnitudes entre ~ 5 e 35 MPa. O segundo comportamento notou-se entre aproximadamente as profundidades de 5400 m e 6600 m, com magnitudes próximas entre os 65 MPa e 85 MPa, e com afastamento notável do regime hidrostático (Fig. 4.20).

A Formação Riachuelo, na transição do Cretácico Inferior para o Superior, foi perfurada entre as profundidades aproximadas de 3000 m e 6000 m. Nas profundidades iniciais, próximas ao 3000 m, as pressões na formação resultaram próximas das hidrostáticas. Porém, elas se afastam deste regime, apresentando magnitudes aproximadas entre os 45 MPa e 80 MPa. A Formação Cotinguiba, foi perfurada entre as profundidades aproximadas dos 3000 m e 5000 m. As pressões de formação foram estimadas entre aproximadamente os 35 e 60 MPa, com um afastamento, em geral, do regime hidrostático (Fig. 4.20).

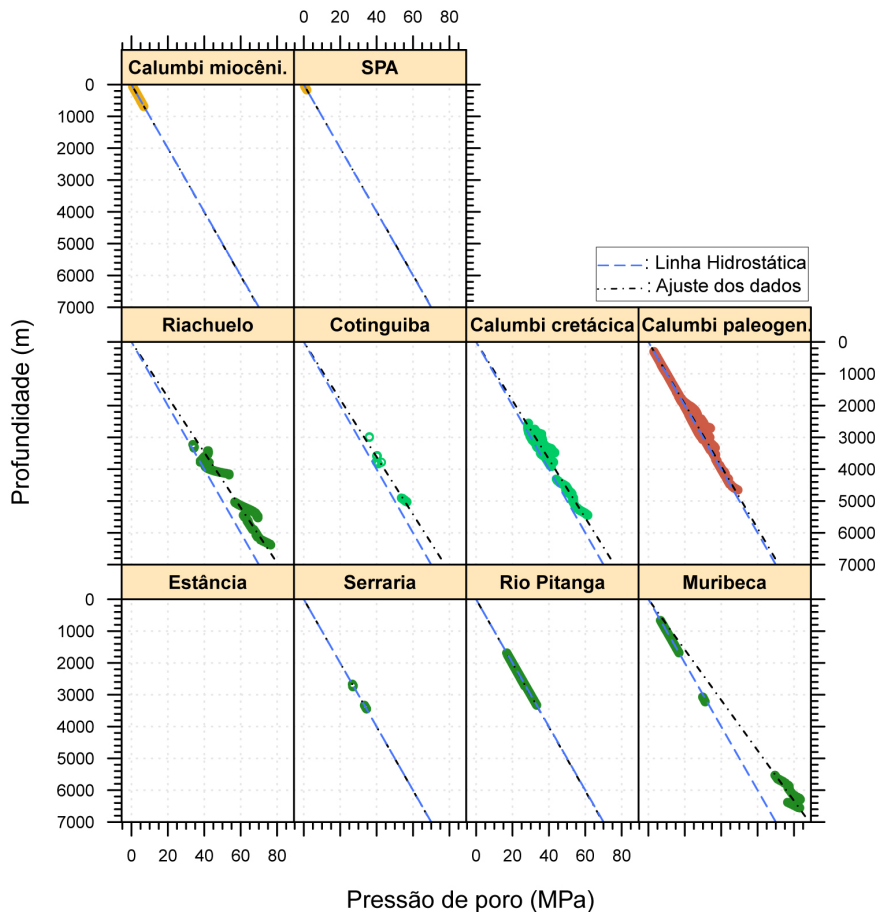


Figura 4.20 – Pressões de poro estimadas para cada uma das formações definidas na área de estudo. A formação Calumbi foi analisada para sua parte cretácica, paleocênica e miocênica. SPA: Sedimentos de praia no Quaternário.

A Formação Calumbi, foi analisada para suas porções do Cretácico Superior, Paleógeno e Mioceno. A porção do Cretáceo Superior foi perfurada entre as profundidades aproximadas ao intervalo entre 2400 m e 5600 m. As magnitudes estimadas estiveram no intervalo dos 25 MPa até os 65 MPa, com um comportamento com tendência a se afastar do regime hidrostático (Fig. 4.20).

A porção da Formação Calumbi paleocênica (i.e. Paleoceno-Oligoceno), foi atingida nas perfurações entre profundidades que foram desde aproximadamente os 150 m até os 4800 m, e com magnitudes de pressões de poro entre 5 MPa e 45 MPa. Na primeira parte desse intervalo foi observado um comportamento próximo ao hidrostático. No entanto, entre aproximadamente os 1800 m e os 3000 m, notou-se um incremento na perturbação das pressões de poro, o qual posteriormente se aproxima novamente ao hidrostático (Fig. 4.20).

O Calumbi miocênico foi perfurado entre as profundidades aproximadas dos 15 m e

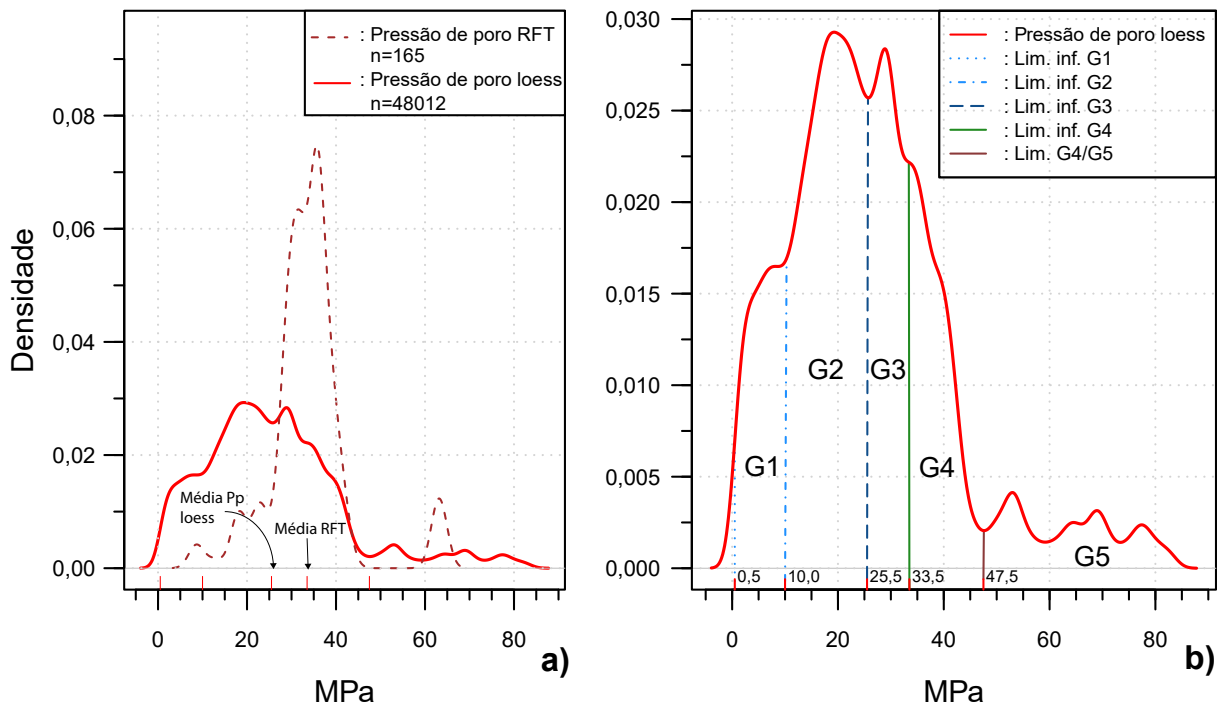


Figura 4.21 – Agrupamento das pressões de poro encontradas na área de estudo segundo as mudanças das densidades estatísticas das pressões de poro estimadas e suavizadas mediante loess. Pp: Pressão de poro. G1: Grupo 1. a) Pressões de poro estimadas superpostas as pressões de poro obtidas mediante RFT. b) Agrupamentos das pressões de poro segundo as mudanças nas densidades estatísticas.

800 m. Nesse intervalo foram encontradas pressões de poro que não ultrapassaram os 10 MPa, e que se ajustaram as pressões de um regime hidrostático. Os sedimentos denominados de SPA, corresponderam a aquelas acumulações quaternárias. Porém, foram poucos os dados disponíveis para determinar o comportamento das pressões de poro presentes neles (Fig. 4.20).

Os resultados das estimativas refinaram o espectro das pressões de poro atuantes nas Sub-bacia de Sergipe. Os resultados das densidades estatísticas das pressões de poro obtidas nas rochas arenosas mediante RFT apresentaram a média e mediana maiores que aquela obtidas das estimativas mediante Eaton suavizado. A média das pressões de poro RFT resultou em 33,8 MPa, e a mediana em 33,20 MPa. Entanto que a média das pressões de poro estimadas foi de 25,8 MPa, e a mediana de 24 MPa. Por outro lado, os valores maiores obtidos mediante RFT foram de 64,20 MPa, enquanto que as máximas obtidas mediante estimativas foi de 83,44 MPa.

De maneira geral, e desconsiderando temporalmente as relações espaciais, as mudanças das densidades estatísticas das pressões de poro estimadas sugerem agrupamentos, que de alguma maneira são refletidos igualmente nas mudanças das densidades dos dados RFT. Desta forma, e baseados nas feições de alguns pontos próximos aos de in-

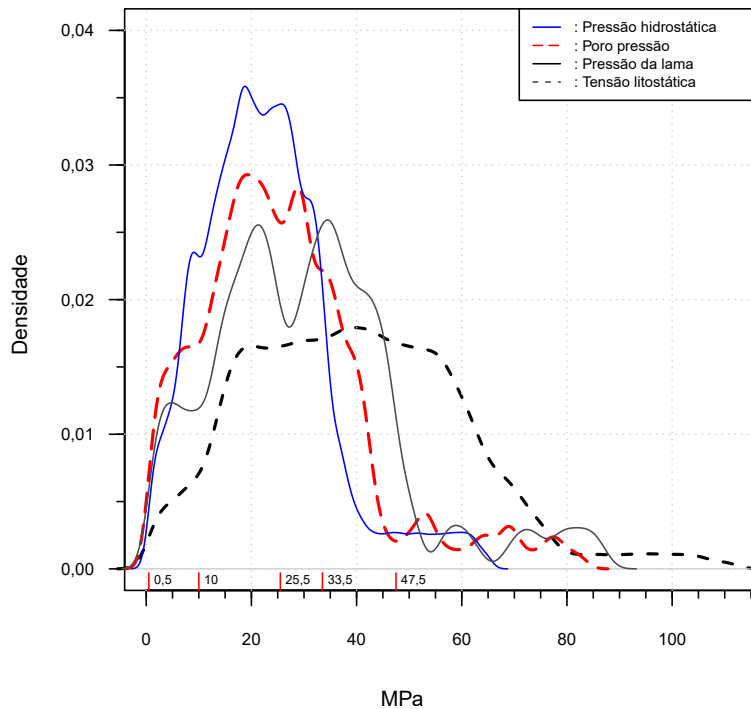


Figura 4.22 – Densidades estatísticas das tensões litostáticas e das pressões hidrostáticas, da formação (pressões de poro), e da lama de perfuração.

flexão, ou de mínimos locais, as pressões de poro estimadas podem se aglomerar em 5 grupos. O primeiro, G1, com magnitudes no intervalo [0,5-100) MPa. O G2 no intervalo [10-25,5) MPa, o G3 entre [25,5-33,5). G4 entre [33,5-47,5), e o grupo G5 entre [47,5-83,4] MPa (Fig. 4.21).

Foi observado, nos gráficos das densidades estatísticas, como as pressões de poro reproduziram em algum grau as feições das pressões hidrostáticas. Mas também, como as pressões da lama utilizadas para manter a estabilidade dos poços, reproduziram as feições das pressões de poro nas sucessões sedimentares (Fig. 4.22).

Notou-se que as densidades estatísticas das pressões hidrostáticas, das pressões na formação e na lama de perfuração, sucediam-se uma atrás a outra. Assim os grupos G1, G2, G3, G4 e G5 definidos anteriormente, poderiam-se estabelecer respectivamente para cada delas, mas para magnitudes limites de grupo cada vez maiores. Não obstante isso, tanto para as pressões hidrostáticas, quanto para as das formações geológicas e das lama de perfuração, cada uma delas apresentou sua primeira moda estatística, das duas, dentro do intervalo do G1, em aproximadamente os 20 MPa (Fig. 4.22).

Por outro lado, as tensões litostáticas apresentaram mudanças sutis que permitiriam definir vários grupos. No entanto, elas mostraram maior homogeneidade nas suas densidades. Em termos gerais, um primeiro grupo pôde ser definido até os 20 MPa. Um

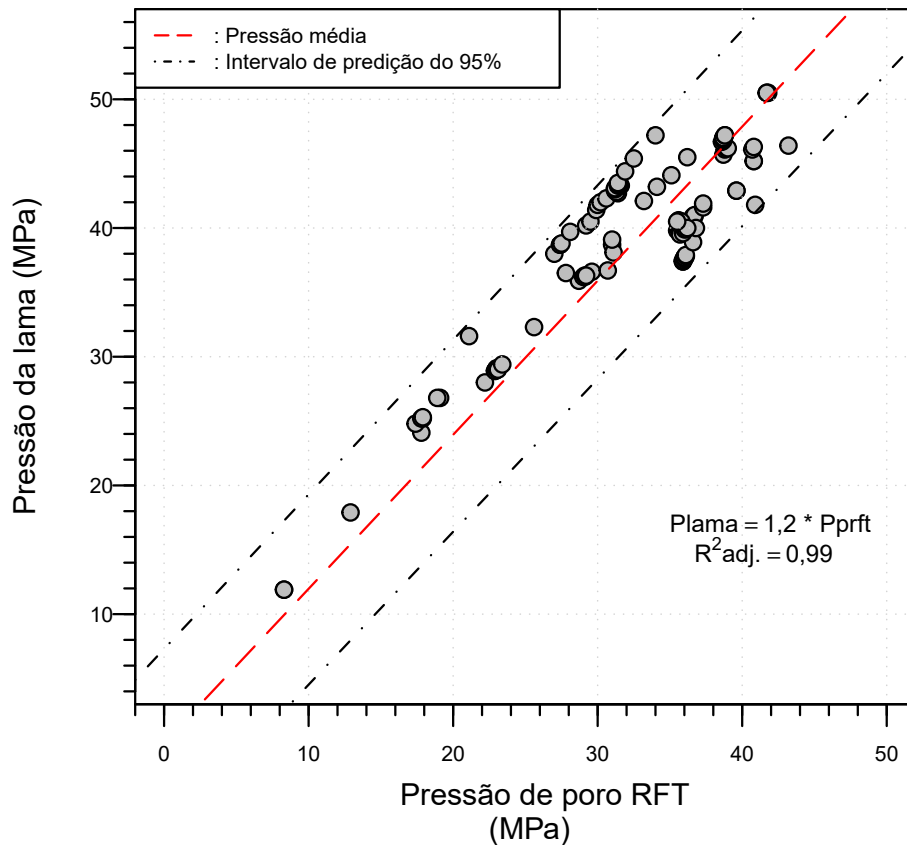


Figura 4.23 – Relação estatística das pressões de poro RFT e das exercidas pela lama de perfuração. Não foram incluídas as dos poços P978-11 e P1131-12.

segundo, entre os 20 MPa e os 55 MPa. Um terceiro entre os 55 MPa e os 80 MPa, e o quarto para tensões maiores aos 80 MPa (Fig. 4.22).

Em um modelo de regressão linear, com intervalo de predição do 95%, foi observado uma alta relação entre as pressões de poro medidas com o RFT e as pressões exercidas pela lama de perfuração no momento do teste. Nessa relação não foram incluídas as magnitudes dos RFT obtidas nos poços P978-11 e P1131-12, devido a que não se encontraram nos relatórios o peso da lama medido no instante do teste dos RFT. No entanto, notou-se que uma mudança em dez (10) MPa nas pressões de poro médias RFT, produziram uma mudança de 12 MPa nas pressões da lama exercidas na sucessões sedimentares (Fig. 4.23).

Por outro lado, observou-se que as pressões de poro RFT medidas até aproximadamente os 36 MPa encontraram-se limitadas pelo intervalo entre o valor médio de pressão estimado e o limite superior de intervalo de predição. Entanto que para magnitudes maiores aos 36 MPa, os valores localizaram-se entre a linha de pressão média e o limite inferior do intervalo de predição do 95% (Fig. 4.23).

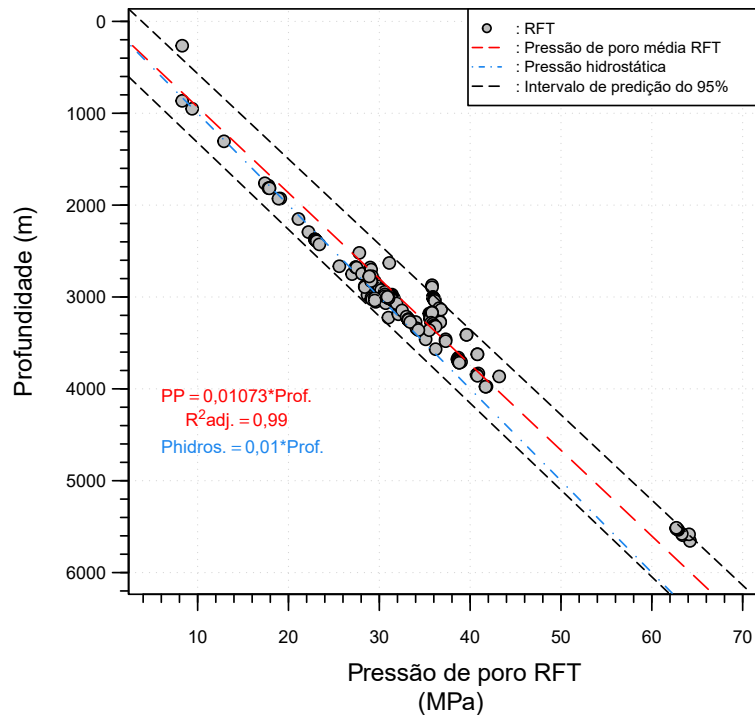


Figura 4.24 – Relação das pressões de poro RFT obtidas nos poços estudados com a profundidade. Número de amostras RFT=165.

Considerando integralmente as profundidades de perfuração nos poços analisados, encontrou-se no modelo de regressão linear uma alta correlação entre as pressões de poro RFT obtidas em todos os poços com a profundidade. A relação do modelo mostrou que por cada variação de 100 metros na profundidade, as pressões de poro nas rochas arenosas acrescentou-se aproximadamente 1.1 MPa. Igualmente mostrou, com um 95% de probabilidade, que para uma profundidade dada, as magnitudes das pressões de poro poderiam-se encontrar entre aproximadamente 4,1 MPa acima ou abaixo do valor médio (Fig. 4.24).

Os dados do modelo sugerem que até aproximadamente os 2500 m, as pressões de poro nas areias encontraram-se no intervalo entre o valor médio estimado e o limite inferior de predição, seguindo o comportamento hidrostático. Isto com exceção do primeiro valor na Figura 4.24, cujas magnitudes excederam, por fatores desconhecidos, o intervalo de predição superior em uma amostra do poço P173-02.

Entre aproximadamente 2500 m e 4000 m, as pressões de poro mostraram dois tipos de comportamento. O primeiro correspondeu a aquelas amostras de RFT que ajustaram-se ao intervalo entre o valor médio e a banda de predição inferior, já não seguindo completamente a linha média do regime hidrostático, mas sim oscilando ao redor dela (Fig. 4.24).

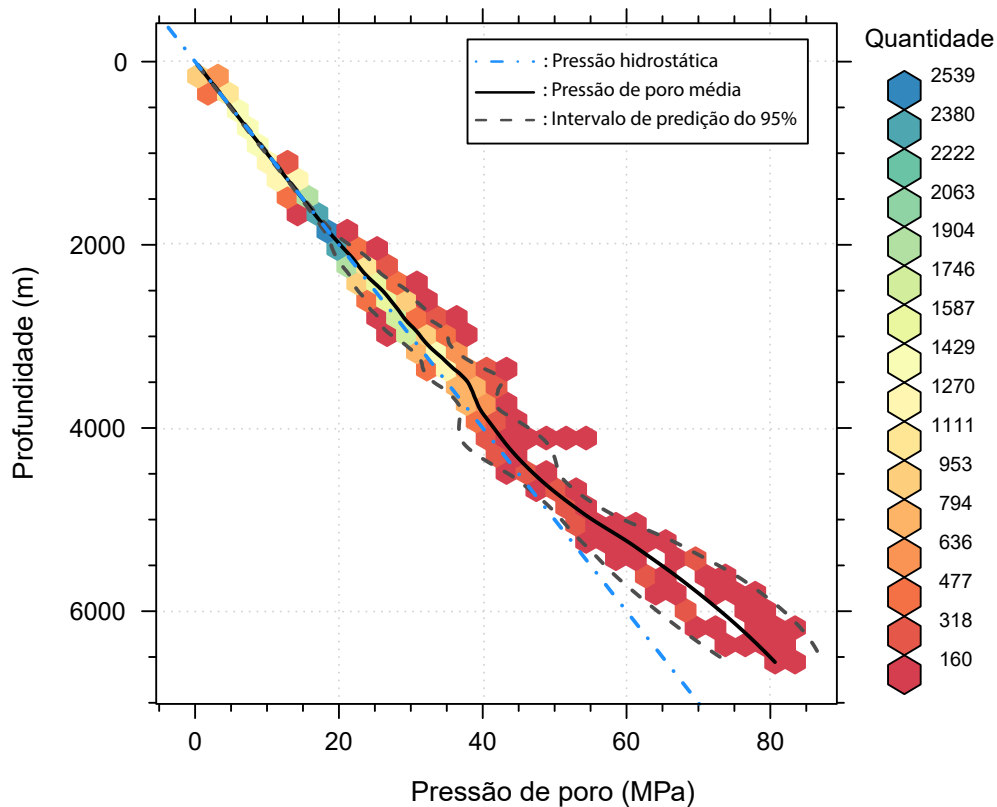


Figura 4.25 – Relação das pressões de poro totais estimadas com a profundidade. Gráfico hexabin. Número de amostras totais= 48012.

O segundo comportamento no trecho 2500 m-4000 m, amostrou aquelas magnitudes no intervalo entre o valor médio das pressões de poro e a banda superior, com alguns poucos valores excedendo a banda. Dos 4000 m e os 6200, o modelo é determinado pelos dados RFT nos poços P978-11 e P1131-12. No modelo, as magnitudes foram localizadas na borda da banda superior de predição (Fig. 4.24).

A relação entre a profundidade com as pressões de poro totais, ou seja aquelas estimadas tanto para camadas arenosas como argilosas tipo folhelho, apresentou certas similaridades com aquelas apresentadas anteriormente. As pressões de poro totais médias apresentaram um comportamento bem confinado desde ~ 0 até aproximadamente os 2000 m de profundidade. Nesse trecho, se apresentaram as maiores concentrações de dados como é indicado pela quantidade de dados contidos nos hexágonos azuis, verdes, e amarelos, e onde os dados seguiram uma tendencia constante, ajustada à linha da pressão hidrostática (Figs. 4.24, 4.25)

Desde os 2000 m até aproximadamente 3500 m, os dados começaram a se afastar da linha de pressão hidrostática, mas seguiram a pressão de poro média na regressão loess com uma taxa de 1.1 MPa por cada 100 metros de profundidade, igual à definida para a relação entre as magnitudes RFT e a profundidade. No intervalo 3500 m - 5000 m, as

taxas apresentaram mudanças, diminuindo e aproximando-se à linha de pressão hidrostática, mas afastando-se nos finais do mesmo. Dos 5000 m até ~ 6500 m, as taxas das pressões de poro sugeriram aumento, afastando-se progressivamente das magnitudes hidrostáticas (Fig. 4.25).

As estimativas totais sugeriram ajustar-se a um modelo de regressão linear. Porém, as magnitudes das pressões de poro nos poços do sopé continental levaram mudanças nessa linearidade. Por tal, os intervalos de predição do modelo loess, foram em geral variáveis em cada trecho descrito (Fig. 4.25).

Desta maneira, as diferenças entre as bandas superior e inferior de predição variaram, aumentando em geral, ao longo das profundidades. Notou-se que entre aproximadamente 0 m e 2000 m as diferenças chegaram até a 5 MPa, entre 2000 m e 5000m, as diferenças estiveram entre 5 MPa e 10 MPa, e entre 5000 e aproximadamente 6600 entre 10 e 17 MPa (Fig. 4.25, Tab. 4.7).

Tabela 4.7 – Amostra das magnitudes das pressões de poro de totais estimadas mediante loess, e seus intervalos de predição do 95% de confiança. PROF.(m) : Profundidade em metros. Ppm: Pressão de poro média em MPa. Binf: Banda inferior de predição do 95% de confiança em MPa. Bsup: banda superior de predição do 95% de confiança em MPa.

PROF. (m)	Binf (MPa)	PPm (MPa)	Bsup (MPa)
1000	9,8	10,0	10,1
2500	22,6	26,1	29,5
3500	33,2	37,9	42,6
4500	43,6	47,1	50,7
6000	64,3	73,1	81,9
6500	73,0	80,0	87,0

4.6 PROCESSAMENTO DA LINHA SÍSMICA MARINHA 2D PRE-EMPILHADA VB00-17X E CÁLCULOS DAS PRESSÕES DE PORO

Os dados sísmicos da linha 2D pre-empilhada VB00-17X, do programa 0261-VB00-2D-BM-SEAL, foram obtidos durante o período desde abril até setembro do ano 2000 com as seguintes características (Tab. 4.8, Fig.1.1).

4.6.1 PROCESSAMENTO SÍSMICO

O fluxograma de processamento que melhor ajustou-se à linha pre-empilhada VB00-17X apresenta-se na Figura 4.26. Ele permitiu o melhoramento progressivo dos modelos de velocidades, e por tanto do sinal sísmico.

Tabela 4.8 – Características gerais da linha sísmica pre-empilhada 2D VB00-17X

Tipo de sísmica:	Marinha	Distância entre CDPs:	12,5 m
Tipo de fonte:	Canhão de ar	Número de Traços/registro:	553638
Formato:	SEG-Y	Número de amostras/traço:	3001
Comprimento:	87 km.	Comprimento temporal:	12000 ms
Azimute:	45°	Número de tiros:	1741
Número de canais:	318	CDPs totais:	7286
Intervalo de Amostragem:	4 ms	Distância entre tiros:	50 m
<i>Fold</i> nominal:	81	Distância entre receptores:	25 m
<i>Offset</i> maior:	8168 m	Tiros sem dados:	2
<i>Offset</i> menor:	95 m	Relatório do observador:	Não disponível

As características gerais da geometria são apresentadas na Tabela 4.8. Já para as fases do análise de velocidades, a melhor configuração encontrada para os *supergathers* foi de 15 CDPs (i.e. Pontos de Profundidade de Reflexão Comum) para combinar, com incrementos a cada 100 CDPs. Dessa forma, o número total de *supergathers* ao longo da linha VB00-17X foi de 62 (i.e. desde o *supergather* Supg-900 até o Supg-7000), cada um dos quais com uma função de velocidade própria (Fig. 1.1).

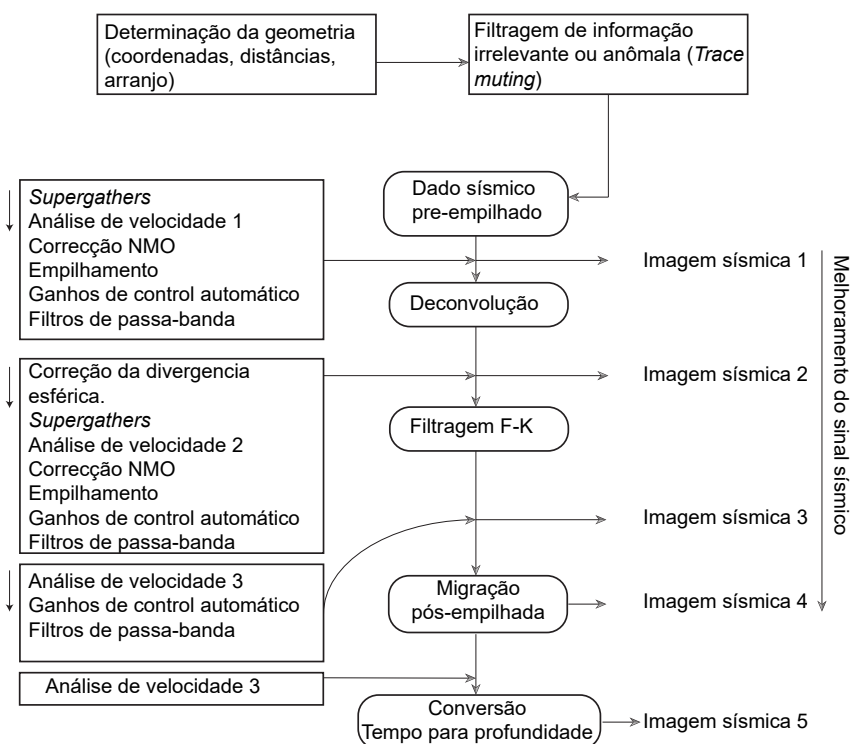


Figura 4.26 – Fluxograma do processamento sísmico da linha 2D VB-0017X.

O processamento permitiu determinar com relativa clareza a linha da função de velocidade para cada um dos 62 *supergathers*, assim como os tempos sísmicos onde as múltiplas apareceram (Fig. 4.28).

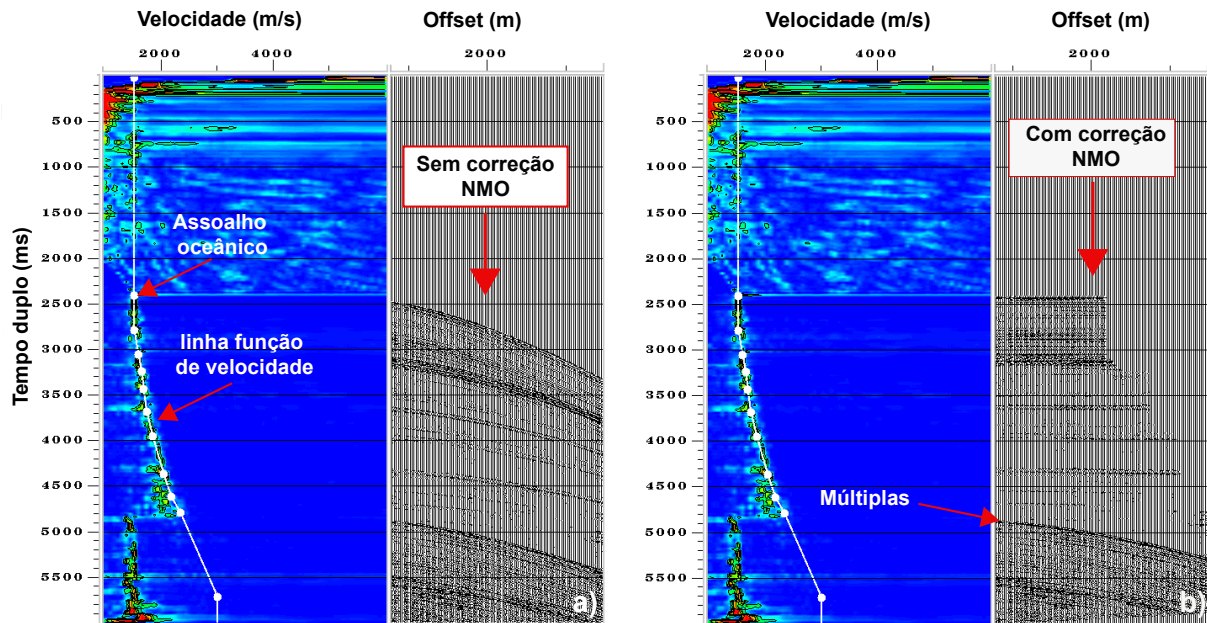


Figura 4.27 – Função de velocidade do *supergather* Supg-1300 na fase intermédia do processamento sísmico. a) Sem correção NMO. b) Com correção NMO. As múltiplas associadas ao assoalho marinho são diferenciáveis do dados com informação estratigráfica real.

Em termos gerais, os dados apresentaram boa coerência nas diferentes fases do empilhamento de cada um dos *supergathers*. No entanto, a qualidade do dado esteve afetada por fenômenos de refração e múltiplas, atenuados ao final do processamento (Fig. 4.28). Assim, durante os empilhamentos e as correções por NMO, foi observada a presença de múltiplas associadas ao assoalho ou fundo marinho cujas profundidades sob a linha variaram entre aproximadamente 2369 m para *supergather* Supg-900 e 1091 m para o *supergather* Supg-7000.

As refrações foram atenuadas consideravelmente mediante o filtro F-K tanto no dado pre-empilhado como empilhado. Na Figura 4.28, observa-se duas imagens do dado com diferentes níveis de processamento. A imagem sísmica a), em tempo duplo, da figura foi deconvolvida e empilhada. Na imagem sísmica b), em profundidade, foi aplicado todo o fluxograma de processamento da Figura 4.26.

O melhoramento do imageamento do subsolo na aplicação do fluxograma de processamento foi observado na Figura 4.28 b). Como exemplo, nos pontos 1, e 2 da parte a) da figura, marcaram-se refrações. Entanto que em esses mesmos pontos, mas parte b) da figura, as refrações apresentam-se atenuadas, tornando-se mais claros os refletos. Do ponto 3, observa-se o efeito da migração e a conversão para profundidade na imagem b), onde os refletos são menos inclinados (Fig. 4.28).

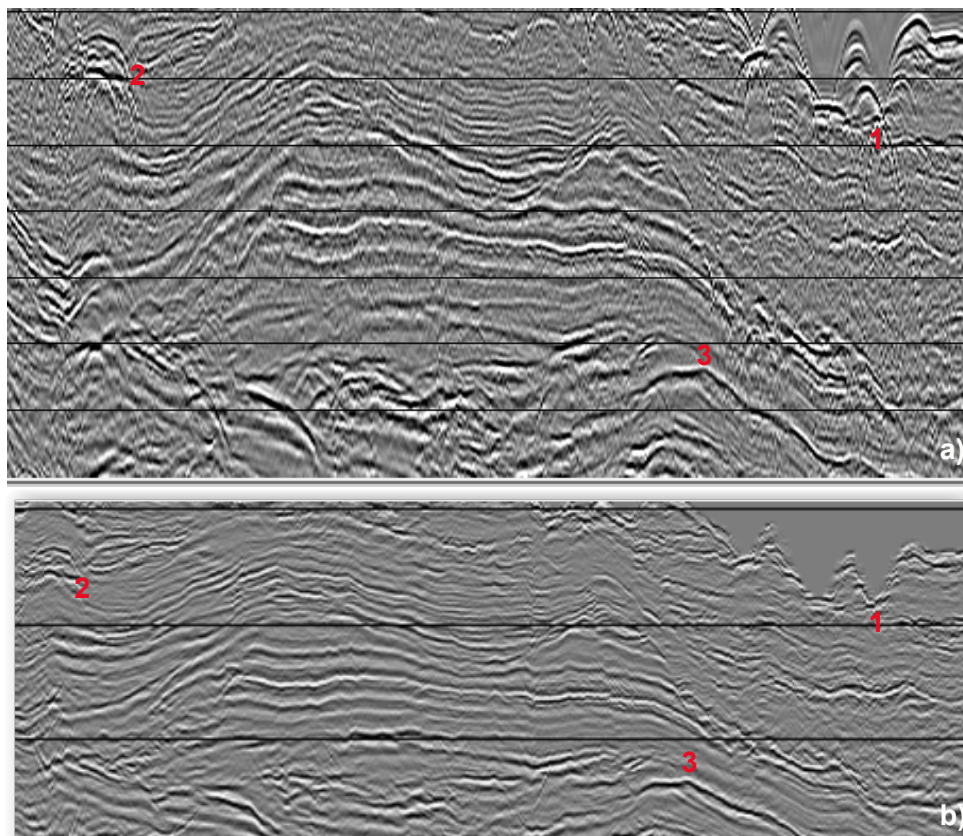


Figura 4.28 – Efeitos das fases do processamento sísmico na linha VB00-17X. a) Porção da imagem sísmica em tempo duplo, com deconvolução e empilhamento. b) Porção da imagem sísmica, em profundidade, processada completamente (Fig. 4.26). Os pontos 1, 2 e 3, são referências para comparação entre a) e b).

4.6.2 MODELOS DE VELOCIDADE SÍSMICA

Durante a construção das funções de velocidade, o processo da picagem (*picking*) das velocidades foi restrito ao padrão das velocidades intervalares encontrado nos poços P16-00, P113DA-01, P214-03, e P197-03 (Figs. 4.29, 1.1). Os dados dos VSPs desses poços sugerem uma relação linear entre a velocidade intervalar e o tempo duplo, com velocidades intervalares aproximadas no intervalo 887 m/s - 5323 m/s para tempos duplos entre 1000 ms e 6000 ms (Tab. 4.9).

As 62 funções de velocidade aplicadas respetivamente para cada *supergather* na fase final da correção NMO, assim como as velocidades intervalares associadas, são apresentados no anexo (Figs. A1.5, A1.6). Por seu lado, o campo de velocidade RMS resultante da análise indicou velocidades RMS no intervalo aproximado entre os 1500 m/s e os 3600 m/s para tempos duplos entre 0 ms e 6000 ms (Fig. 4.30).

O campo de velocidades apresentou uma estratificação com “mergulho” para o NE,

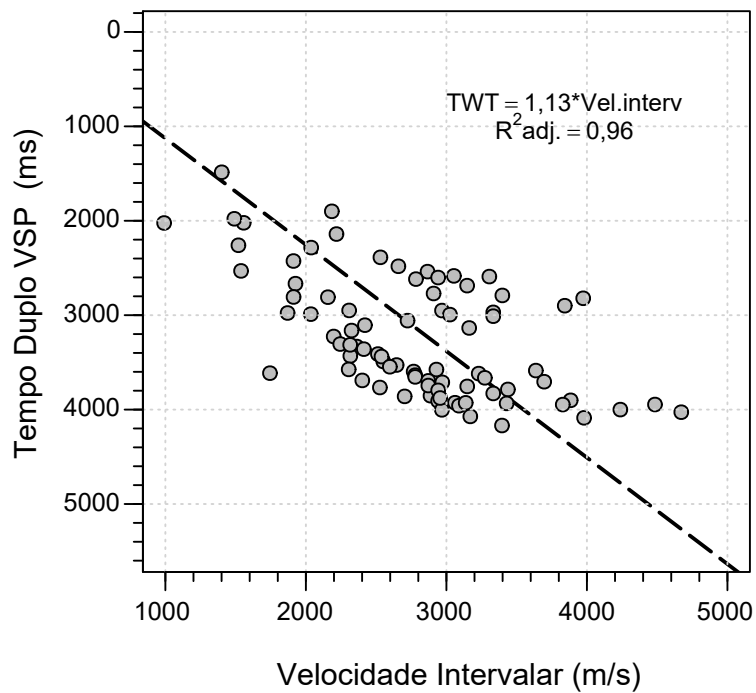


Figura 4.29 – Relação entre as velocidades intervalares e o tempo duplo, obtido dos VSPs nos poços próximos à linha VB00-17X.

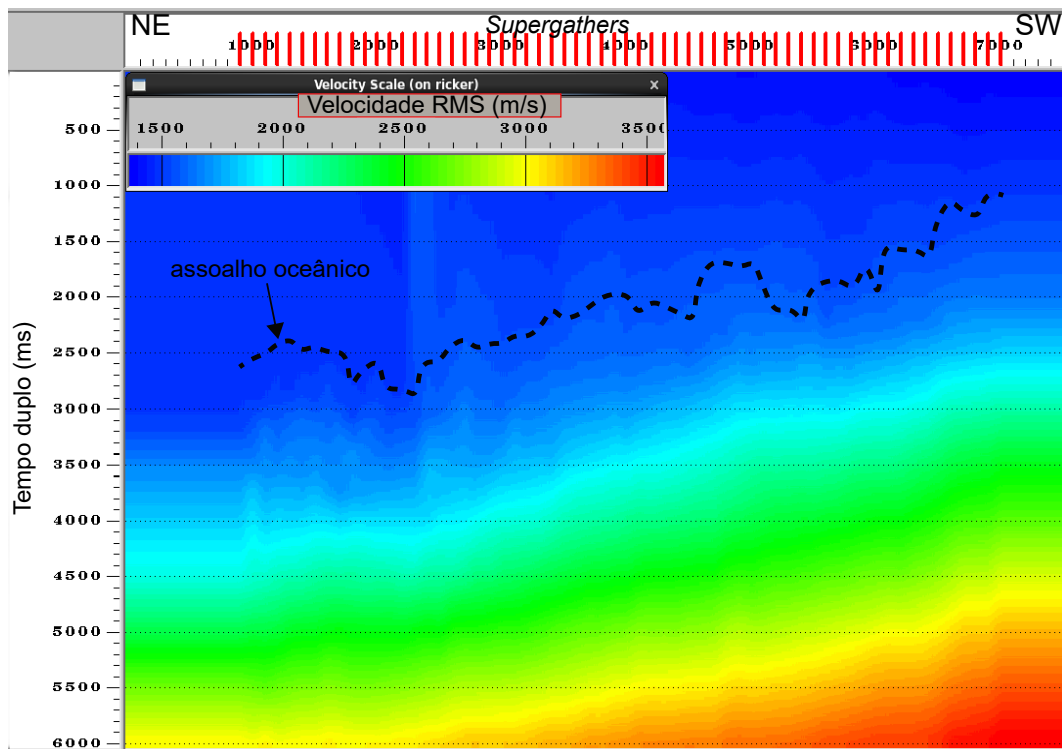


Figura 4.30 – Campo de velocidades RMS na linha VB00-17X obtidos a partir das funções de velocidade dos *supergathers*.

Tabela 4.9 – Tempos duplos e velocidades intervalares estimados dos dados VSPs nos poços próximos à linha VB00-17X.

Tempo duplo (ms)	Velocidade intervalar (m/s)
1000	887
1500	1331
2000	1774
2500	2218
3000	2661
3500	3105
4000	3549
4500	3992
5000	4436
5500	4879
6000	5323

onde o assoalho oceânico foi mais profundo. Desta forma, para os *supergathers* localizados em direção NE, as velocidades RMS próximas aos 2000 m/s e 3000 m/s, foram encontradas nos tempos duplos cerca aos 4200 ms e 6000 ms respectivamente.

Nos *supergathers* localizados para o SW, as mesmas velocidades RMS dos 2000 m/s e 3000 m/s foram encontradas, mas próximas dos tempos duplos 3200 ms e 4700 ms respectivamente (Fig. 4.30).

4.6.3 PRESSÕES DE PORO OBTIDAS A PARTIR DOS DADOS DA SEÇÃO SÍSMICA DE REFLEXÃO 2D

O tempo de trânsito para cada um dos *supergathers* foi calculado a partir das velocidades intervalares respectivas (Figs. 4.31, e A1.5 , A1.6 do anexo).

Durante a construção das funções de velocidade, os dados de alguns dos *supergathers* sugeriram mudanças com a profundidade na tendência normal da velocidades intervalares, e por tanto nos tempos de trânsito (Fig. 4.31).

As mudanças nos tempos de trânsito em alguns dos *supergathers* localizados entre o Supg-900 e o Supg-3100 foram observadas em profundidades próximas aos 2000 m e 3000 m (Fig. 4.31). As profundidades onde foram sugeridos tais mudanças, foram consideradas como níveis de alterações nos processos de compactação normal, e por tanto do gradiente das pressões de poro (Tab. 4.10).

Dos 62 *supergathers* analisados, os 12 primeiros da Tabela 4.10 indicaram anomalias na compactação. Os 50 restantes, sugeriram processos de compactação normal desde

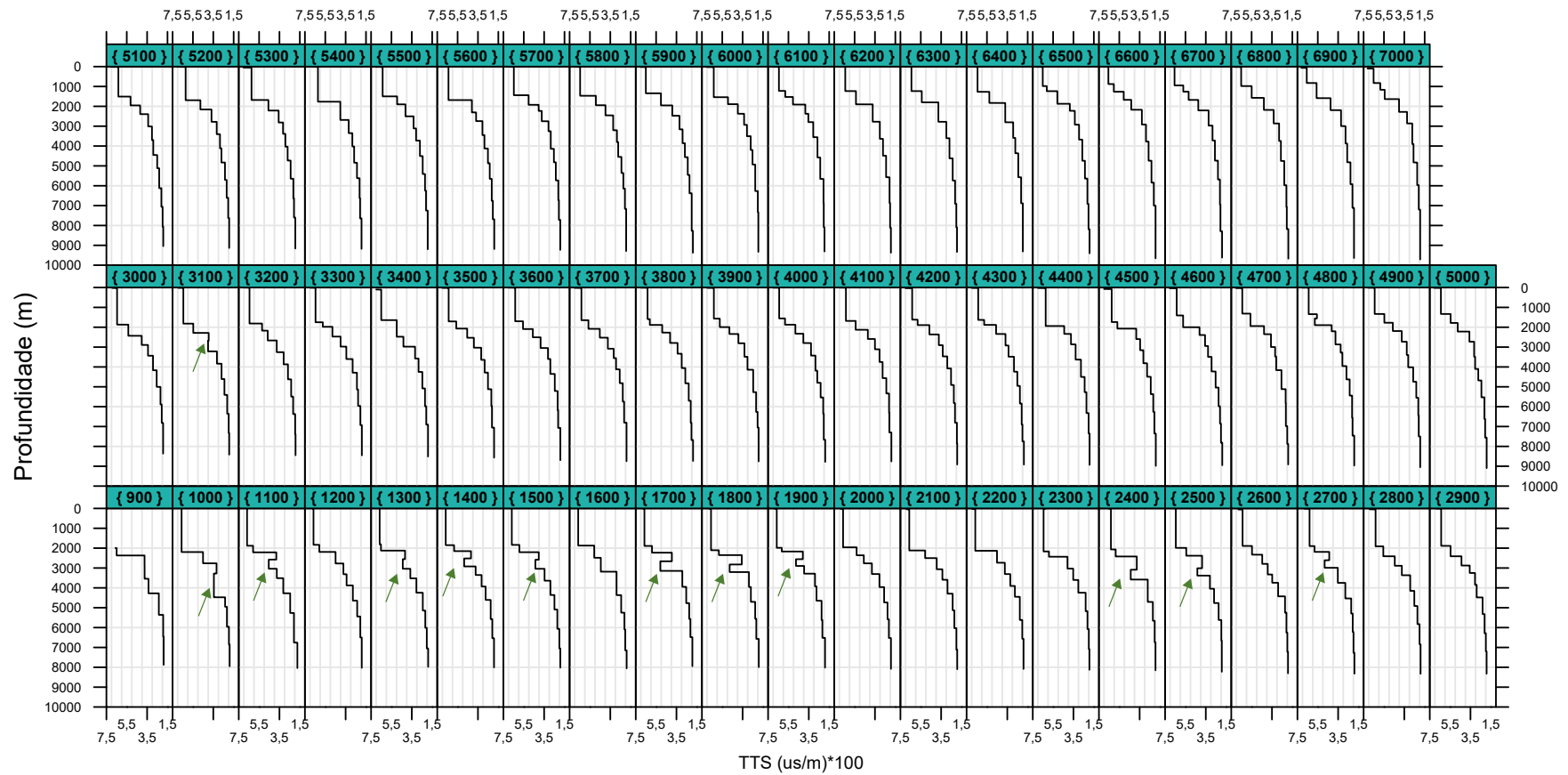


Figura 4.31 – Tempo de trânsito sísmico-TTS vs. profundidade dos *supergathers* da linha VB00-17X. As setas indicam possíveis mudanças no tendência normal dos tempos de trânsito com a profundidade.

Tabela 4.10 – Profundidades nos *supergathers* que sugerem mudança da compactação normal para subcompactação. *: *Supergathers* com compactação normal até profundidade total analisada.

<i>Supergather</i>	Profundidade (m)
Supg-1000	3276
Supg-1100	2575
Supg-1300	2555
Supg-1400	2518
Supg-1500	2583
Supg-1700	2661
Supg-1800	2822
Supg-1900	2557
Supg-2400	3086
Supg-2500	3011
Supg-2700	2608
Supg-3100	2676
Supg-4200*	5822
Supg-4700*	5829

o início até o final da profundidade analisada. Isto implicou que os *supergathers* entre o Supg-3200 e Supg-7000 tiveram pressões de poro com regime hidrostático desde o início até o fim intervalo analisado (Fig. 4.31).

Para os *supergathers* da Tabela 4.10, foram calculadas as pressões de poro. As mudanças no tempo de trânsito sísmico-TTS foram salientastes nos gráficos semilogarítmicos, nos os quais foi possível desenhar a linha de compactação normal. Na Figura 4.32, são apresentadas as linhas de compactação normal desenhada para os *supergathers* Supg-1300 e Supg-2400.

Nessa figura observa-se a mudança no tempo de trânsito sísmico naquelas profundidades onde apresenta-se o limite inferior da compactação normal. Observa-se igualmente nesses níveis o afastamento da linha de compactação normal dos dados do TTS (Fig. 4.32).

A tensão litostática exercida pela sequências estratigráficas atravessadas nos *supergathers* analisados foram calculadas baseados nas densidades das rochas perfuradas pelos poços mais próximos. Em média, as tensões foram aproximadamente de 22 MPa/km, e gradiente hidrostático de 10 MPa/km.

As pressões de poro nos 12 primeiros *supergathers* da Tabela 4.10 passaram de hidrostáticos (i.e. regime normal) para sobrepressão na queles níveis onde os dados sugeriram mudanças na compactação. Em alguns dos *supergathers*, ao se traspasar o regime hi-

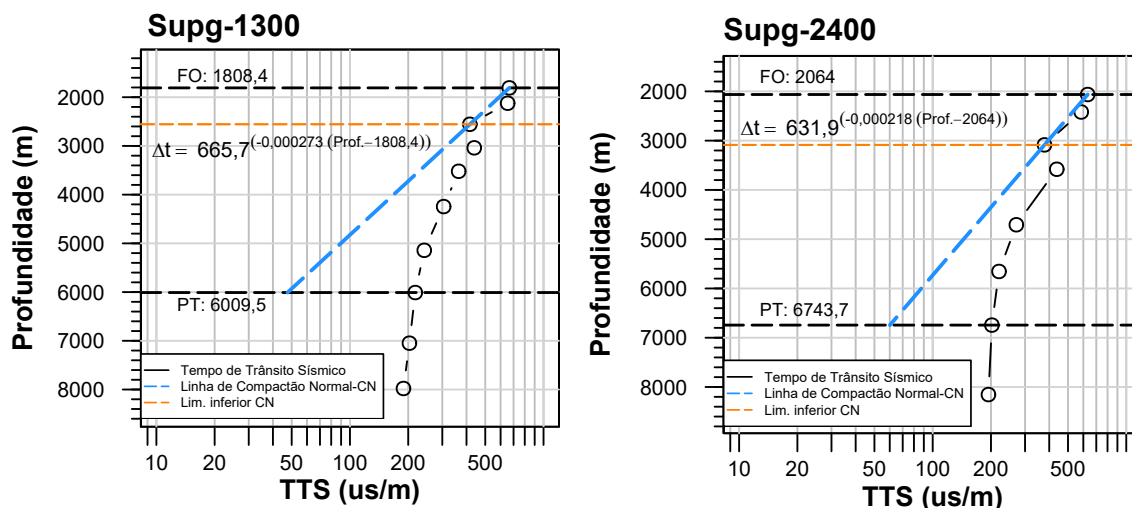


Figura 4.32 – Linha de compactação normal no gráfico semilogarítmico do Tempo de Trânsito Sísmico e a profundidade nos *supergathers* Supg-1300 e Supg-2400. TTS: Tempo de Trânsito Sísmico. FO: Fundo ou assoalho oceânico. PT: Profundidade total de análise.

Tabela 4.11 – Estatísticas das pressões de poro dos *supergathers* analisados. MIN.: Mínimo. Q1.: Quartil 1. MAX.: Máximo. Unidades em MPa.

MIN.	Q1.	MEDIANA	MÉDIA	Q3.	MAX.
13,1	30,3	48,1	51,6	70,3	105

drostático, o padrão das pressões de poro experimentaram mudanças aceleradas nas suas magnitudes, seguidas da estabilização do gradiente.

Essas mudanças aceleradas foram encontradas nos *supergathers* Supg-1000, Supg-1700, Supg-1800, Supg-2400 e Supg-2500. Em outros casos, a mudança tornou-se constante, como foi observado no Supg-1300 (Fig. 4.33).

As magnitudes das pressões de poro nos *supergathers* que ultrapassaram os 90 MPa, resultaram nas profundidades próximas ao intervalo dos 5500 m - 6000 m, e que aconteceram em 11 dos 14 *supergathers*.

Em contexto geral, as profundidades mínimas e máximas analisadas se encontraram no intervalo entre os 1314 m e 6000 m. Nesse intervalo foram encontradas pressões de poro mínimas de 13,1 MPa, máximas de 105 MPa, e média de 51,6 (Tab. 4.11).

A amplitudes estadísticas das pressões de poro encontradas entre os (*supergathers*) Supg-1000 e o Supg-1900 estiveram em termos gerais entre os 20 MPa e 100 MPa. As encontradas entre o Supg-2400 e o Supg-3100 foram entre aproximadamente os 20 MPa e 90 MPa. Enquanto que para o Supg-4200 e o Supg-4700 foram entre os 13 MPa

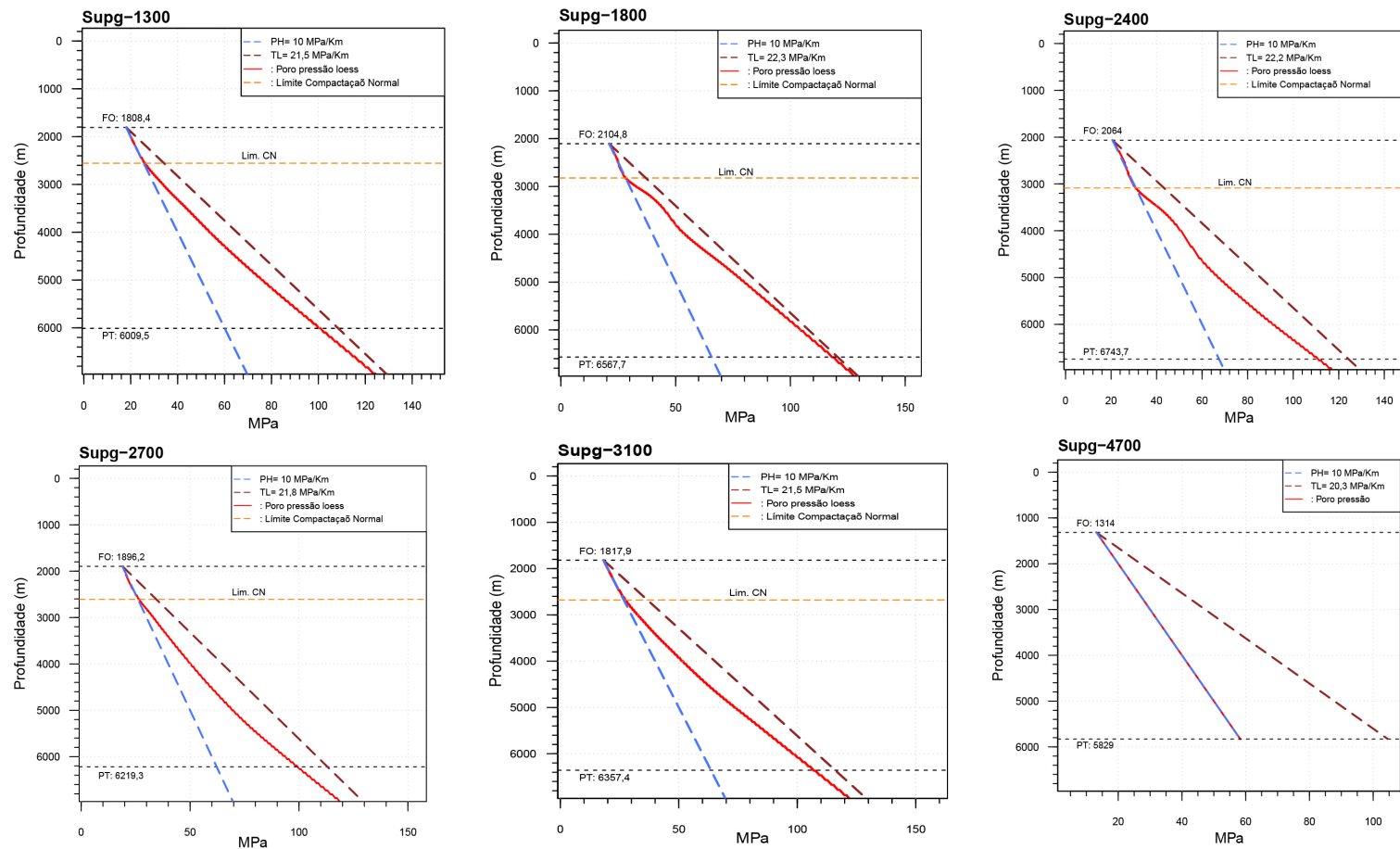


Figura 4.33 – Pressões de poro e tensões litostáticas em alguns dos *supergathers* da linha VB00-17X. PH: Pressão hidrostática. TL: Tensão litostática. Lim. CN: Limite da compactação normal. FO: Assolho oceânico. PT: profundidade total analisada.

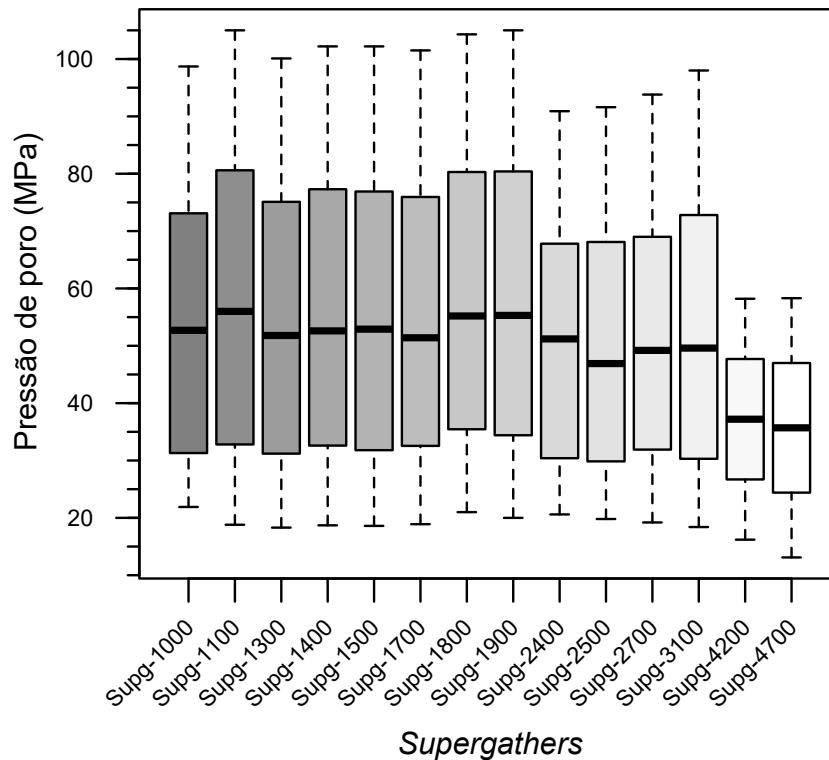


Figura 4.34 – Pressões de poro estimadas nos *supergathers* da Tabela 4.10.

e 50 MPa (Fig. 4.34).

Para os dois primeiros grupos indicados anteriormente, as estimativas medias das pressões de poro estiveram próximas aos 50 MPa, entanto que para os Supg-4200 e Supg-4700 perto dos 35 MPa (Fig. 4.34).

Foi observado que a distribuição empírica das magnitudes das pressões de poro estimadas preservaram sua forma de maneira independente da grandeza da amostra. Elas apresentaram sesgo para a direita, com as maiores frequências próximas aos 25 MPa. Porem, as medias deslocaram-se, como apresenta-se na Figura 4.35.

4.7 SÍSMICA E LOCALIZAÇÃO DE PSEUDOPOÇOS COM INFORMAÇÃO DE PRESSÃO DE PORO

A localização de dois pontos adicionais com informação de pressão de poro (i.e. amostras), foi possível ao leste da área, em águas profundas, aproximadamente 73 km desde a linha de costa, próximos dos poços P978-11 e P1131-12 (Fig. 4.36). As linhas usadas para esse fim foram as 0261-5-VB00, 0261-4-VB00, e 0261-3-VB00 fornecidas pela ANP empilhadas e em tempo. Para suas conversões em profundidade, foram testados distintos modelos de velocidade da sísmica dos poços (*VSP*).

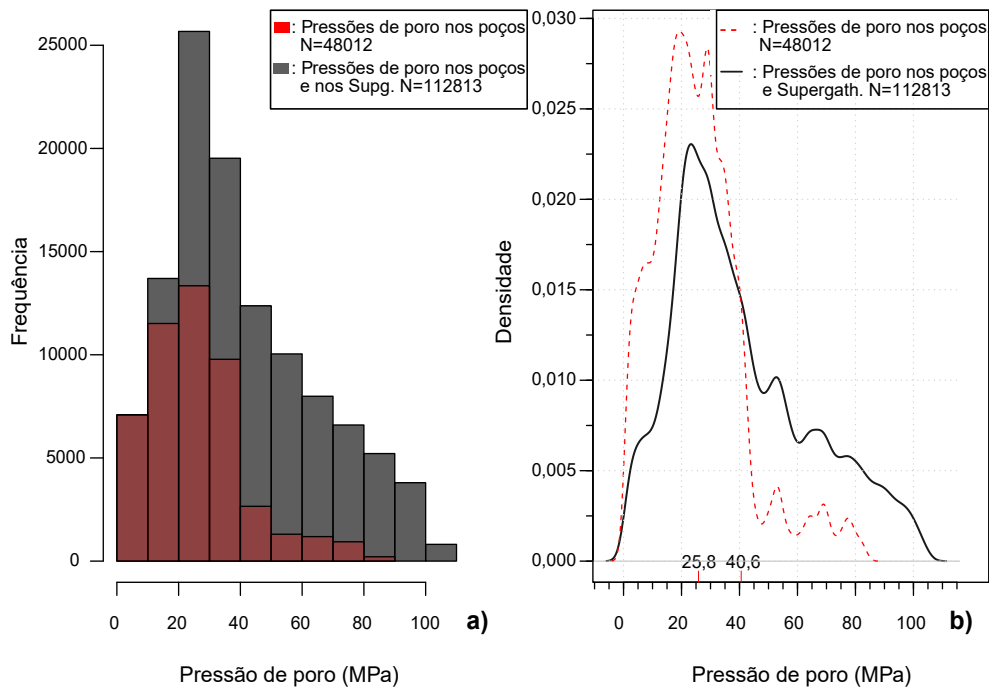


Figura 4.35 – Histogramas e densidades das magnitudes das pressões de poro com os dados de poço, e dados de poço e *supergathers*.

No caso da linha sísmica 0261-5-VB00, as velocidades que permitiram essa conversão foram obtidas do poço P978-11, afastado dela em uma distância aproximada dos 1,2 km. Para as linhas 0261-4-VB00, e 0261-3-VB00, as velocidades de poço que apresentaram melhores resultados na conversão foram as obtidas no poço P197-03, localizado ao norte da área, e afastado delas $\sim 1,2$ km e $\sim 5,4$ km respectivamente (Fig. 4.36).

Para essas duas últimas linhas, os resultados obtidos com as velocidades dos poços P978-11 e P1131-11 não foram satisfatórios, gerando feições e quebras anômalas nos refletores sísmicos.

Os dados das pressões de poro para as duas localizações, indicadas inicialmente, foram obtidos dos calculados para o poço P1131-12. Porém, projetados sob traças das linhas 0261-4-VB00 e 0261-3-VB00 localizadas em áreas com geomorfológica e cronoestratigraficamente equivalentes (i.e. pseudopoços). Assim, Os dois pseudopoços foram localizados dentro dos polígonos de referência sob os quais foi possível traçar os refletores (Fig. 4.36). O reconhecimento inicial dos marcadores cronoestratigráficos foi possível na sísmica 0261-5-VB00, dada sua proximidade com o poço P978-11 (Fig. 4.36 a, d)).

A projeção do poço P978-11 na linha sísmica 0261-5-VB00, indicou que possivelmente ele foi perfurado em um paleoalto. Em termos gerais, os refletores da linha tiveram uma boa coerência com os marcadores cronoestratigráficos encontrados no poço P978-11 (Fig. 4.37).

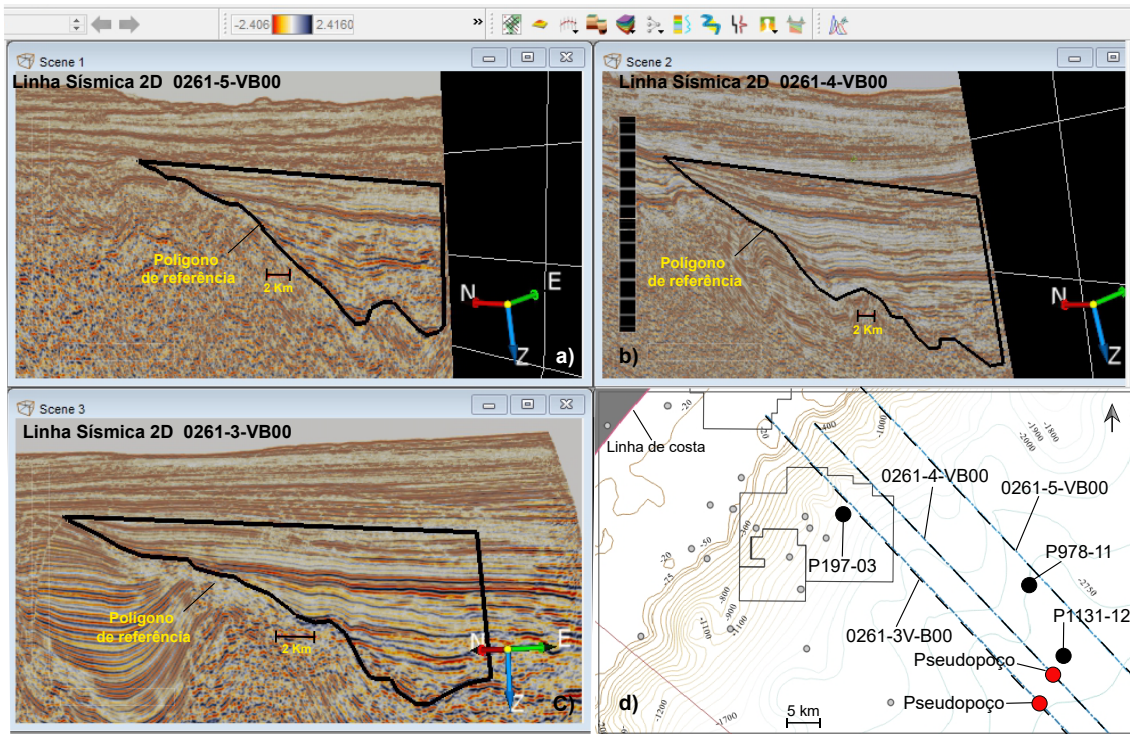


Figura 4.36 – Áreas analisadas para a localização sísmica dos pseudopoços com informação de pressão de poro. a) Linha sísmica 2D pós-empilhada em profundidade 0262-5-VB00. b) Linha sísmica 2D pós-empilhada em profundidade 0262-4-VB00. c) Linha sísmica 2D pós-empilhada em profundidade 0262-3-VB00. d) Localização das linhas, poços e pseudopoços.

O marcador Klap-L5 (i.e. KI: Cretáceo Inferior. ap: Aptiano. L5: Código associado) foi primeiro indicado no poço P978-11, e esteve associado a um dos refletores mais salientantes do polígono de referência na linha sísmica 2D 0261-5-VB00. O último marcador foi o Och-L21 (i.e. O: Oligoceno, cha: Chattiano. L21: Código associado), e esteve relacionado ao assoalho oceânico (Fig. 4.37).

Entre esse dois marcadores, foi adicionalmente determinado para o Cretáceo Inferior o Kial-L6. Para o Cretáceo Superior, foram traçados os horizontes KSt-L18, KSs-L10, KScal-L10 e o KSma-L12. No Paleoceno, foram associados os refletores sísmicos aos marcadores Pd-L13 e Pth-L15. Já para o Eoceno, foram associados à sísmica os marcadores do Yepresiano e o Bartoniano, Ey-L16 e Eb-L18, respectivamente (Fig. 4.37).

Os marcadores anteriormente identificados no polígono de referência, junto com as feições geomorfológicas da área correspondente, foram igualmente identificados nos polígonos de referência das linhas 0262-4-VB00 e 0261-3-VB00 (Fig. 4.36 b, c)). Desta maneira, identificaram-se nesses polígonos de cada uma destas linhas um paleoalto, como aquele sugerido anteriormente na linha 0261-5-VB00. Porém, com alturas apa-

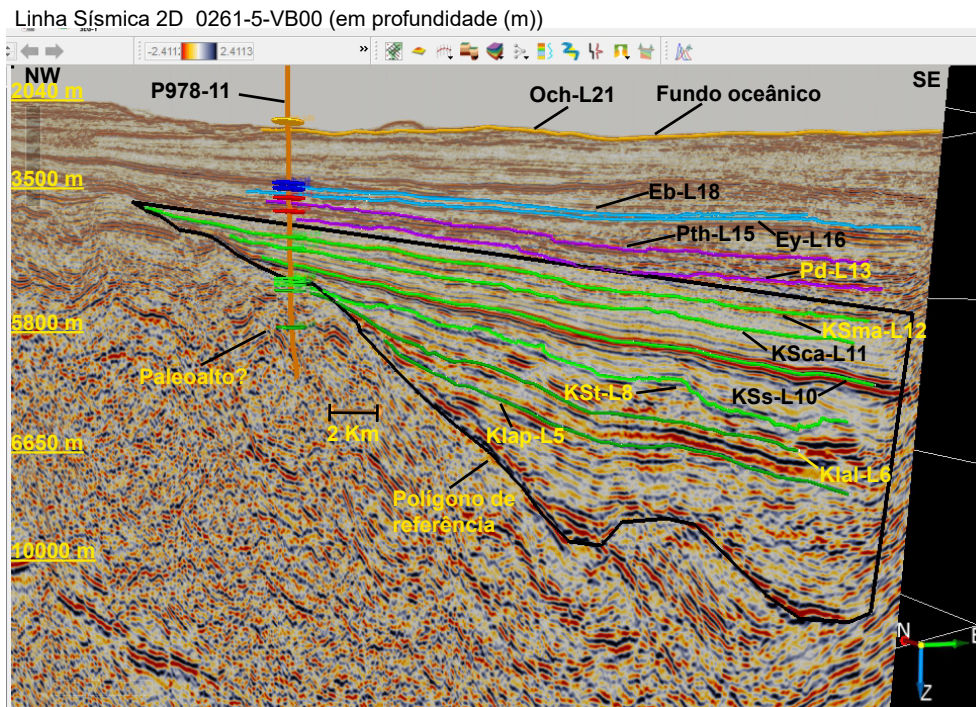


Figura 4.37 – Interpretação dos marcadores cronoestratigráficos no segmento sul da linha sísmica 2D 0261-5-VB00. O polígono de referência é para efeitos comparativos com áreas similares nas linhas sísmica vizinhas. Klap-L5: Cretáceo Inferior, Aptiano, Código L5. Och-L21: Oligoceno, Chattiano, Código L21.

rentemente diferentes (Fig. 4.38).

Dadas as similaridades anteriormente descritas, e dado o fato que o poço P978-11 foi perfurado em um paleoalto, os pseudopoços foram localizados aproximadamente nas coordenadas associadas aos paleoaltos indicados. As feições sísmicas destes pareceram estar associadas a intrusões ígneas, mas com perturbações diferentes sob as rochas circundantes em cada uma das áreas descritas (Fig. 4.38).

Como foi indicado anteriormente, o poço mais próximo à linha 0261-5-VB00 foi o P978-12. Para as outras duas linhas, 0261-4-VB00 e 0261-3-VB00, foi o P1131-12. Assim mesmo, as magnitudes das pressões de poro destes dois poços resultaram similares. Por tal, as magnitudes atribuídas para os dois pseudopoços foram aquelas obtidas no P1131-12.

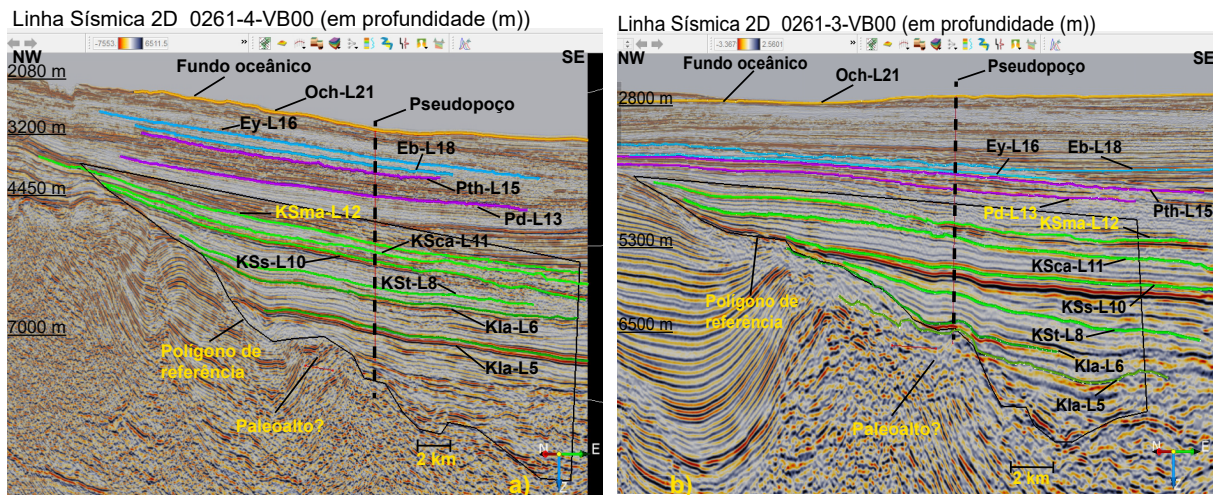


Figura 4.38 – Interpretação dos marcadores cronoestratigráficos nos segmentos sul das linhas sísmica 2D 0261-4-VB00 e 0261-3-VB00. KIap-L5: Cretáceo Inferior, Aptiano, Código L5. Och-L21: Oligoceno, Chattiano, Código L21. a) Linha sísmica 0261-4-VB00. b) Linha sísmica 0261-3-VB00.

4.8 GEOESTATÍSTICA DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO

4.8.1 ANÁLISE EXPLORATÓRIA ESTATÍSTICA DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO

O total máximo de amostras (i.e. (x,y,z,pressão de poro)) resultantes para a análise geoespacial das pressões de poro na área de estudo foi de 35. Desta quantidade, 19 corresponderam à informação dos poços, 14 aos *supergathers*, e 2 aos pseudopoços (Fig. 4.39, Tab. 4.12).

O fatiamento a cada 200 m da informação das pressões de poro para cada amostra, e o seu posterior agrupamento por fatias de incremento (i.e. grupo de fatia dos pontos incrementados 200 m, 400 m, ..., 4600 m), resultou em um total de 24 grupos. Destes 24, a fatia 0, correspondeu a aquelas amostras que estavam sob o assoalho marinho. Nesses pontos, a pressão resultante correspondeu a aquela que a camada de água marinha exercia sob cada ponto no fundo oceânico (Fig. 4.39, Tab. 4.12).

Para cada fatia, são apresentadas na Tabela 4.12 as magnitudes mínimas e máximas das pressões de poro, os quartis 1 e 3, a mediana, a variância, as quantidades de amostras (i.e. pontos) disponíveis para a análise espacial, assim como a amplitudes estatísticas.

A quantidade de amostras nas fatias para a análise espacial diminuiu quando as suas profundidades aumentaram. Porém, a diminuição não foi constante. Assim, para as fatias entre 0 e 1000 m a quantidade de amostras disponíveis foi de 35. Para aquelas

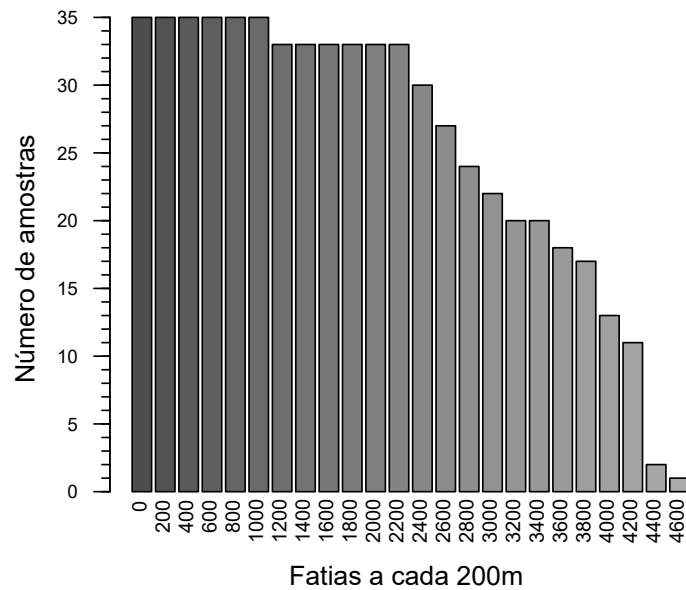


Figura 4.39 – Número de amostras (i.e. pontos (x,y,pressão de poro)) contidas em cada grupo de fatias a cada 200 m. Cada ponto corresponde a um poço, ou *supergather*, ou pseudopoço.

entre 1200 e 2200, o número de amostras foi de 33. Contrariamente, para as fatias entre 2400 e 4600 a quantidade de amostras disponíveis para a análise decresceu, mas sem constância. Enquanto a fatia 2400 tinha 30 amostras, a fatia 4600 m apresentava uma (Fig. 4.39, Tab. 4.12).

Por outro lado, as magnitudes das pressões de poro aumentaram com a profundidade. Assim, a fatia dos 200 m incluiu amostras com profundidades entre 37 m e 2845 m, e pressões de poro na amplitude dos 2,4 MPa-30,4 MPa. Enquanto que a fatia dos 3800 m, as profundidades estiveram entre os 5114 m e 6556 m, e as pressões de poro entre os 51,1 MPa e os 102 MPa (Tab. 4.12).

O coeficiente de variação-CV diminuiu com a profundidade, e permitiu agrupar as fatias segundo a variabilidade das pressões de poro em torno à media. Assim, foram observados cinco grupos. O primeiro grupo, com a maior dispersão dos dados, correspondeu à fatia 0 (Fig. 4.40).

O segundo grupo, com o CV do 50%, esteve composto pelas fatias 200 e 400. O terceiro, com o CV do 40%, agrupou as fatias 600, 800 e 1000. O quarto, com um CV do 30% esteve composto pelas fatias desde a 1200 até a 3000. O quinto, com um CV do 20% , agrupou as fatias desde a 3200 até a 4200 (Fig. 4.40).

Em termos gerais, e segundo os gráficos exploratórios, as magnitudes das pressões de poro apresentaram autocorrelação espacial. Eles sugerem fenômenos espaciais que

Tabela 4.12 – Estatísticas das pressões de poro em fatias a cada 200 m. MIN.: Mínimo. Q1.: Quartil 1. MAX.: Máximo. VAR.: Variância. NS.: Tamanho da amostra. AMP.: Profundidade mínima e máxima na fatia. NA: Dado não disponível. Fatias em cinza ressaltadas para denotar análises sob elas adiante.

FATIA (m)	MIN. (MPa)	Q1. (MPa)	MEDIANA (MPa)	MÉDIA (MPa)	Q3. (MPa)	MAX. (MPa)	VAR. (MPa ²)	NS.	AMP. (m)
0	0,4	11,2	17,3	14,94	19,9	28,4	77,5	35	37-2845
200	2,4	13,2	19,3	16,92	21,65	30,4	77,4	35	237-3045
400	4,4	15	21,3	18,97	23,85	32,8	78,6	35	437-3245
600	6,3	16,95	23,6	20,96	25,95	34,8	79	35	637-3445
800	8,3	19,15	25,6	23,26	28,15	36,8	82,3	35	837-3645
1000	10	21,25	27,7	25,84	31,9	38,4	88,6	35	1014-3845
1200	12,4	24,6	30,5	28,87	35,8	41,5	94,5	33	1250-4045
1400	14,4	27,1	33,7	31,87	39,9	45,3	105,8	33	1450-4245
1600	16,3	29	35,8	34,66	44,4	48,3	117,1	33	1650-4445
1800	18,3	31	37,9	37,74	48,1	51,8	135,3	33	1850-4645
2000	20,2	33,1	39,7	40,83	51,6	56,7	151,7	33	2050-4845
2200	22,2	35,1	42,7	43,93	54,2	62	166,8	33	2250-5045
2400	22,6	37,27	55,05	47,23	58,83	67,2	215,4	30	2258-5245
2600	26,1	37,85	60,2	52,16	63,95	72,4	257,1	27	2656-5445
2800	27	40,33	63,7	56,71	69,15	77,8	301,4	24	2751-5645
3000	30,7	51,12	68,2	63,18	74,47	82,8	268,1	22	3000-5845
3200	32,7	68,9	73,65	69,34	79,05	87,3	263,4	20	3263-6045
3400	34,3	71,9	78,4	73,17	84,05	92,5	308,6	20	3336-6245
3600	49,1	79,2	83,7	82,24	89	97,2	165,9	18	4914-6445
3800	51,1	83,1	89,1	86,67	94,3	102	200,3	17	5114-6556
4000	53,1	90,9	95,5	90,65	99	104,7	278,2	13	5314-6000
4200	55,1	92,7	100,1	92,06	102,2	105	324,5	11	5514-6000
4400	57,1	57,38	57,65	57,65	57,92	58,2	NA	2	5714-5822
4600	58,3	58,3	58,3	58,3	58,3	58,3	NA	1	5829-5829

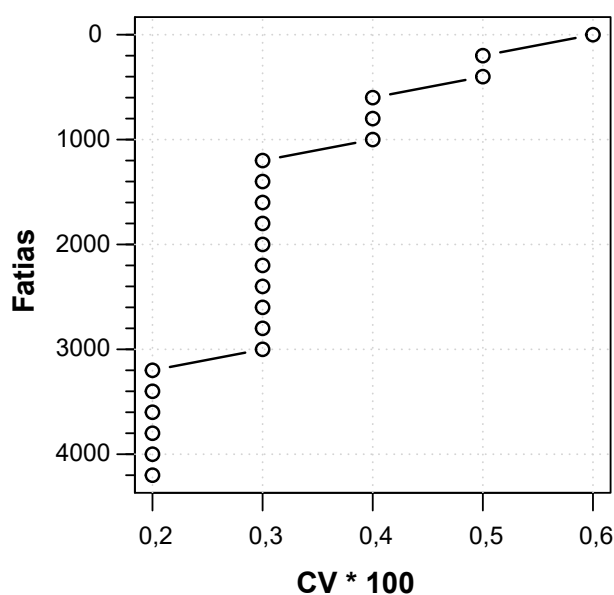


Figura 4.40 – Coeficiente de variação-CV de cada fatia. Para as fatias 4400 e 4600 não foi calculado o CV.

aconteceram na maioria das fatias, mas também outros que ocorreram em grupos de fatias, associados aos estabelecidos pelo coeficiente de variação (Figs. 4.41, e A1.7, A1.8 do anexo).

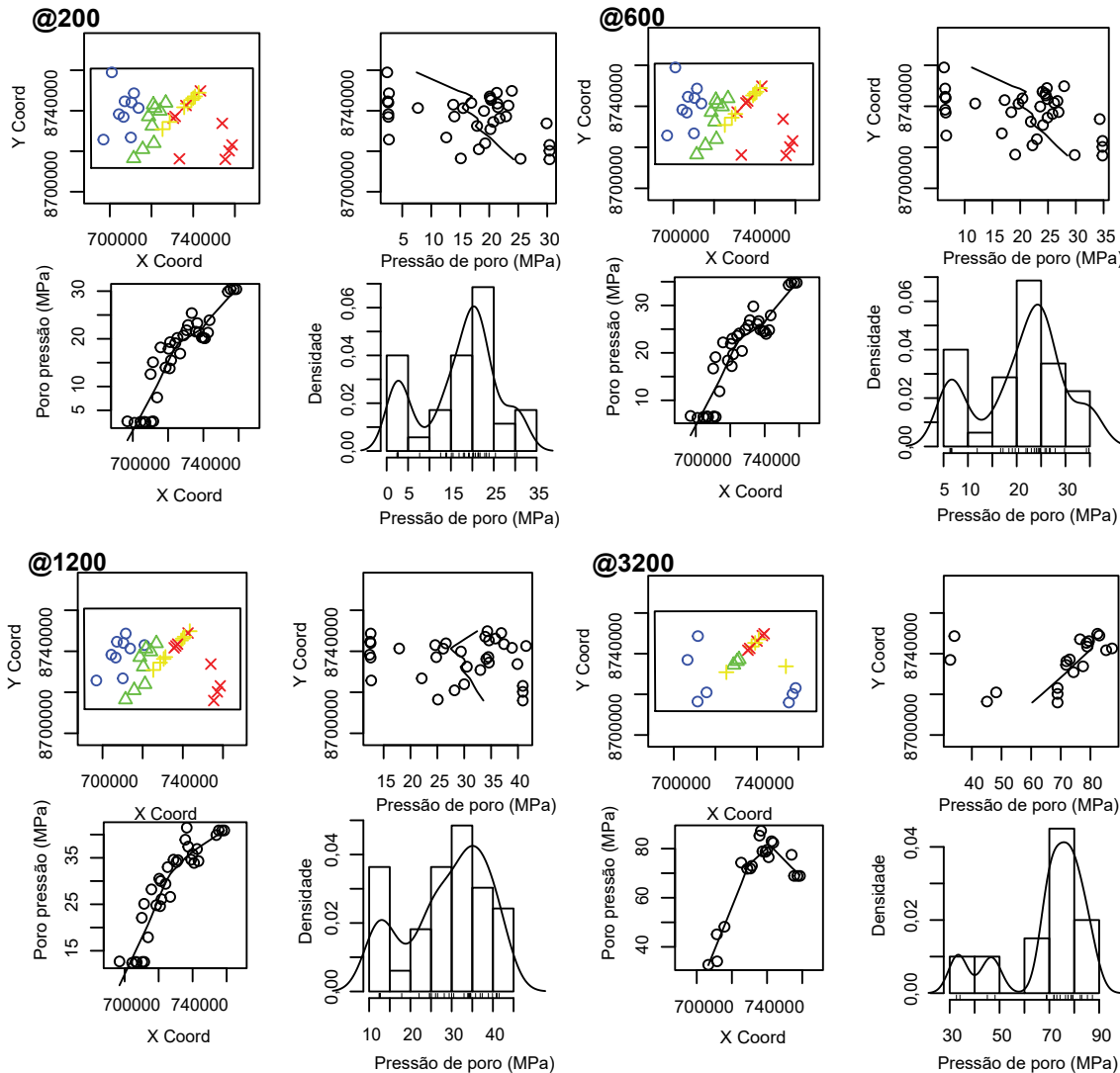


Figura 4.41 – Gráficos exploratórios espaciais para as fatias @200 m, @600 m, @1200 m e a @3200 m. As cores dos gráficos nas margens esquerdas superiores de cada fatia indicam os quartis dos dados.

Para o primeiro caso anterior, foi observado uma dependência das pressões de poro com as mudanças nas coordenadas dos pontos amostrais. Assim, conforme foi deslocando-se na direção leste (i.e. x), as magnitudes das pressões de poro aumentaram segundo uma tendência positiva marcada.

No entanto, o deslocamento na direção norte (i.e. y), não apresentou uma tendência salientaste na maioria das fatias, com exceção das apresentadas entre as fatias @3200 e @4200 (Figs. 4.41, e A1.7, A1.8 do anexo).

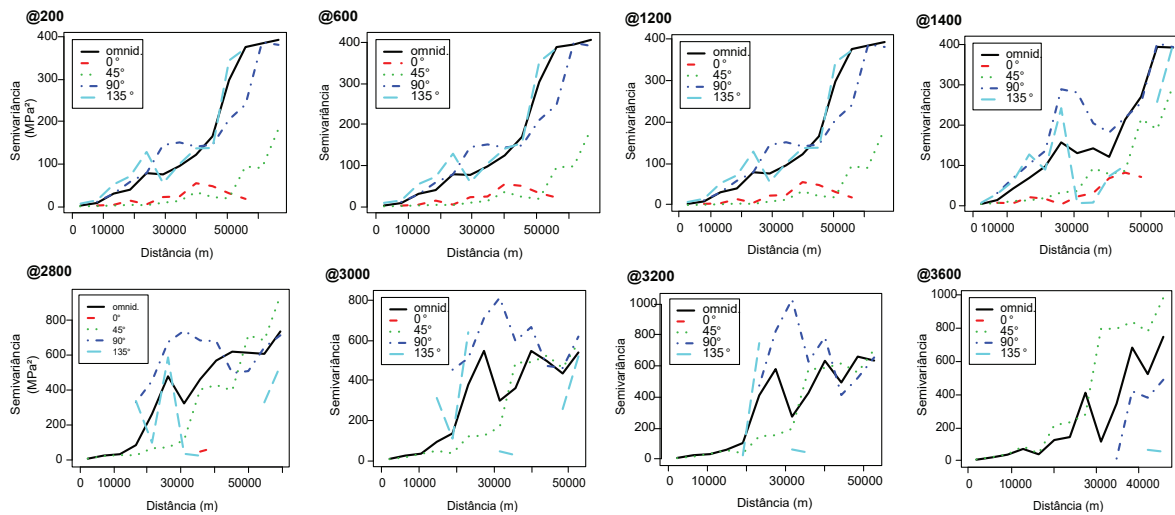


Figura 4.42 – Semivariogramas empíricos omnidirecionais, e direcionais das pressões de poro nas fatias @200, @600, @1200, @1400, @2800, @3000, @3200 e @3600. Para construir os semivariogramas exploratórios omnidirecionais e direcionais o número mínimo de pares de pontos por cada distância (*lag*) foi de 10. Distância máxima analisada: ~ 63 Km.

A fatia 1200, por exemplo, mostrou como as magnitudes das pressões de poro passaram desde aproximadamente 6 MPa até 35 MPa entre as ordenadas 700000 e 740000 seguindo uma linha de tendência positiva com alto declive. Porém, o declive para essas mesmas magnitudes entre as ordenadas 8720000 e 8750000 foi muito baixo ou inexistente (Fig. 4.41).

Por outro lado, e para o segundo caso indicado anteriormente, as distribuições empíricas das pressões de poro, apresentaram bimodalidade até aproximadamente a fatia 1400, com as maiores modas estatísticas à direita. Entre essa fatia e aquela a @2400, a bimodalidade desaparece, e o sesgo apresentou-se para a esquerda. Entanto que desde essa até a fatia @4200 a bimodalidade retornou, mas com a moda maior mais marcada (Figs. 4.41, e A1.7, A1.8 do anexo).

Os variogramas empíricos dos dados das pressões de poro sem subtração da média (i.e. dados originais) tanto omnidirecionais, assim como para os azimutes de 0°, 45°, 90°, 135°, apresentaram comportamentos similares da dependência espacial em grupos de fatias (Figs. 4.42, e A1.7, A1.8 do anexo).

Nos variogramas omnidirecionais as semivariâncias das pressões de poro entre as fatias @0 m e @1200 m apresentaram permanente incremento, mas com mudanças na declividade da linha de tendência. Neste grupo de fatias mudanças das declividades se apresentaram nas semivariâncias próximas aos 80 MPa², 170 MPa², e 380 MPa² (Figs.

4.42, A1.9 do anexo).

Para as fatias entre 1400 m e 2800 m, as semivariâncias omnidirecionais das pressões de poro apresentaram permanente incremento. Porém, as mudanças nas declividades foram diferentes as anteriormente descritas. Assim, as mudanças das semivariâncias estiveram entre aproximadamente os 200 MPa² e os 400 MPa². Já para as fatias desde 3000 m até 3600 m, as semivariâncias, igualmente omnidirecionais, apresentaram uma marcante mudança próxima aos 150 MPa², a partir da qual o comportamento das declividades mudaram por trechos de forma íngreme (Figs. 4.42, A1.9 do anexo).

Desdo o ponto de vista direcional, os semivariogramas indicaram a presença de autocorrelação espacial. Porém, com magnitudes nas semivariâncias variáveis para cada direção, sendo as menores correspondentes as encontradas no azimute de 0°, e as maiores nos azimutes de 90 ° e 135 ° (Figs. 4.42, A1.9 do anexo). Similar que para o caso omnidirecional, os semivariogramas direcionais apresentaram mudanças nas declividades. Em alguns casos fortes, em outros fracos.

No entanto, para algumas direções em determinadas fatias não foi possível determinar o comportamento da autocorrelação devido à insuficiência de pares de pontos. Tal é o caso do semivariograma no azimute de 0°, para o qual depois da fatia 2400, não foi possível construir a curva de autocorrelação com pares de pontos mínimos de 10 para cada distância analisada (Figs. 4.42, A1.9 do anexo).

4.8.2 MODELAGEM GEOESTATÍSTICA DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO

O constante incremento das semivariâncias descrito na seção anterior dificultou a obtenção de um modelo geoestatísticos dos dados. Por tal, a modelagem geoestatístico das pressões de poro para distâncias maiores aos 63 km, e com os dados originais (i.e. sem transformações e subtrações da média) não foi possível. Os modelos não convergiram, e em consequência os parâmetros destes não puderam ser estabelecidos conforme essas características.

Para determinar se a média apresentava uma tendencia espacial, foram realizadas diferentes transformações Box-Cox (i.e. λ) dos dados originais, assim como remoções das tendências dos dados mediante regressões espaciais polinômicas. A remoção das tendências, mais que as transformações λ dos dados, trouxe consigo a queda da semivariância para os modelos de regressão polinômica de primeiro e segundo grau (Fig. 4.43).

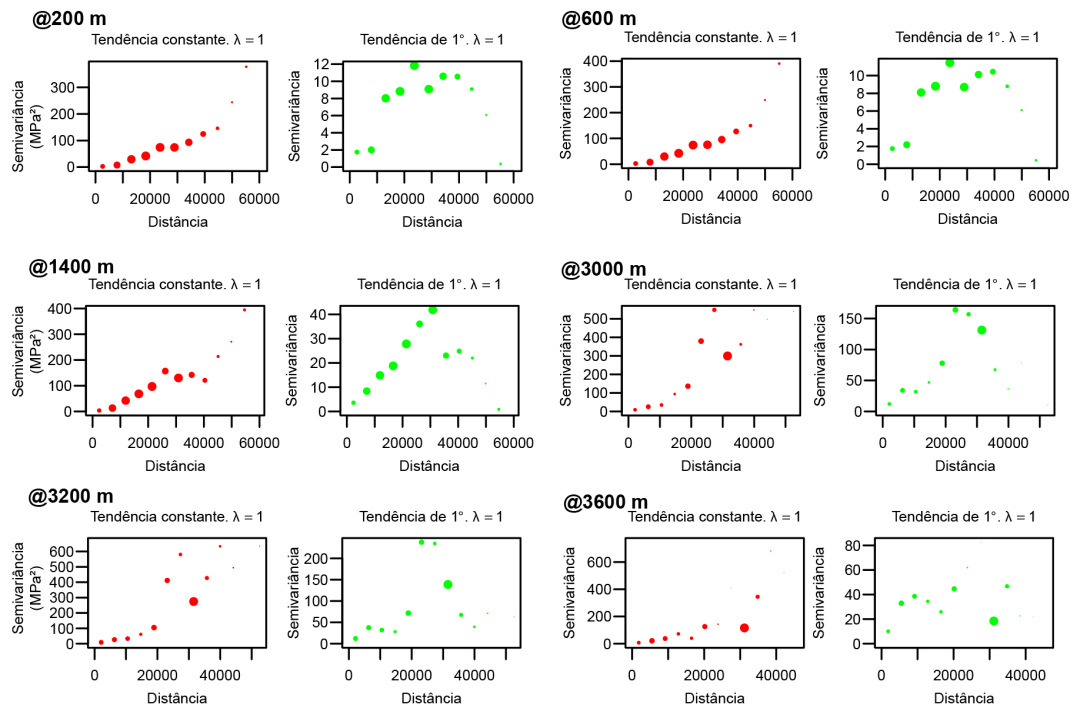


Figura 4.43 – Variogramas empíricos com influência da tendência, e com remoção da mesma nas fatias @200 m, @600 m, @1400 m, @3000 m, @3200 m, e @3600. Os semivariogramas em vermelho correspondem aos dados originais. Os verdes aos dados residuais, depois da subtração da média. Tendência de 1° corresponde à regressão das pressões de poro com as ordenadas x, y com potencia 1. Tendência constante significa não remoção da média.

Determinou-se que as magnitudes das pressões de poro poderiam não ter uma média constante, além de desconhecida. Assim, foram feitas duas modificações que permitiram a modelagem. A primeira modificação foi a subtração dos dados originais, o valor médio do modelo de regressão espacial (Figs. 4.43). A segunda, consistiu na redução da distância máxima de análise para 45 km, e a posterior modelagem geoestatística dos residuais do modelo (Figs. 4.43, 4.44).

A superfície de regressão espacial de primeiro grau (i.e. tendência de 1°) foi a que melhor permitiu definir semivariogramas sem semivariâncias com permanente crescimento (Figs. 4.43, A1.10 do anexo).

Para a distância máxima de análise de 45 km, mas com os dados sem subtração da média, foi possível determinar em algumas fatias modelos convergindo. No entanto, os altos valores dos parâmetros, e a deficiência no ajuste visual não foram satisfatórios (Fig. 4.44, a).

Na Figura 4.44 a), o modelo Exponencial ajustou-se aos dados com um patamar (*sill*)

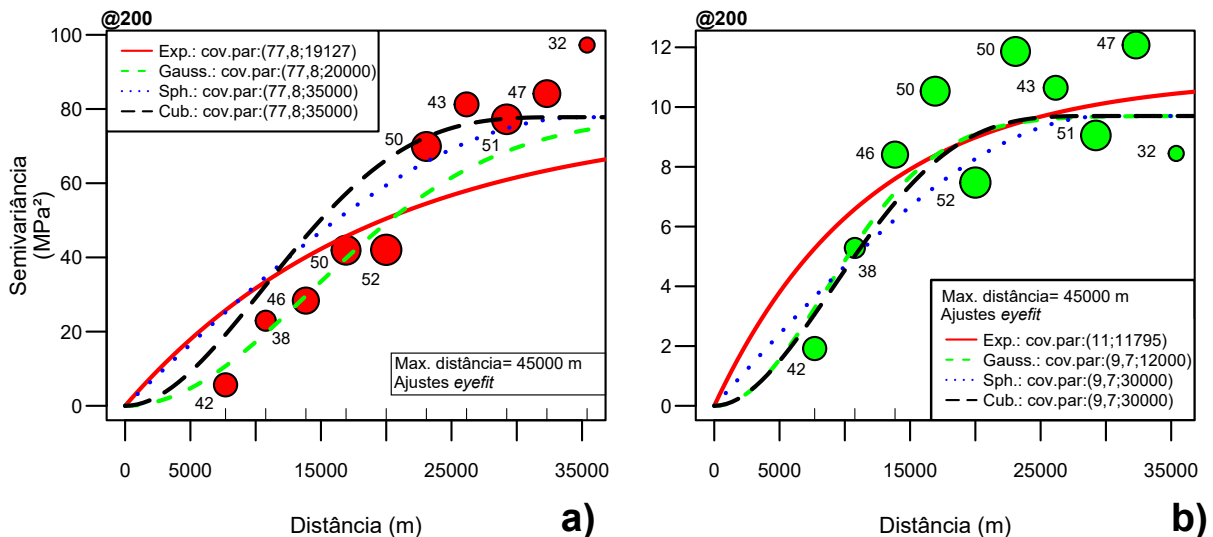


Figura 4.44 – Ajuste geoestatístico visual (*eyefit*) dos variogramas empíricos dos dados originais, e dos dados com remoção da tendência. Fatia @200. a) Semivariograma com dados originais, sem transformação, $\lambda=1$, e sem remoção da tendência (i.e. Tendência constante). b) Dados sem transformação, $\lambda=1$, mas com remoção de tendência (i.e. Dados residuais. Tendência de 1°).

de $77,8 \text{ MPa}^2$ e um alcance (*range*) de 19127 m. No entanto, o modelo ajustou-se visualmente aceitável só na parte média do semivariograma, mas não nas suas partes inferior e superior. Nessa mesma figura, os modelo Gaussiano apresentou um patamar de $77,8 \text{ MPa}^2$, e um alcance que ultrapassa o distância máxima de análise. Os modelos Esféricos e Cúbicos foram ajustados com um patamar de $77,8 \text{ MPa}^2$, mas com alcances próximos à distância máxima de análise (Fig. (4.44, a)).

Para o semivariograma da Figura 4.44, b), os modelos Esféricos e Cúbicos apresentaram um alcance próximo da distância máxima de análise, e modelo Exponencial não se ajusta bem aos dados inferiores do semivariograma. Já o modelo Gaussiano sim se ajusta visualmente de maneira aceitável, com um patamar de $9,7 \text{ MPa}^2$, e um alcance de 12 km.

Os parâmetros obtidos das modelagens geoestatísticas finais sugerem isotropia para certos grupos de fatias. No entanto, indicam anisotropia quando comparados os modelos, e os parâmetros entre grupos (Tab. 4.13, Fig. 4.45).

Para os semivariogramas omnidirecionais o modelo de ajuste ótimo foi o Gaussiano, com exceção da fatia 3600 onde o modelo foi o Esférico (Tab. 4.13, Fig. 4.45). Esses mesmos modelos parecem ajustar-se aos semivariogramas empíricos com azimutes de 0° , de 90° e 135° . No entanto, a quantidade de pares de pontos para cada *lag* deles foi baixo, dificultando o cálculo dos parâmetros.

Tabela 4.13 – Modelos de ajuste geoestatístico das pressões de poro na Sub-bacia de Sergipe. EP: Efeito Pepita. MAX. DIST.: Máxima distância de análise. AMP.: Profundidade mínima e máxima na fatia.

FATIA	MODELO	PATAMAR (MPa ²)	ALCANCE (m)	EP (MPa ²)	MAX. DIST. (m)	AMP. (m)
200	Gaussiano	10,8	15225	0,7	45000	37-2845
600	Gaussiano	10,3	14970	0,9	45000	637-3445
1400	Gaussiano	30,6	16439	2,8	45000	1450-4245
2000	Gaussiano	39,5	17861	4,6	45000	2050-4845
3000	Gaussiano	123,3	17412	10	45000	3000-5845
3200	Gaussiano	148,3	18778	10,2	45000	3263-6045
3600	Esférico	38,5	9341	0	45000	4914-6445

Segundo a análise exploratória dos dados e os resultados da modelagem, puderam-se estabelecer grupos de fatias com similaridades geoespaciais. O grupo 1 no intervalo de fatias entre [0-1200], o grupo 2 com aquelas contidas entre [1400-2800], o grupo 3 entre [3000-3400] e o grupo 4 no intervalo [3600-3800]. Para as características espaciais das fatias maiores a 3800 (i.e. de 4000 até 4600) não foram possíveis estabelecer-lhes, devido ao número baixo de amostras obtidas em ela (Fig. A1.9 do anexo).

Dessa maneira, e em termos gerais e para os semivariogramas omnidirecionais, o patamar e alcance do grupo 1 estiveram próximos aos 10,6 MPa², e 15 km respectivamente. No grupo 2 o patamar esteve próximo aos 35 MPa² e o alcance aos 17 km. Para o grupo 3, esses parâmetros foram considerados pertos aos 136 MPa² e 18 km. O grupo 4 parâmetros associados ao encontrados na fatia @3600 (Tab. 4.13).

De qualquer maneira, a avaliação da anisotropia é desconsiderada nessa pesquisa devido aos baixos tamanhos amostrais obtidos para os pares de pontos nos diferentes azimutes de análise.

4.8.3 ESTIMATIVAS GEOESTATÍSTICAS DAS PRESSÕES DE PORO NA ÁREA DE ESTUDO

As pressões de poro na área de estudo foram estimada mediante Krigagem Universal. Das fatias indicadas anteriormente, as estimativas foram possíveis naquelas desde 0 até 3600. No entanto, e dado que elas puderam-se agrupar, as estimativas foram feitas para as fatias representativas @200 m, @1400 m, @3200 m, e @3600 m. Para cada uma das fatias, as profundidades das amostras em metros, foram medidas desde aproximadamente a superfície do mar. Para a interpolação das profundidades das amostras, e a construção das curvas de nível, foram experimentados diferentes valores para o parâmetro de potencia p da equação de interpolação do inverso da potência da distância-IDW.

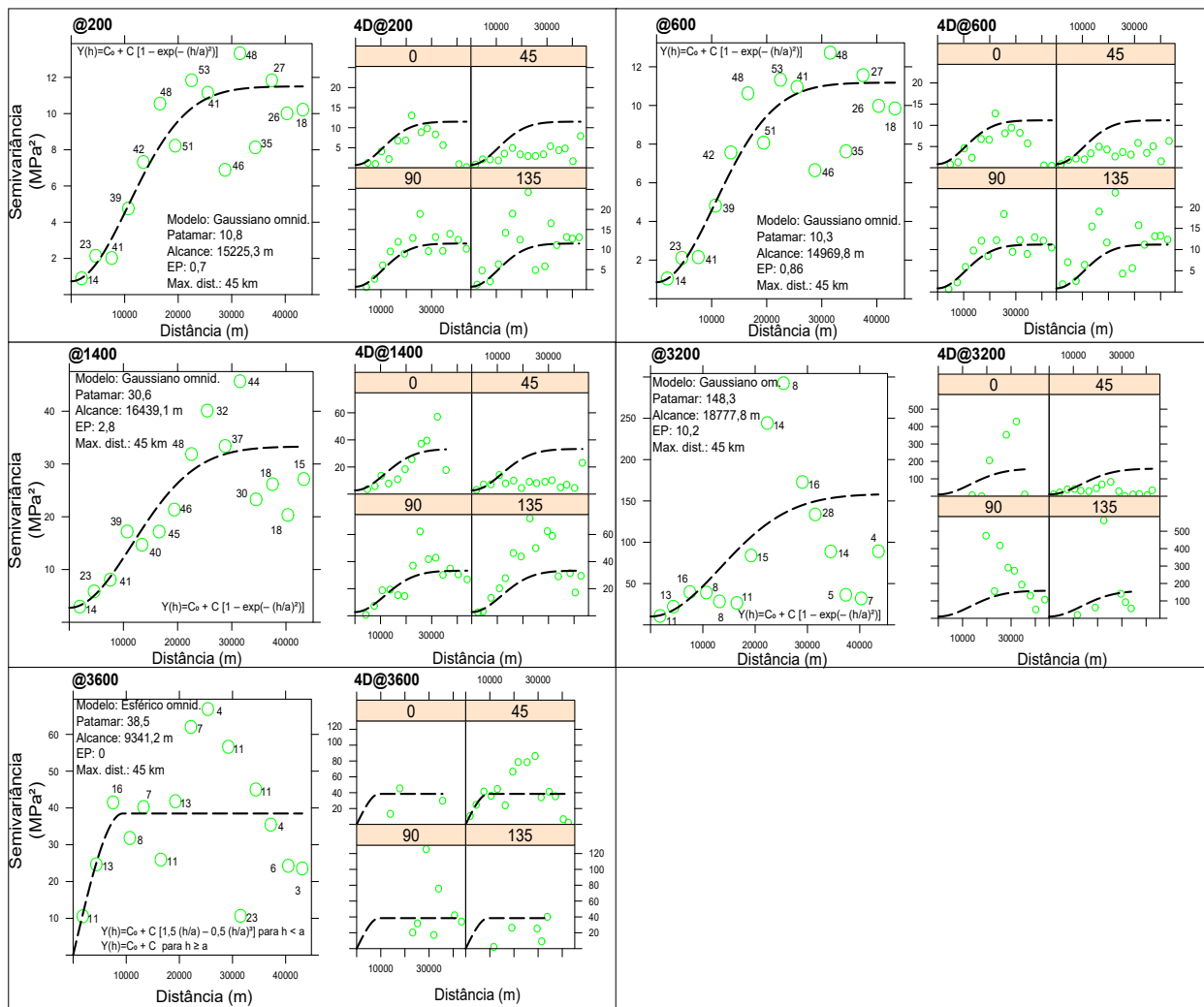


Figura 4.45 – Modelos de ajuste geostatísticos dos variogramas empíricos dos residuais. Fatias @200, @600, @1400, @3200, e @3200. EP: Efeito pepita. Max. dist.: Máxima distância. $\gamma(h)$: Semivariância do modelo esférico teórico. C : Variância espacial. C_0 : Efeito pepita. h : Distância de separação entre pares de pontos (*lag*). a : Alcance. b) Variogramas empíricos multidirecionais. Análise nos azimutes de 0° , 45° , 90° , e 135° .

Encontrou-se que o valor do $p = 5$ foi o que melhor representou feições topográficas interpretáveis. As curvas de nível resultantes foram sobrepostas aos mapas das estimativas das pressões de poro mediante krigagem ou simulação, assim como aos mapas dos desvios padrões das estimativas (Fig. 4.46).

Entre as fatias @200 e @3600, as magnitudes mínimas das pressões de poro estimadas mediante kriging estiveram no intervalo de [0,1-5,4] MPa, e as máximas no intervalo [94,9-104,1] MPa. Entre essas mesmas fatias, as magnitudes dos desvios padrões mínimos das estimativas das pressões de poro estiveram no intervalo [0,9-1,5] MPa, e os máximos entre [10,0-11,5]MPa. Os menores desvios padrões foram encontrados na fatia @200, enquanto os maiores na fatia @3200 (Tab. 4.14, Fig. 4.46).

Tabela 4.14 – Resumo das estimativas kriging e desvio padrão das pressões de poro nas fatias @200 m, @1400 m, @3200 m e @3600 m. MÉDIA EST.: Média das magnitudes das pressões de poro estimadas na fatia. EST. MIN.: Intervalo de estimativas mínimas. EST. MAX.: Intervalo de estimativas máximas. σ MIN.: Intervalo do desvio padrão mínimo, σ MAX.: Intervalo do desvio padrão máximo. AMP.: Profundidade mínima e máxima na fatia.

FATIA	MÉDIA EST. (MPa)	EST. MIN. (MPa)	EST. MAX. (MPa)	σ MIN. (MPa)	σ MAX. (MPa)	AMP. (m)
200	17,2	[0,1-5,4]	[26,4-31,6]	[0,9-1,5]	[3,6-4,2]	37-2845
1400	32,0	[9,6-15,5]	[39,0-45]	[1,8-2,4]	[5,0-5,6]	1450-4245
3200	65,5	[29,4-38,7]	[76,1-85,4]	[3,4-4,8]	[10,1-11,5]	3263-6045
3600	78,7	[49,1-58,3]	[94,9-104,1]	[0,6-1,9]	[7,0-8,3]	4914-6445

Notou-se que para a fatia @200, as pressões de poro seguiram relativamente o padrão das curvas de nível. Em termos gerais, até as profundidades aproximadas dos 1000 m, as magnitudes das pressões de poro atingiram máximos dos 10,6 MPa. Até os 2000 m alcançaram as magnitudes dos 21 MPa, entanto que entre aproximadamente os 2000 m e os 3000 m, as magnitudes alcançaram os 32 MPa. Referente ao desvio padrão, na fatia @200 foram observados que os maiores desvios localizaram-se para o nordeste e norte da área, entanto que para a área restante foram baixos (Fig. 4.46 a)).

Na fatia @1400, o padrão das pressões de poro foram similares as da fatia @200. Em termos gerais, as pressões de poro seguiram as direções das curvas de nível entre 1500 m e 3000 m. Nesse intervalo, as pressões de poro atingiram magnitudes até aproximadamente 27 MPa. Já para as curvas entre 3000 m e 4000 m, foram alcançadas pressões de poro até 45 MPa. Para essa fatia, os desvios padrões máximos localizaram-se para o sudeste e nordeste da área, com desvios máximos de 5,6 MPa (Fig. 4.46 b)).

Para a fatia @3200, as pressões de poro atingiriam magnitudes aproximadas aos 67 MPa nas proximidades da curva de nível de 5000 m. Desde essa até a curva de 6000 m, alcançaram magnitudes de 85 MPa. Já o padrão das pressões de poro mudou em referência as anteriores nas profundidades maiores aos 5000 m. Para essa profundidades, as amostras se localizaram em boa parte dos dados obtidos nos *supergathers*. Em esses, os desvios padrões maiores estiveram concentrados para o sudeste, com magnitudes máximas de 11.5 MPa. Os menores de até 4,5 MPa na cercanias dos dados dos *supegathers*, os poços e os pseudopoços (Fig. 4.46 c)).

Para a fatia @3600, o padrão das magnitudes das pressões de poro mudou consideravelmente. As magnitudes menores (e.g. 67 MPa) das pressões de poro foram encontradas para o sudoeste da área, entanto que as maiores (e.g. 100 MPa) encontraram-se

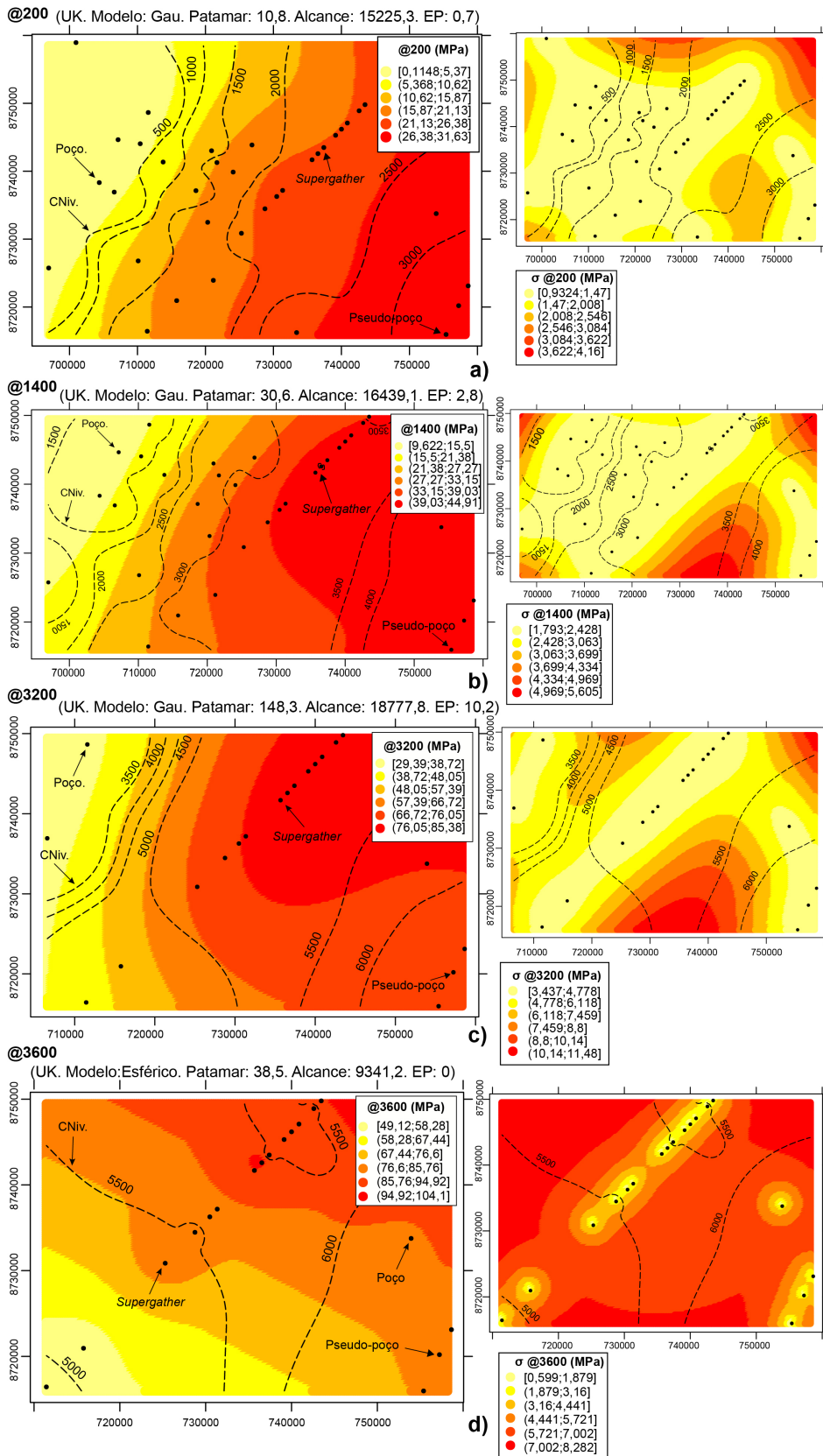


Figura 4.46 – Estimativas kriging e desvio padrão das pressões de poro na Sub-bacia de Sergipe para as fatias: a) @ 200 m. b) @1400 m. c) @3200 m. d) @3600 m. UK: Krigagem Universal. EF: Efeito Pepita. σ : Desvio padrão. Gau: Modelo Gaussiano. CNiv.: Curva de nível da profundidade em metros, medida desde aproximadamente o nível do mar.

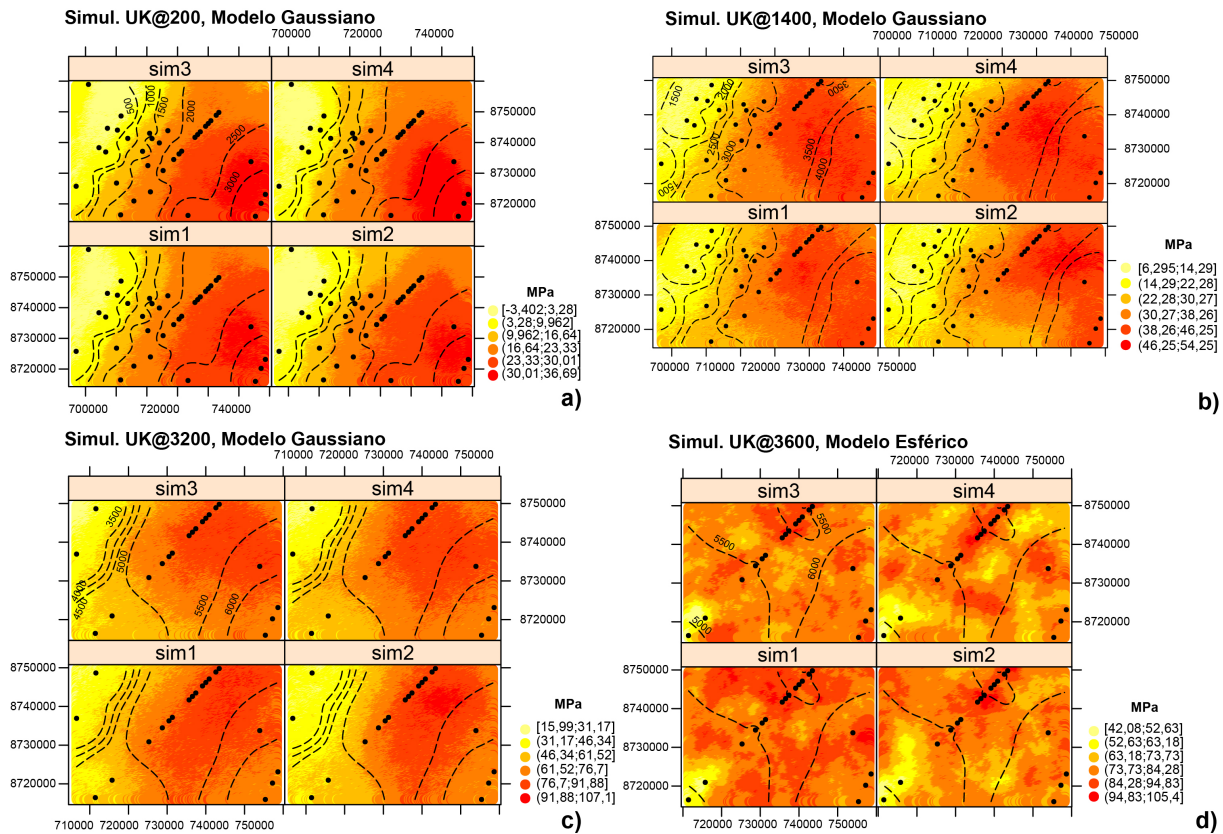


Figura 4.47 – Simulações das pressões de poro nas fatias: a) @ 200 m. b) @1400 m. c) @3200 m. d) @3600 m.

para o nordeste. Os menores desvios padrões na fatia, encontraram-se alinhados com os *supergathers* na direção NE-SW, e os poços e pseudopoços ao oeste da área (Fig. 4.46 d)).

As estimativas das pressões de poro para os dados nas fatias descritas anteriormente foram igualmente feitas mediante simulação sequencial gaussiana. Assim, para cada uma das fatias analisadas anteriormente foram obtidas quatro simulações (Fig. 4.47).

O resumo estatístico dos resultados simulados apresentam-se na Tabela 4.15. Para esse caso, a transformação da distribuição dos dados originais para a distribuição normal não foi possível. As transformações Box-Cox feitas não atingiram esse objetivo. Porém, dado que as simetrias dos dados resultaram com viés para à esquerda (i.e. negativa), foi esperado que a ausência de transformação afetasse em pouco os resultados.

As simulações estimaram magnitudes de pressões de poro médias mínimas de ~17 MPa na fatia @200, e médias máximas de ~78 MPa na fatia @3600. Assim como magnitudes mínimas de ~3 MPa na fatia @200 m, e máximas de ~106 MPa na fatia @3600 (Tab. 4.15, Fig. 4.47).

Tabela 4.15 – Resumo estatístico dos resultados das estimativas das pressões de poro mediante simulação sequencial. SIM.: Simulação. MIN.: Mínimo. Q1.: Quartil 1. MAX.: Máximo. Unidades em MPa.

FATIA	SIM.	MIN.	Q1.	MEDIANA	MÉDIA	Q3.	MAX.
200	sim1	-5,6	9,3	19,1	17,1	24,4	35,9
	sim2	-2,5	8,2	19,6	17,1	24,7	34,3
	sim3	-3,7	9,1	20,3	17,2	24,7	34,4
	sim4	-3,3	7,6	19,0	17,1	25,6	35,7
1400	sim1	5,5	21,0	34,7	31,3	40,9	49,4
	sim2	5,1	23,6	32,4	31,2	40,3	50,3
	sim3	7,8	21,4	36,3	32,2	41,7	51,6
	sim4	6,3	22,9	32,7	30,6	39,3	47,6
3200	sim1	24,2	50,9	73,4	67,8	83,2	100,7
	sim2	17,7	54,9	71,2	65,5	77,1	95,1
	sim3	21,9	51,2	68,5	64,1	76,0	95,3
	sim4	22,5	53,2	72,8	67,3	81,9	98,8
3600	sim1	47,8	73,6	78,2	78,5	83,4	107,6
	sim2	49,1	73,0	77,8	77,3	81,9	100,2
	sim3	45,5	76,1	79,7	79,3	83,4	99,5
	sim4	41,8	74,8	79,2	78,9	83,2	101,3

Na fatia @200 m, cada uma das quatro simulações mostraram padrões similares. Transições progressivas desde o leste para oeste, e magnitudes entre ~ 3 MPa e os ~ 37 MPa. Por outro lado, e para a fatia @1400, as diferenças visuais nas feições das pressões de poro foram sutis. Apresentando-se algumas modificações ao sul da sub-bacia. Nessa fatia, as amplitudes estatísticas das pressões de poro estiveram entre ~ 6 MPa e ~ 54 MPa (Fig. 4.47 a) e b)).

Para a fatia @3200, algumas áreas das permaneceram similares nas quatro simulações. Porém, nas simulações sim1 e sim2, as magnitudes maiores prolongaram-se para o sul da área. Nessa fatia, as magnitudes mínimas atingidas foram de ~ 16 MPa, e as máximas de ~ 107 MPa (Fig. 4.47 c)).

Para a fatia @3600 as simulações apresentaram padrões visuais diferentes para cada uma delas. As correlações estatísticas resultaram baixas. A maior, de 0,4, apresentou-se entre a sim1 e a sim3. No entanto, as médias das estimativas foram similares (i.e. ~ 78 MPa), assim como as amplitudes e a mediana (Tab. 4.15, Fig. 4.47).

4.8.4 VALIDAÇÃO E COMPARAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DAS PRESSÕES DE PORO OBTIDAS POR DIFERENTES MÉTODOS

A validação cruzada para as estimativas das pressões de poro mediante kriging nas fatias @200, @1400, @3000 e @3600 indicou a capacidade dos modelos Gaussiano e

Tabela 4.16 – Estatísticos da validação cruzada dos modelos e das estimativas kriging nas fatias @200, @1400, @3000 e @3600. CORR. Coeficiente de correlação de Pearson entre os valores dos dados observados e os estimados na validação cruzada. R²: Coeficiente de determinação entre os valores observados e os estimados na validação. REQM (RMSE): Raiz do erro quadrático médio. EMA (MAE): Erro médio absoluto.

FATIA	CORR.	R ²	REQM	EMA
200	0,98	0,96	1,80	1,30
1400	0,98	0,96	1,97	1,52
3200	0,94	0,87	5,45	4,5
3600	0,92	0,85	4,9	3,6

Esférico, com os parâmetros indicados anteriormente, para reproduzir ou prever os valores amostrais (i.e. dados observados) (Tab. 4.16).

Esses modelos, e as posteriores estimativas kriging baseadas neles, apresentaram alto desempenho em todas as fatias. Todos eles revelaram altas correlações entre os valores dos dados observados (i.e. dados amostrais na fatia), e os correspondentes estimados pelos modelos. Assim, os Coeficientes de Correlação de Pearson resultaram próximo de 1 para todas as fatias, entanto que o Coeficientes de Determinação entre os valores observados e os estimados pelos modelos, estiveram pertos de 1 no caso das fatias @200 e @1400, e de 0,90 no caso das fatias @3200 e @3600. Por sua parte, a raiz do erro quadrático médio dos resíduos (REQM) e o erro médio absoluto (EMA), apresentaram magnitudes baixas, indicando um bom ajuste dos modelos aos dados (Tab. 4.16).

A comparação entre as estimativas das pressões de poro mediante krigagem e simulação, sugerem boas correlações para as fatias @200, @1400 e @3200. Nessas fatias, os coeficientes de correlação de Pearson foram maiores aos 0,9, e os R² entre 0,84 e 0,97. Os REQM foram menores para as fatias @200 e @1400. No entanto, maiores para as fatias @3200. Caso diferente aconteceu com a comparação na fatia @3600, onde os coeficientes de comparação estatística das estimativas dos métodos diminuíram notadamente, e os REQMs aumentaram (Tab. 4.17).

Na fatia @200, as estimativas obtidas mediante krigagem obtiveram altas correlações com todas as quatro simulações. Nas primeiras, as amplitudes estatísticas foram menos compridas, mas os quartis, a mediana e as densidades da distribuição apresentaram alta coerência.(Fig. 4.48 a)).

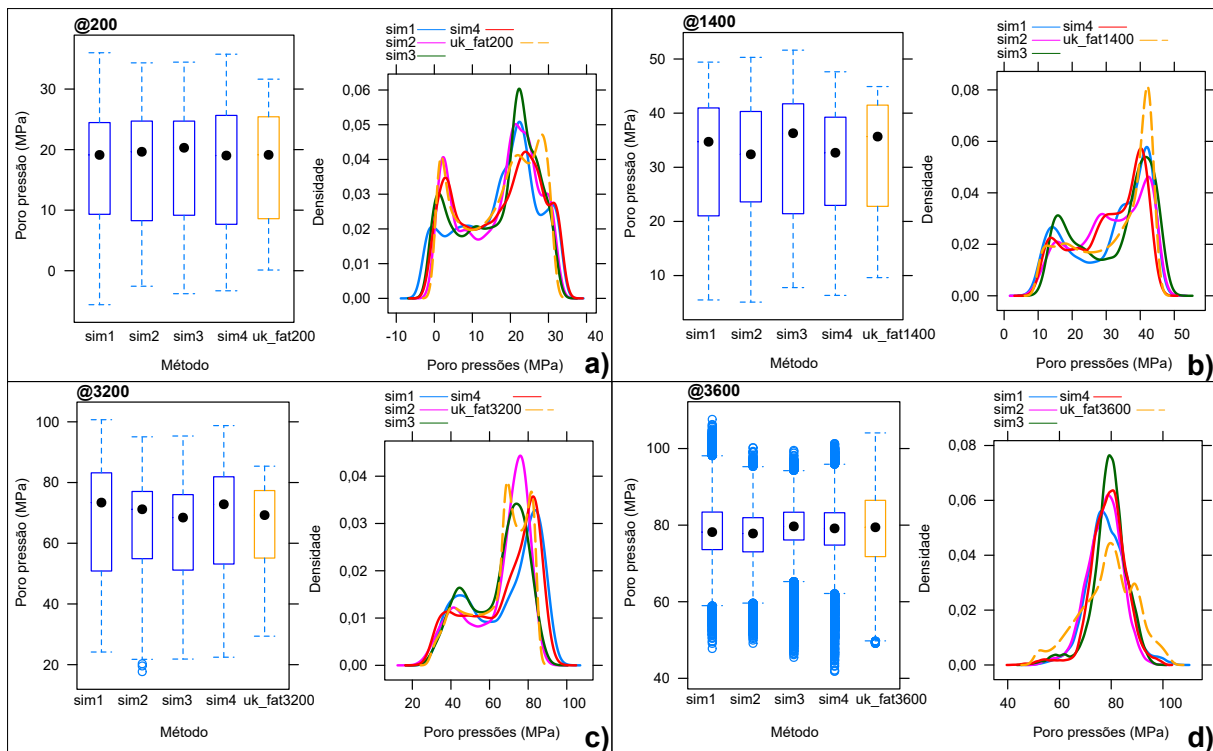


Figura 4.48 – Comparação das estimativas das pressões de poro obtidas mediante simulações sequênciais e krigagem universal. sim1: Simulação 1. uk_fat200: Krigagem universal fatia 200 a) Caso fatias @ 200 m. b) Caso fatia @1400 m. c) Caso fatia @3200 m. d) Caso fatia @3600 m.

As estimativas na fatia @1400, apresentaram para a krigagem uma amplitude estatística menor que as quatro simulações correspondentes. A mediana oscilou próximo aos 35 MPA, mas a conservaram uma coerência geral nas densidades estatísticas. Para a fatia @3200, a comparação entre as estimativas mostrou amplitudes estatística maiores nas quatro simulações do que nas krigagem. No entanto, as sim2 e sim3 apresentaram amplitudes interquartis similares. As densidades apresentam, em geral, boa coerência,

Tabela 4.17 – Estatísticas comparativas entre as estimativas das pressões de poro obtidas mediante krigagem e simulação. CORR. Coeficiente de correlação de Pearson entre os valores dos dados observados e os estimados na validação cruzada. R²: Coeficiente de determinação entre os valores observados e os estimados na validação. REQM (RMSE): Raiz do erro quadrático médio. KU: Kriging universal.

FATIA	KU	SIM.	CORR.	R ²	REQM	FATIA	KU	SIM.	CORR.	R ²	REQM
200	ku	sim1	0,96	0,93	2,70	3200	ku	sim1	0,92	0,84	7,20
200	ku	sim2	0,97	0,95	2,10	3200	ku	sim2	0,94	0,88	5,40
200	ku	sim3	0,96	0,93	2,60	3200	ku	sim3	0,92	0,84	5,93
200	ku	sim4	0,97	0,95	2,60	3200	ku	sim4	0,93	0,86	6,65
1400	ku	sim1	0,97	0,95	2,33	3600	ku	sim1	0,40	0,20	7,00
1400	ku	sim2	0,96	0,92	2,90	3600	ku	sim2	0,30	0,10	6,60
1400	ku	sim3	0,96	0,92	3,20	3600	ku	sim3	0,41	0,20	6,30
1400	ku	sim4	0,96	0,92	2,70	3600	ku	sim4	0,40	0,10	6,61

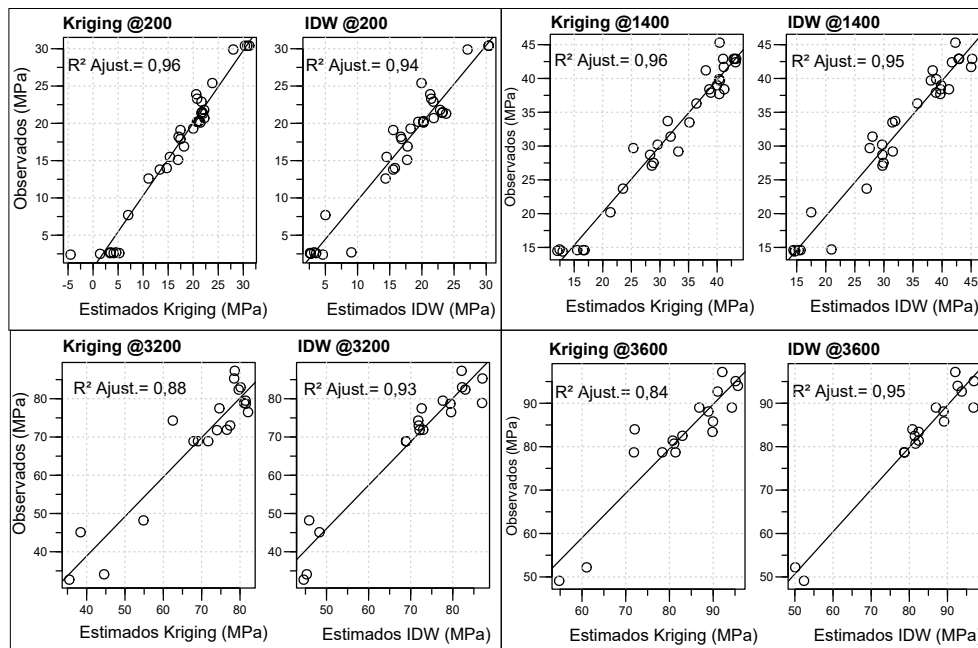


Figura 4.49 – Resultados da validação cruzada das estimativas das pressões de poro obtidas mediante krigagem universal e o inverso da distância (IDW) nas fatias @ 200 m, @1400 m, @3200 m, e @3600 m. R²: Coeficiente de determinação entre os valores observados e os estimados na validação.

especialmente com a sim2, onde as correlações de Pearson, o R² e o REQM, são os mais ajustados (Fig. 4.48 c), Tab. 4.17).

Para a fatia @3600, mesmo que as medianas estiveram oscilando ao redor dos ~78 MPa, a amplitude interquartil nas estimativas kriging foi maior do que nas simulações. Desta maneira, todas as densidades das estimativas apresentaram modas similares, mas com frequências maiores nas simulações. Nessa fatia, foi característica a presença de magnitudes de pressões de poro extremas, isto é, magnitudes por fora dos limites inferiores e superiores do gráfico *box-plot*, porém com as frequências mais baixas nas densidades do que as apresentadas nas estimativas kriging (Fig. 4.48 d), Tab. 4.17).

As comparativas das estimativas da krigagem e do método do inverso da potência da distância, IDW, indicaram que a capacidade dos modelos de prever valores observados foi alta. Como no caso das interpolações das curvas de nível indicado anteriormente, o valor da potência p no método IDW que apresentava feições espaciais de pressões de poro mais admissíveis foi de 5. Com $p = 5$ no método IDW, sua validação cruzada indicou que os coeficientes de determinação e suas correlações entre os valores observados e seus estimativas, foram maiores que o 90%. Percentagem similar, mas moderadamente maior nas fatias @3200 e @3600, do que os obtidos mediante krigagem (Fig. 4.49).

Neste mesmo sentido, a correlação entre as magnitudes estimadas mediante kriga-

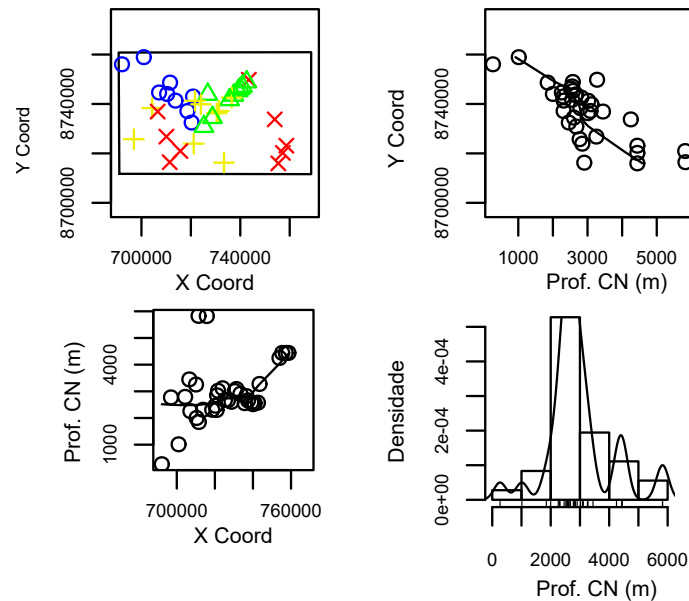


Figura 4.50 – Exploração espacial dos dados de profundidade da superfície de compactação normal-CN. Os cores do gráfico da margem esquerda superior indicam os quartis dos dados amostrais.

gem e IDW foi alta. Para a fatia @200, a correlação de Pearson foi de 0,97. Para a fatia @1400 de 0,97. Para a fatia @3200 de 0,89, e para a fatia @3600 de 0,85. Com R^2 de 0,94. 0,96. 0,89, e 0,85 respectivamente.

4.8.5 ESTIMATIVA DA SUPERFÍCIE BASAL DE COMPACTAÇÃO NORMAL

Foram estabelecidas as profundidades da superfície até onde as pressões de poro apresentaram um comportamento hidrostático. A modelagem, e as estimativas estiveram baseadas em uma amostra de 36 pontos (i.e (x,y,prof. CN)). Das 36, 20 corresponderam aos poços, 14 aos *supergathers*, e 2 aos pseudopoços (Tabs. 4.5, 4.10).

As profundidades amostrais de compactação normal, apresentaram as frequências maiores entre os 2000 m e 3000 m, e uma dependência das coordenadas (x,y). Na direção x , as profundidades sugeriram uma maior dependência desde aproximadamente a ordenada ~ 740000 m até ~ 760000 m. Na direção y , desde a ordenada ~ 8720000 m até ~ 8750000 m (Fig. 4.50).

A remoção da média mediante a regressão polinômica de grau 1, revelou no semivariograma empírico omnidirecional dos residuais a dependência espacial das profundidades. Em ele foram testados os modelos Exponencial, Esférico, Gaussiano e Matern, os quais todos convergiram. Deles, o Esférico permitiu determinar as magnitudes dos parâmetros espaciais melhor ajustados ao semivariograma empírico, seguido pelo modelo Gaussiano (Fig. 4.51).

Isto devido a que os patamares dos modelos Exponencial e Matern se apresentaram altos para o semivariograma omnidirecional empírico, e com os SQRs maiores. Entanto que o alcance do modelo Gaussiano foi baixo, implicando um patamar menor, e um maior SQR do que o modelo Esférico. Por outro, a validação cruzada desses modelos mostrou que o modelo melhor ajustado as previsões dos dados amostrais foi o Esférico, com um REQM (*RMSE*) de 596,6 MPa. No entanto, os REQMs dos outros modelos não resultarem substancialmente maiores (Tab. 4.18).

Tabela 4.18 – Modelos de ajuste geoestatístico da superfície de compactação normal da Sub-bacia de Sergipe. EP: Efeito Pepita. MAX. DIST.: Máxima distância de análise. SQR (*SSE*): Soma dos quadrados dos resíduos do ajuste do modelo. REQM (*RMSE*): Raiz do erro quadrático médio da validação cruzada.

MODELO	PATAMAR (MPa ²)	ALCANCE (m)	EP (MPa ²)	MAX. DIST. (m)	SQR	REQM
Exponencial	777727,7	22796,01	0,0	45000	25463,04	607
Esférico	549787,8	27979,02	0,0	45000	22552,61	596,6
Gaussiano	483215,23	11753,12	43694,76	45000	23211,42	597,5
Matern	777727,8	22796,01	0,0	45000	25463,04	607,3

Foi encontrado que para uma distância máxima de análise de 45 km, a autocorrelação espacial dos dados tinha um alcance aproximado dos 27.9 km, um patamar de ~ 549788 MPa², e um efeito pepita de 0. Para essa mesma distância o modelo Gaussiano indicou um alcance de ~ 11.8 Km, um patamar de ~ 483215 MPa², e um efeito pepita de ~ 43695 MPa² (Fig. 4.51, Tab.4.18).

Com o modelo Esférico e seus parâmetros foram levadas a cabo as estimativas das profundidades mediante a krigagem. Suas estatísticas estiveram muito próximas dos estatísticos dos dados amostrais. A profundidade média estimada foi de ~ 2907 m, e a mediana de ~ 2871 (Tab. 4.19).

A superfície estimada mediante krigagem apresentou as profundidades menores no intervalo [256,2-904,1] m, e as maiores no intervalo aproximado (5439-6087] m. As primeiras foram encontradas para o NW, enquanto que as segundas para o sul da área. Os desvios padrões nos intervalos menores de [230,2-411] m foram obtidas para na maior parte da área, enquanto que os maiores de [502,8,2-957,1] m. foram obtidos nos entornos e para o sudeste da área de estudo (Fig. 4.52 b)).

Encontrou-se que a superfície até profundidade aproximada de 2000 m, tinha uma direção NE-SW. No entanto, a curva de nível dos 2500 m contornou a área sugerindo

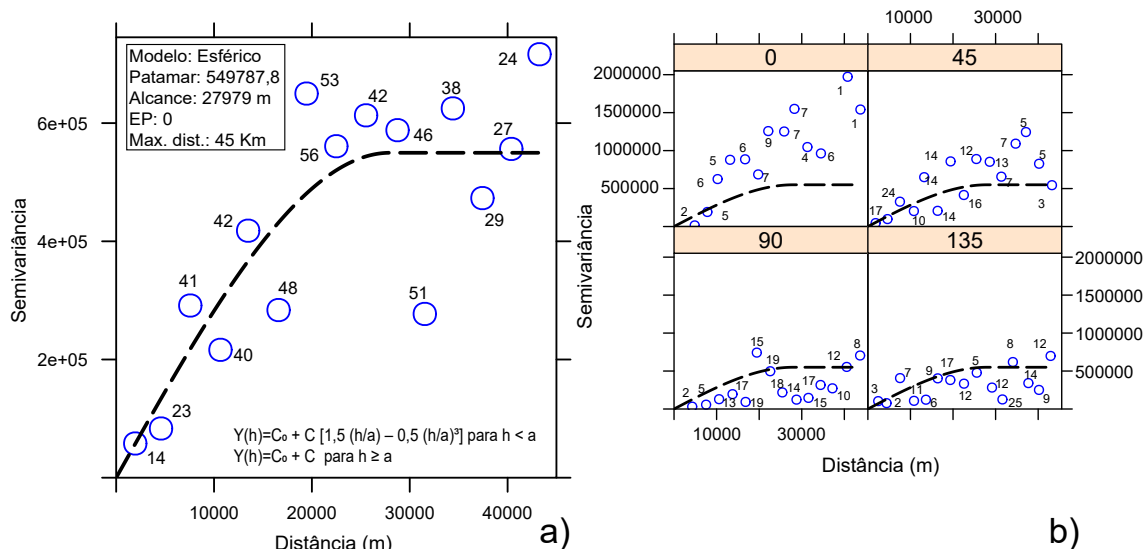


Figura 4.51 – Modelo de ajuste geostatístico do semivariograma empírico dos residuais da superfície limite de compactação normal. a) Modelo de ajuste omnidirecional dos residuais no semivariograma empírico. EP: Efeito pepita. Max. dist.: Máxima distância. $\gamma(h)$: Semivariância do modelo esférico teórico. C : Variância espacial. C_0 : Efeito pepita. h : Distância de separação entre pares de pontos (*lag*). a : Alcance. b) Variogramas empíricos multidirecionais. Análise nos azimutes de 0° , 45° , 90° , e 135° .

a sua delimitação em duas partes. A primeira das partes para o SW com as maiores profundidades e declividades íngremes, e a segunda para o leste, com profundidades mais rasas e declividades menos acentuadas (Fig. 4.52 a)).

Tabela 4.19 – Resumo estatístico dos dados amostrais, e das estimativas das profundidades da superfície de compactação normal mediante krigagem e simulação sequencial. MIN.: Mínimo. Q1.: Quartil 1. MAX.: Máximo. Krig.: kriging. Amostras: Resumo das estatísticas das amostras. Unidades em metros.

MÉTODO.	MIN.	Q1.	MEDIANA	MÉDIA	Q3.	MAX.
Amostras	268	2504	2724	2937	3150	5829
Krig.	247,1	2341,7	2870,8	2907,6	3421,4	5846,8
IDW	268	2608	2851	2956	3217	5829
sim1	-150	2585	3161	3130	3670	6292
sim2	1,3	2197,8	2876,3	2983,7	3735,6	6150,2
sim3	196,9	2309,2	2981,2	3003,9	3723,7	6150,8
sim4	247,1	2250,2	2866,3	2882,0	3423,3	6969,9

As quatro simulações efetuadas, representaram bastante bem as feições da superfície obtidas mediante krigagem. No entanto, a sim3, seguida da sim2, foram as que visualmente apresentaram mais proximidade visual a obtido no kriging. (Fig. 4.53).

O anterior foi refletido nos coeficientes de determinação, o R^2 , dos valores das pro-

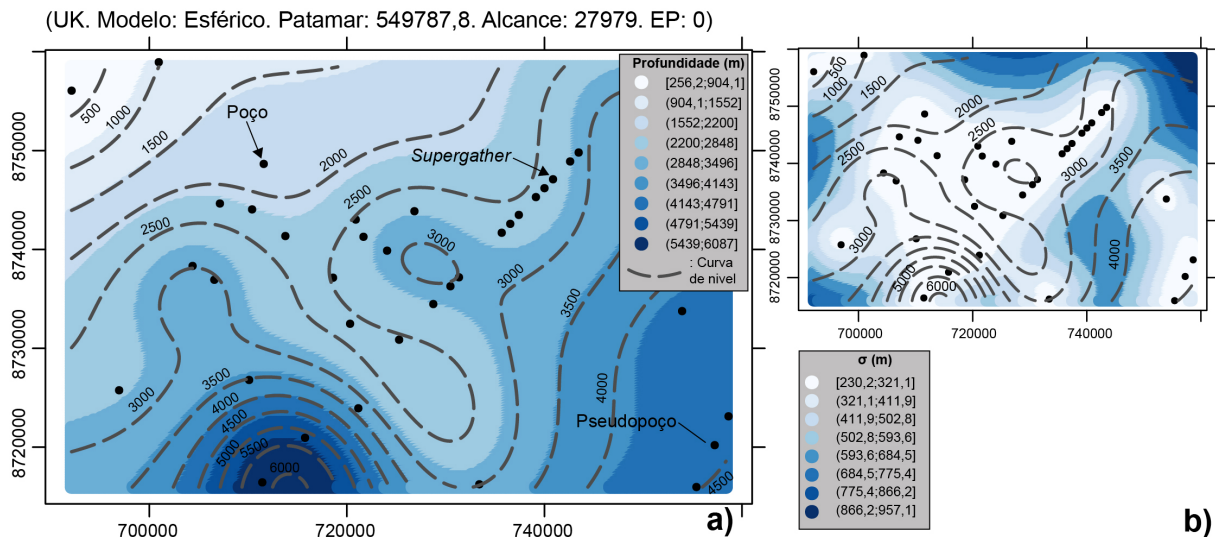


Figura 4.52 – Estimativa kriging, e desvio padrão das profundidades da superfície de compactação normal na Sub-bacia de Sergipe. a) Estimativas kriging das profundidades da superfície de compactação normal. b) Desvio padrão das profundidades estimadas da superfície de compactação normal.

fundidades estimadas pelos dos métodos. O obtido entre a krigagem e a sim3 foi de 0,85. Entanto que o obtido entre a sim2 e a krigagem foi de 0,81.

Igualmente aconteceu com a correlação de Pearson, onde entre as duas primeiras foi de 0,92, enquanto que entre as duas segundas foi de estimativas de 0,90. Assim como no *RMSE* cujas magnitudes foram de 378,8 para o caso entre o kriging e a sim3, e de 451,5 entre a sim2 e a kriging.

Na comparação das estimativas mediante krigagem e simulação, foi observada uma alta coerência nas densidades estatísticas. No entanto, as frequências próximas do valor médio da sim3 foram menores que as obtidas meditante krigagem (Fig. 4.54). Por outro lado, os resultados das sim1, sim4 e a krigagem mostraram valores extremos ultrapassando os limite inferior como no superior dos gráficos de caixas (*box-plots*). Na sim1 e sim3, eles apareceram, mas além do limite superior, e com frequência mais baixas. (Fig. 4.54).

O desempenho dos modelos kriging e do IDW foram similares, e relativamente alto na capacidade do prever dados observados. A validação cruzada do modelo resultante para o processo de kriging apresentou um $R^2=0,69$ para a relação entre os valores observados (i.e. dados amostrais) e os previstos pelo modelo, uma correlação de Pearson de 0.84, e um REQM de 596,6.

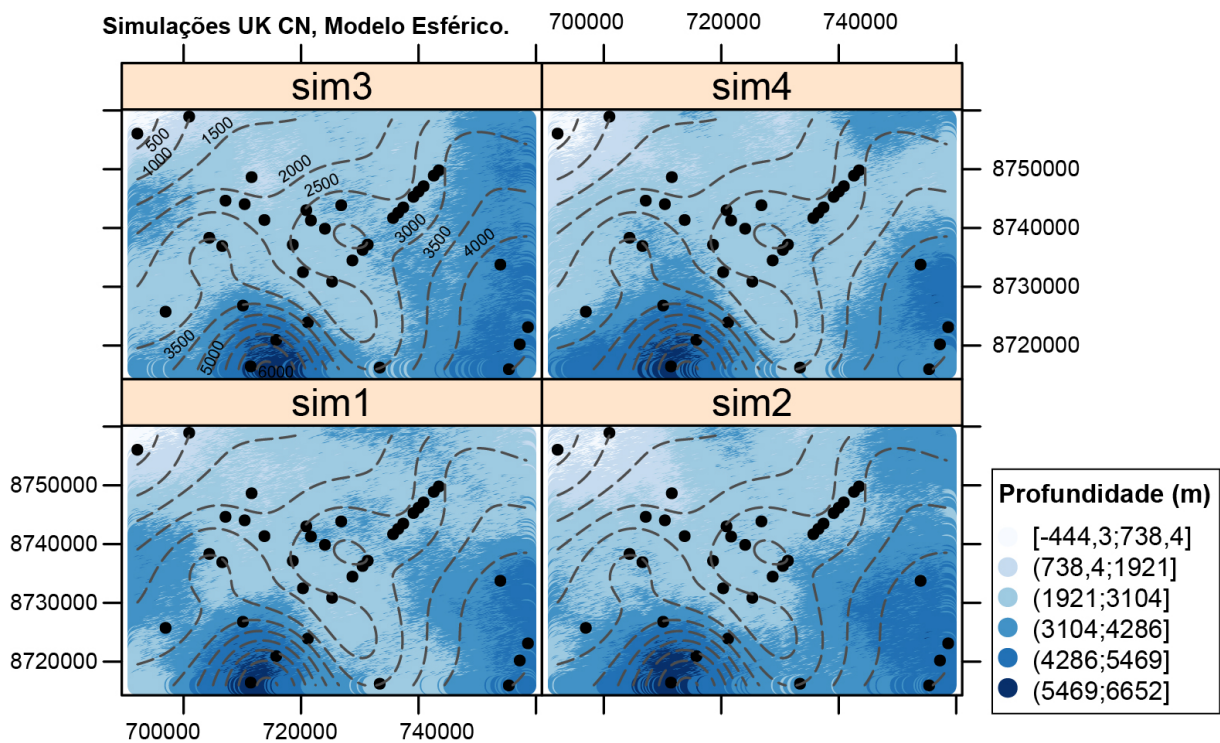


Figura 4.53 – Estimativa mediante simulação das profundidades da superfície de compactação normal na Sub-bacia de Sergipe.

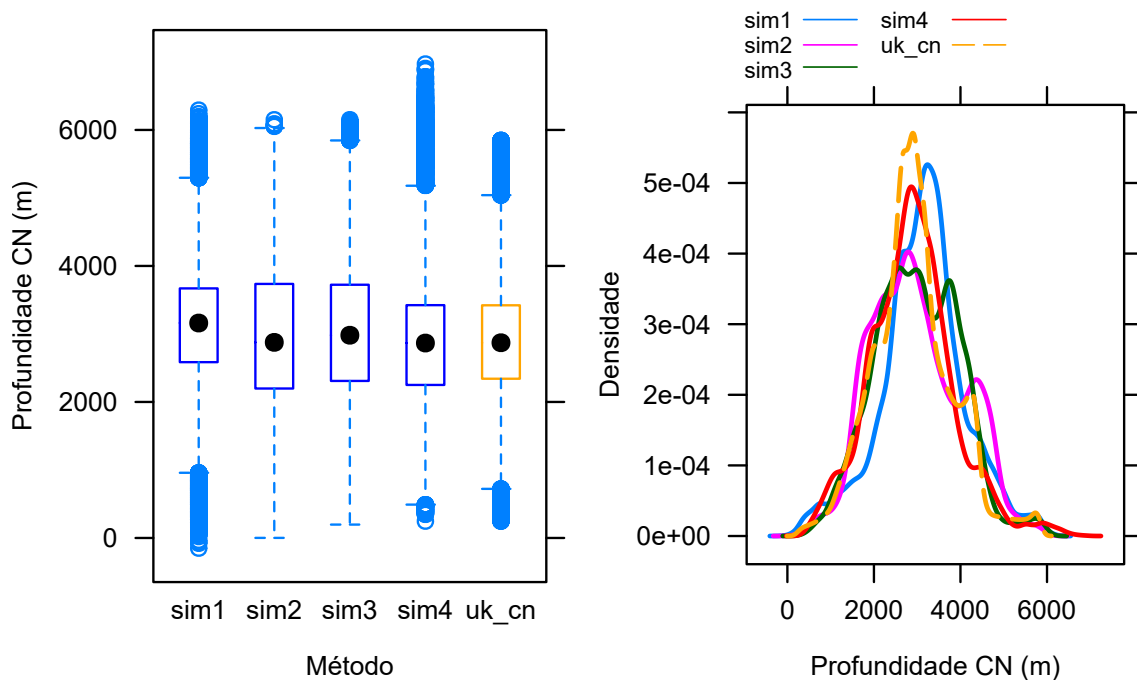


Figura 4.54 – Comparação das estimativas mediante Kriging Universal e simulação, das profundidades da superfície de compactação normal-CN na Sub-bacia de Sergipe.

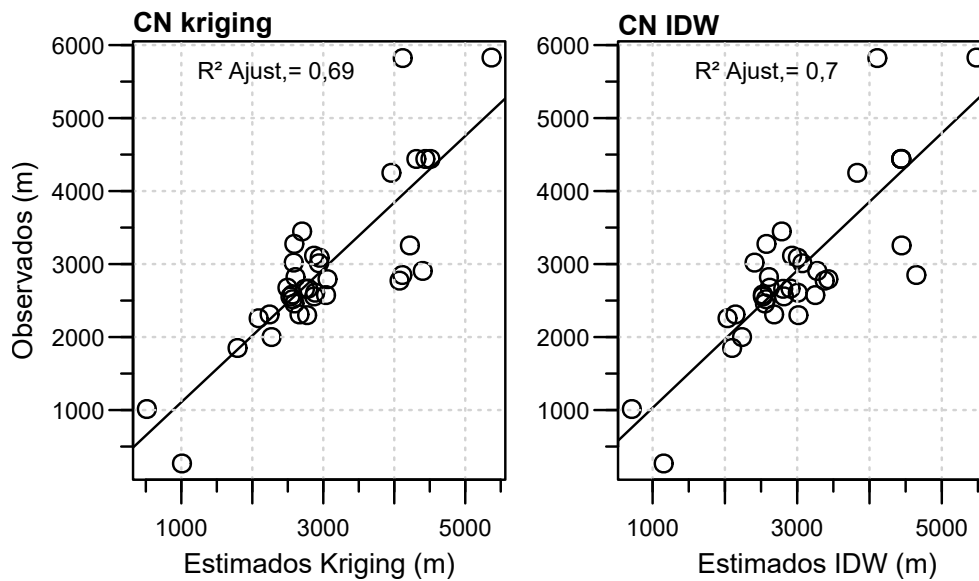


Figura 4.55 – Comparação dos resultados da validação cruzada para os modelos da krigagem, e o Inverso da Potência da Distância, usados nas estimativas das profundidades da superfície de compactação normal na Sub-bacia de Sergipe.

Já a validação para o modelo IDW com $p = 5$, os resultados foram de um $R^2 = 0,70$, uma correlação de Pearson de 0,84, e um REQM de 594 (Fig. 4.55).

5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O ordenamento cronostratigráfico (i.e. esquema cronoestratigráfico) nesta pesquisa estabelece que as rochas perfuradas na plataforma continental da área estudada apresentam idades desde o Cambriano (i.e. Formação Estância), até o Holoceno (Fm. Barreiras). No talude e no sopé continental, as idades máximas das sequências perfuradas são de idade Aptiano, Cretáceo Inferior, com a Formação Muribeca/Rio Pitanga. As mais recentes correspondem ao Oligoceno (L21), com a Formação Calumbi.

Assim, os esquemas cronostratigráficos das sequências perfuradas não apresentaram idades menores ao Oligoceno (i.e. Neógeno-Quaternário) nos poços do talude e do sopé. Esses resultados foram suportados pela informação e os dados dos relatórios fornecidos para essa pesquisa. No entanto, a existência de uma discordância com essa intensidade de diacronismo não tem sido reportada para a sub-bacia. Neste sentido, a carta estratigráfica em Campos-Neto et al. (2007) apresenta para o talude e o sopé um grande hiato no intervalo aproximado Langhiano-Serranvalliano (i.e. L24, L25), e associado a transgressão marinha.

Em referência, várias hipóteses são sugeridas: a) Os dados cronostratigráficos no intervalo superior dos poços estudados foram desconsiderados por não existirem, ou por não ser de interesse exploratório. b) A carta cronoestratigráfico em Campos-Neto et al. (2007) não incluiu os poços da área mais ao sul da Sub-bacia de Sergipe. Nesse último caso, o hiato do intervalo Neógeno-Quaternário no talude e sopé continental para área desta pesquisa é válido, mas provavelmente com um intervalo de tempo menor, que pode ser resolvido com disponibilidade de informação biostratigráfica.

Por outro lado, a ausência no talude das formações mais na base do Cretáceo Inferior e até do Cambriano, é devida ao fato que os poços não foram perfurados à suficiente profundidade para atingir essas idades.

Os maiores hiatos encontrados nos poços apresentam-se durante o Cretáceo Inferior. O esquema cronoestratigráfico sugere para este período, e na borda da plataforma continental e talude superior, os eventos erosivos foram de grande intensidade. Tal é o caso dos poços P0056-81 e P007-70 onde rochas de idade Bartoniano (Eoceno) estão em contato discordante com rochas do Aptiano. Mais severo ainda, o caso do poço P0011-71, perto da linha de costa, onde rochas do Ypresiano estão em contato discordante com rochas do Cambriano.

Esses fatos ajustam-se à carta estratigráfica de Campos-Neto et al. (2007), no sentido de apresentar-se grandes hiatos durante o Cretáceo Inferior como aqueles do limite Valanginiano-Hauteriviano, e dos acontecidos no Aptiano. No entanto, o diacronismo das discordâncias na carta citada não é tão profundo como as encontradas nos poços da plataforma. Sugere-se então que o diacronismo das discordâncias do Ypresiano (Eoceno) da carta estratigráfica de referência poderia-se propagar até o Aptiano. Isto no sentido do apresentado na carta estratigráfica de Feijó (1994), onde a presença do hiato é estendida desde o Mioceno até o Aptiano. Para isso sugere-se conferir essa possibilidade mediante a análise sismoestratigráfica, combinada com informação de poços.

Por outro lado, observou-se que durante o Cretáceo Superior, os eventos de não sedimentação ou de erosão estão localizados na plataforma, e na parte superior do talude continental. Enquanto que aqueles mais contínuos na sedimentação se apresentam no intervalo Campaniano-Maastrichtiano. Esses fatos são observados na carta estratigráfica para a sub-bacia de Campos-Neto et al. (2007). Nesta, tanto na plataforma como na parte superior do talude, são presentes hiatos como o acontecido no intervalo Coniaciano-Santoniano. Já para o Campaniano-Maastrichtiano, os eventos de sedimentação se apresentam mais persistentes.

No esquema cronoestratigráfico, e durante o lapso Bartoniano-Chattiano (i.e. L18-L21), apresenta-se a maior continuidade no registro geológico da sub-bacia. No entanto, os poços do sopé contem hiatos para o Priaboniano e o Rupeliano (L19-L20). Fatos que concordam de maneira geral com a carta estratigráfica de referência. Nesta, o mesmo intervalo apresenta dois hiatos de curta duração. O primeiro acontecido no limite Bartoniano\Priaboniano. O segundo entre o limite Priaboniano\Rupeliano.

O ordenamento temporal dos eventos cronoestratigráficos nos poços permite ressaltar nesta pesquisa os seguintes hiatos: a) A parte inicial do Cretáceo Inferior (i.e. Valanginiano/Hauteriviano) na plataforma continental (i.e. L2-L3). Porém, para o talude e para a planície oceânica os poços analisados provavelmente não atingiram essas idades. b) O Selandiano na parte média do Paleoceno (L14). c) O Lutetiano no inferior do Eoceno (L17). d) O Aquitaniano na parte inicial do Mioceno na plataforma, talude e sopé continental (L22). e) O intervalo Langhiano-Messiniano no Mioceno, em toda a área de estudo (L24-L27).

A respeito, a carta estratigráfica de Campos-Neto et al.(2007), apresenta um grande hiato no intervalo Valanginiano-Hauteriviano. No entanto, o hiato não expande-se para todo o intervalo. Por outro lado, os poços estudados, no talude e no sopé continental, foram perfurados máximo até o Aptiano. Por tal, a comprovação da existência ou não

desse hiato não é possível com a informação de poços disposta para essa pesquisa. Por outro lado, o hiato do Selandiano, concorda com a discordância do Paleoceno Superior de Campos-Neto et al. (2007), com diacronismo máximo no talude. O qual justapõe-se com o diacronismo máximo da discordância do Paleoceno da carta citada.

O hiato do Lutetiano (i.e.L17) ocorre no esquema cronoestratigráfico em todos os poços da área de estudo, tanto para aqueles da plataforma, quanto do talude e o sopé, que não parece acontecer por coincidência. Sobre isso, as cartas estratigráficas de Campos-Neto et al.(2007), e de Feijó (1994), apresentam para o Lutetiano o registro estratigráfico bem completo, desde aproximadamente a parte média da plataforma até mínimo o sopé. Porém, perda do registro desde a parte média da plataforma até a linha de costa. O fato dele acontecer em todos os poços estudados parece ser mais que coincidência. Por tanto, é possível que o hiato tenha acontecido mas não em toda a sub-bacia.

Em termos gerais, o esquema cronoestratigráfico indica que a parte mais ao oeste da área de estudo, apresenta uma maior frequência de discordâncias, e hiatos de maior duração, da forma como é mostrada nas cartas estratigráficas. Essa área representa a porção mais proximal da sub-bacia, onde a erosão/não sedimentação são mais expressivos durante eventos tectônicos e eustáticos.

As taxas de sedimentação encontradas na área de estudo são variáveis no percurso de sua história sedimentar. As maiores taxas, sem correção, encontradas são de 359 m/Ma no Zancleano (L28), seguidas dos 247 m/Ma no Bartoniano (L18). Enquanto que as mínimas são de 4 m/Ma no Ypresiano (L16). Em termos gerais, as taxas apresentam diminuição nos intervalos [L4 - L8], e desde (L18 -L23] ao passo que incrementos no intervalo (L8-L18). Para o Zancleano, o dado pode não ser muito consistente devido os escassos dados de poço disponíveis. No entanto, durante o Zancleano é registrado o evento regressivo associado à Formação Barreiras.

De maior consistência as segundas taxas maiores acontecidas durante o Bartoniano (L18). Elas acontecem dentro de um período de progradação marinha, e perto de seu máximo progradacional segundo Campos-Neto et al.(2007). Assim, e em geral, os acrescentamentos e os declínios das taxas, coincidem relativamente bem com algumas das discordâncias marcadas na carta em Campo-Neto et al. (2007).

A comparação dos pontos das mudanças nas taxas de sedimentação com as variações eustáticas globais apresentam correlações em alguns lapsos. Como apontado, de L4 (Barremiano, no Cretáceo Inferior) para L7 (Cenomaniano, nos inícios do Cretáceo Superior), as taxas de sedimentação diminuiram. Nesse mesmo intervalo os níveis eus-

táticos aumentaram com respeito aos níveis atuais de 180,95 m para 227,04 m (Haq, 1991). Contrariamente, e em relação ao anterior, de L7 para L18 (Bartoniano, no Eoceno) as taxas de sedimentação aumentaram e os níveis eustáticos diminuíram desde 227,04 m até 175,95 m. No entanto, desde L18 para L23 (Burdigaliano, no Mioceno) as taxas de sedimentação diminuirão novamente, mas os níveis eustáticos globais continuaram descendo (Haq, 1991).

Como indicado, desde L18 até L23, os níveis eustáticos desceram. Porém, desde os inícios do Oligoceno, (i.e. posterior a L18) até a parte media do Mioceno, foram reportados duas subidas no nível do mar (Arai, 2006; Campos-Neto et al., 2007). Essa subidas locais dos níveis eustáticos nesse intervalo temporal, poderiam-se associar as descidas nas taxas de sedimentação.

Em referência a equação de Gardner et al. (1974), ela resultou apropriada para o cálculo das densidades das unidades rochosas perfuradas nos poços. A equação foi o resultado de um estudo acurado, e tendo em conta rochas de diversas bacias do mundo. Os valores dos parâmetros dessa equação encontrado nesta pesquisa, e que ajustam-se melhor para as características rochosa da área de estudo são $a = 0,345$ e $b = 0,21$. Porém, os valores originais dos parâmetros, $a = 0,23$ e $b = 0,25$, são similares aos obtidos com os parâmetros encontrados nesta pesquisa. Confirmando o apresentado no artigo.

O método de Eaton para as estimativas das pressões de poro em rochas argilosas, ou argilo-arenosas resulta apropriado para tal fim na área de estudo. Foi encontrado que a rocha predominante na área de estudo é de granulometria fundamentalmente argilosa, tal e como indicam as cartas estratigráficas para a sub-bacia. Nesse sentido, as análises granulométricos obtidos das amostras de calha indicam 80% de argila, e 15,6% de arenito. Da porcentagem da 71% corresponde a folhelho. Igualmente, foi encontrado 15,6%, e que o total de granulometria argilosa\siltsosa é de aproximadamente o 80%.

Contudo, para o correto uso do método, requer-se adicionalmente ter dados adequados e suficientes que restrinjam a magnitude do parâmetro da equação exponencial para sua calibração. Esses dados podem ser de RFT, LOT ou pesos da lama, entre outros. Por tal, a aplicação da Equação de Eaton, tal e como ela é aplicada no Golfo do México, não é apropriada para a Sub-bacia de Sergipe. Para a potência da equação, os valores encontrados que ajustam-se as condições geomecânicas das sub-bacia estão no intervalo entre 1,2 e 1,5. Esses valores são um pouco maiores dos encontrados para a Sub-bacia de Sergipe, em dois poços, cuja localização é desconhecida (Silva et al., 2018)

Por outro lado, si os dados de poço tem alta resolução, as estimativas de Eaton apresentam variabilidade que precisa-se suavizar. Para isso, o modelo de regressão loess resulta apropriado e flexíveis. Porém, o método não fornece uma equação. Ele só pode ser reproduzir, com os dados amostrais e os parâmetros utilizados na determinação da linha de regressão. Os parâmetros da regressão loess que melhor suavizam os dados das pressões de poro estimadas mediante Eaton depende do regime de pressão de poro encontrado. Para o regime hidrostático os parâmetros são ($\text{span} = 1$; $\text{grau} = 1$). Para o regime de sobrepressão são ($0,1 > \text{span} < 0,3$; $\text{grau} = 2$).

Na análise de poço, encontra-se que a maioria dos poços da plataforma continental apresentam regime hidrostático, com uma taxa de variação de 0,01 MPa/m (i.e. 10 MPa/km). Do talude e do sopé, apenas um poço indicou essa condição (i.e. P113DA-01). Nesses poços, as amplitudes estatísticas encontradas são de 0,4 MPa-34,5 MPa para as pressões de poro estimadas. 0,4 MPa-47,8 MPa para o peso da lama de perfuração utilizada. 0,4 MPa-77,3 MPa para a tensão litostática, a qual apresenta uma taxa de variação média de 0,0224 MPa/m (i.e. 22,4 MPa/km).

O carácter hidrostático desses poços, pode-se interpretar como uma interconexão no meio poroso ao longo de toda a sequência perfurada devida as características estratigráficas das camadas. Mas também como a conexão entre as camadas da sequência pela existência falhas que permitem a migração na coluna sedimentar dos fluidos. Nessa perspectiva, por um lado, as características de sedimentação próprias destes poços, onde a intercalação entre areias e argilas acontece desde a base até o topo da sequência favorece as probabilidades da mobilização dos fluidos acontecer. Por outro lado, as discordâncias presentes neles, e grandes magnitudes dos hiatos existentes diminuem as possibilidades dos fluidos quedarem confinados pelas mudanças estratigráficas.

Dessa forma, na Sub-bacia de Sergipe revela-se a existência de processos sedimentares, e provavelmente estruturais, que modificam o regime hidrostático das pressões de poro nos trechos mais superiores de 13 poços dos 20 analisados. Porém, as profundidades e as idades geológicas dos trechos onde ocorrem as mudanças não são iguais. Esse fato, revela que os processos sedimentares acontecem diferencialmente na Sub-bacia de Sergipe. Embora permite definir os limite de uma superfície de variação desses processos. Em relação a isso, mostra-se que o L16 (i.e. Ypresiano, no Eoceno) representa a idade geológica onde acontece com maior frequência a mudança da compactação normal para anormal (subcompactação), seguida pelo o L18 (i.e. Bartoniano, no Eoceno).

Mostra-se que existe correspondência entre o fato de ter maiores taxas de sedimentação em L18, e que o nível mais frequente de ocorrência das mudanças da tendência

da compactação normal aconteça em um nível contíguo inferior dele (i.e. L16). Isso sugere que para a área de estudo as taxas de sedimentação altas, associados à presença de discordâncias com diacronismos não altamente espaçados no tempo geológico, e à presença de rochas argilosas, são responsáveis em grande medida das transformações do regime das pressões de poro.

Essa combinação de processos ligados com as características estratigráficas determina a magnitude da difusão dos fluidos, e por tanto a formação ou não de anomalias nas pressões de poro (Zoback, 2007). Nesse sentido, e como acontece na sub-bacia de Sergipe, existem bacias no mundo cujos regimes de pressões de poro estão associadas a processos de subcompactação. Alguns exemplos são as bacias no Golfo do México, no Mar do Norte, no Sul do Mar Cáspio, na Bacia de Taranaki, entre outras (Fertl, 1976; Serebryakov, 1995; Zoback, 2007, Webster et al., 2011).

Nos poços com fenômenos de subcompactação, as estimativas das pressões de poro estão na amplitude estatística de 0,6 MPa-83,4 MPa. A pressão da lama de perfuração entre 0,6 MPa-88,1 MPa, e a tensão de sobrecarga entre 0,6 MPa-112,3 MPa e uma taxa de variação de 0,221 MPa/m (22,1 MPa/km). Essas magnitudes, adicionadas os poços com regimes hidrostáticos sugerem que para a área de estudo estão presente três tipos de regime de pressões de poro. O primeiro hidrostático, o segundo de sobrepressões baixas, e o terceiro de sobrepressões médias. As primeiras, encontram-se na maior parte da plataforma continental estudada, e até aproximadamente o Bartoniano (L18) no talude e o sopé. As sobrepressões baixas encontram-se em áreas da plataforma e do talude, acontecendo a partir de L18 ou L16. Enquanto que sobrepressões médias, são encontradas no sopé continental e no talude, acontecendo tanto previa como posteriormente às sobrepressões baixas.

Sobrepressões altas não foram encontradas na área estudada. Porém, nos poços de águas ultraprofundas (i.e. sopé), as magnitudes das pressões de poro médias estão próximas de ultrapassar o 80% da tensão litostática, o que revela uma possível existência sobrepressões altas em essas áreas.

Com relação as pressões de poro nas formações, constata-se que durante o Cretáceo Inferior e Superior, as magnitudes das pressões de poro são maiores, mas também com maior variabilidade. Para o Cretáceo Inferior, as amplitudes estão aproximadamente no intervalo 5 MPa-85 MPa. Enquanto que as do Cretáceo Superior entre aproximadamente 28 MPa e 77 MPa.

Durante o Cretáceo Inferior, as mudanças das pressões de poro de regime hidrostá-

tico para sobrepressão encontram-se nas profundidades maiores aos 4000 m. Enquanto que no Cretáceo Superior essas mudanças se apresentam em diferentes profundidades da área de estudo até os 5500 m. Posterior aos 5500 m, as pressões de poro são de sobrepressão. Isso foi evidente nas partes mais profundas das Formações Muribeca e Riachuelo, do Cretáceo Inferior. E nas formações Cotinguiba e Calumbi do Cretáceo Superior.

Para os intervalos do Paleoceno e Eoceno (Fm. Calumbi), as pressões de poro apresentaram menores perturbações. No Paleoceno, as amplitudes das pressões de poro estão no intervalo aproximado dos 20 MPa até 45 MPa. Enquanto para o Eoceno entre aproximadamente 4 MPa e 50 MPa. Para as rochas do Oligoceno e Mioceno, não se apresentam perturbações nas pressões de poro. Elas tendem para o regime hidrostático. As primeiras com se encontram no intervalo aproximado 2,5 MPa-40 MPa. As segundas com magnitudes menores a 10 MPa.

Das relações entre a pressão de poro e o peso da lama reportado, encontra-se, como é de esperar-se, que a relação entre o peso da lama de perfuração e as pressões de poro das formações arenosas medidas mediante RFT é alta. Para a área de estudo, o peso da lama resulta em média em 1,2 vezes a pressão de poro. Igualmente, a relação entre as pressões de poro obtidas mediante RFT com a profundidade é salientaste. Em média, a cada variação de 100 m na profundidade, as pressões de poro em rochas arenosas acrescentam-se em 1,1 MPa.

Em termos gerais, a relação das pressões de poro nas sequências estudadas com a profundidade, revela que todas as pressões de poro estimadas na área de estudo até aproximadamente 2000 apresentam um comportamento bem ajustado ao hidrostático. Desde ali até as profundidades finais analisadas, a pressão de poro estabelece-se entorno de um valor médio, com flutuações cada vez mais variáveis, e se afastando gradativamente do regime hidrostático. Este modelo como é mostrado mais adiante, representa uma síntese bidimensional do comportamento da pressão de poro na bacia.

Desde uma perspectiva similar ao acontecido com os poços, mostra-se que o método de Eaton para o cálculo das pressões de poro a partir de dados de sísmica de reflexão oferece uma alternativa válida para aquelas áreas sem dados de poço. No entanto, para seu sucesso são fundamentais dois aspectos: a) A delimitação do campo de velocidades de tal maneira que as velocidades intervalares resultantes estejam nas magnitudes razoáveis da área de pesquisa. b) O parâmetro da potência da equação de Eaton deve estar calibrado, tal como acontece para os poços.

Em referencia isso, as velocidades intervalares que delimitam a picagem dos tempos duplos na linha sísmica pre-empilhada 2D VB-17X, e utilizada para o cálculo, podem ser obtidas da relação obtida entre essas duas variáveis mas nos VSPs. A relação estabelece em esta pesquisa que o tempo duplo é igual a 1,13 vezes a velocidade intervalar.

As magnitudes das pressões de poro estimadas da linha sísmica 2D VB-17X apresentaram em geral boa correspondência com aquelas obtidas nos poços. No entanto, nas profundidades maiores, algumas das magnitudes ultrapassaram os 90 MPa. Os resultados das magnitudes maiores que 90 MPa foram obtidas nas profundidades maiores dos *supergathers* (5500 m-6000 m). Isto está associado no modelo de velocidade na aquelas partes com tempos duplos igualmente maiores (5000 ms-6000 ms). Nesses níveis, a picagem das velocidades RMS, e por tal o controle das velocidades intervalares torna-se difícil pela presença do ruído sísmico.

Porém, as estimativas espaciais das pressões de poro, feitas adiante, tem em conta esse aspecto, e as análises são assim restritas até determinada profundidade. No entanto, para a espacialização das pressões de poro encontradas nos poços, o fatiamento dos dados de pressão de poro a cada 200 m, permitiu a modelagem geoestatística e a simulação dos dados.

As 24 fatias resultantes apresentam similaridades estatísticas que permitem distribuí-las em 5 grupos. Cada um deles caracterizado por um coeficiente de variação próprio. Com isso, o coeficiente resulta em um critério simples, mas útil no agrupamento de características. O primeiro grupo preliminar encontrado, corresponde a fatia 0, com o coeficiente de variação maior. O segundo grupo está constituído pelas fatias 200 e 400. O terceiro pelas fatias 600, 800 e 1000. O quarto pelas fatias desde 1200 até 3000. O quinto, com o menor coeficiente de variação, pelas fatias desde 3200 até 4200.

Na análise geoestatístico das fatias, é evidente que as análises são afetadas pelo tamanho amostral. As consequências são observadas no fatiamento, onde a variância da predição aumenta com a diminuição do tamanho amostral das fatias. O impacto é igualmente observado nas análises da anisotropia. Essas precisam de uma razoável quantidade de pares de pontos em determinada direção para a modelagem correta. Isso acontece com os dados fornecidos para a pesquisa, e impossibilita a avaliação acurada multidirecional das magnitudes das pressões de poro. Dessa forma, a diminuição do tamanho amostral das fatias, e a variabilidade nas taxas dessa diminuição é causado pelas dissimilaridades das profundidades em que os poços são perfurados.

Pelo anterior, as análises direcionais são desconsideradas, devido a que para os dife-

rentes azimutes, as amostras resultam ainda menores. Isso implica que a modelagem seja feito com os semivariogramas omnidirecionais, desde os quais as análises geoestatísticas exploratórias revelam que as magnitudes das pressões de poro em cada uma das fatias apresentam autocorrelação espacial. Porém, com média variável.

Não obstante isso, os padrões dos semivariogramas sugerem igual grupos de fatias, similares mas não iguais aos definidos pelo coeficiente de variação. Cada grupo apresenta características que sugerem patamares e alcances análogos. Isto significa que a magnitude da pressão de poro em determinado ponto depende das encontradas em outros pontos afastados dela uma determinada distância, e em alguns casos uma em uma determinada direção.

Por outro lado, o fato dos dados sugerir que os grupos de fatia apresentam similaridades geoestatísticas, é um indicador da autocorrelação, mas também de anisotropia em profundidade. Já para o caso da média variável, ela é observada em todas as fatias no aumento ilimitado da semivariância com o incremento da distância. Em virtude de que os modelos assumem estacionariedade, é necessário a remoção da média, e posteriormente a modelagem com os resíduos.

Com isso resolto, a modelagem geoestatística com as características dos dados da área de pesquisa, indicam que a distância apropriada de análise é de 45 km, e que a remoção da tendência é satisfatória com um modelo de regressão de primeiro grau entre as pressões de poro e a coordenadas x e y . Esse tipo de circunstâncias acarreta a modelagem dos residuais e não dos dados originais. No entanto, a modelagem com os residuais não afeta a interpretação dos resultados devido a que o objetivo é encontrar um modelo a utilizar na interpolação de kriging, cuja finalidade é encontrar os pesos ótimos a aplicarem sobre os valores amostrais.

Os semivariogramas empíricos sugerem grupos de fatias com características similares dos alcances e o patamar, como indicado. Elas em geral coincidem com o agrupamento obtido com o coeficiente de variação. No entanto, algumas diferencias mudam a configuração dos grupos. São definidos assim 4 grupos de fatias. O grupo 1 conformado pelas fatias entre 0 e 1200. O grupo 2 entre 1400 e 2800. O grupo 3 entre 3000 e 3400. O grupo 4 entre 3600 e 3800.

A modelagem geoestatística com fatias desses grupos indica que o modelo que melhor ajuste-se é o Gaussiano, já que das 7 fatias modeladas, 6 ajustam-se a esse modelo. Para a fatia 3600 é o Esférico. As fatias de 200 e 600, do grupo 1, apresentam valores similares nos parâmetros estimados na modelagem. As pressões de poro nessas fatias,

que atingem profundidades entre 37 m na plataforma e 3445 m no sopé, compartilhem um mesmo patamar, um mesmo efeito pepita, e estão autocorrelacionadas até aproximadamente 15 km. Isto é, a magnitude da pressão de poro para qualquer ponto entre essas profundidades está relacionada com outra que encontra-se até 15 km.

As fatias 1400 e 2000, do grupo 2, apresentam um patamar médio de 35, um efeito pepita relativamente similar, e um alcance médio de 17 km. Aproximadamente dois quilômetros a mais de alcance que nas fatias anteriores, mas com interpretação igual à anterior. Do grupo 3, as fatias de 3000 e 3200, relativamente compartilhem bem o patamar, o alcance, e o efeito pepita. O alcance médio é calculado em 18 km. Em estas duas fatias se apresenta uma mudança grande no patamar em relação as anteriores. Porém, o alcance não é substancialmente maior.

A fatia de 3600 apresenta uma queda nas magnitudes dos parâmetros, relacionada possivelmente à diminuição amostral, mas também à configuração espacial das amostras. O anterior porque dessa fatia com tamanho amostral de 18, 14 estão associadas aos supergathers, localizados sistematicamente em uma direção, e separados uma distância relativamente similar.

Assim, o alcance geoestatístico para as estimativas das pressões de poro na área de estudo, está entre aproximadamente 15 e 19 km, para uma distância máxima de análise de 45 km. O intervalo de alcances apontado, reflete, em certo grau, e de maneira direta nas características geomorfológicas, e indiretamente na cobertura dos processos estratigráficos responsável pelas características das pressões de poro presentes na sub-bacia. Isto é, a influência de um processo sedimentário na formação das atuais pressões de poro, poderia estar restrito até máximo um raio de distância de 19 km.

Por outro lado, mostra-se que os resultados são consistentes, na maioria dos casos. Isso é corroborado pela alta correlação dos resultados obtidos pelos métodos de Kriging, do Inverso da Potência da Distância, e de Simulação Sequencial. Esses métodos são aplicados nas fatias 200, 1400, 3200 e 3600, as quais representam grupos com características geoestatísticas similares indicados anteriormente.

Para as fatias 200, 1400, e 3200 as correlações entre as estimativas pela krigagem e as simulações estiveram entorno do 95%. Enquanto que para a fatia 3600 as correlações estiveram próximas do 40%. Já as correlações entre as estimativas para todas as fatias obtidas por kriging e IDW estão em torno do 90%. Por outro lado, a validação cruzada aplicada aos modelos para krigagem, e para o inverso da distância, indica que suas estimações conseguem reproduzir em boa medida as magnitudes amostrais.

Pode-se dizer que o uso de qualquer dos três métodos é viável. No entanto, o método de kriging fornece os desvios padrões das estimativas, e permite definir um modelo de autocorrelação espacial que possibilita o entender do alcance do fenômeno estudado. Além, permite incorporar variáveis secundárias associadas ao objeto principal estudado.

No caso da baixa correlação obtida entre as estimativas da krigagem e da simulação na fatia 3600, os resultados são explicados pela influência da forma em que as amostras estão estruturadas espacialmente. Nessa fatia, as amostras estão conformadas pelos poços mais profundos no sopé, os pseudopoços, e em sua maioria pelos *supergathers*. Por um lado, as amostras, como é claramente visível, apresentam uma direção preferencial NE-SW. Por outro, o mecanismo da simulação é gerar caminhos aleatórios a cada cenário simulado. Por tal, a probabilidade de que um fenômeno randomizado aproxima-se a um fenômeno natural, mas com viés amostral, pode ser baixa. Nesse caso, reque-se de inúmeras simulações com o intuito de confirmar a existência ou não um padrão espacial.

Como resumo, as estimativas kriging das pressões de poro o entre fatias 200, 1400, 3200, e 3600 estão em uma amplitude de magnitudes entre 0,1 MPa-5,4 para o intervalos das menores magnitudes. Para as maiores estão em um intervalo de 94,9 MPa-104,1 MPa. Entre essa duas amplitudes de intervalos, são aceitáveis os valores entre 5,4 e 95 MPa, com os desvios padrões encontrados.

Similarmente, para essas mesmas fatias, as simulações estimam magnitudes entre aproximadamente 3,28 MPa 95 MPa. Enquanto que pelo método de IDW o intervalo está entre 2,4 MPa 97,2 MPa. Como observa-se, as amplitudes estatísticas das pressões de poro para as essas fatias concordam altamente nos três métodos apontados. Por outro lado, as estimativas obtidas pelo método de loess representam uma sínteses bem ajustada ao encontrado nas análises kriging para as fatias 200, 1400, 3200 e 3600.

Como dito, cada fatia encontra-se entre um valor mínimo e máximo de profundidade. Ao comparar as estimativas do modelo loess nessas mesmas profundidades com as de kriging, encontra-se bastante proximidade entre elas, tal y como se apresenta na Tabela 5.1.

Em relação as magnitudes da profundidade até onde é sugerida que a compactação normal acontece, mostra-se que elas apresentam autocorrelação espacial. No entanto, para a obtenção de um modelo aceitável é necessário a subtração da média como ocorre com as pressões de poro. A modelagem testa quatro modelos dos quais o Esférico e o Gaussiano são os que melhor ajuste tem aos dados. Os parâmetros de ambos

Tabela 5.1 – Comparação das estimativas kriging e loess nas profundidades nas fatias @200 m, @1400 m, @3200 m e @3600 m. PROF. Profundidade mínima e máxima na fatia. LOESS: Estimativa média. LOESSinf: Banda de predição inferior do 95%.

FATIA	PROF. (m)	KRIGING (MPa)	LOESSinf (MPa)	LOESS (MPa)	LOESSup (MPa)
200	37	[0,1-5,4]	0,3	0,4	0,5
200	2845	[26,4-31,6]	25,9	29,6	33,2
1400	1450	[9,6-15,5]	14,3	14,5	14,6
1400	4245	[39,0-45]	38,4	44	49,6
3200	3263	[29,4-38,7]	31,4	34,7	38,1
3200	6045	[76,1-85,4]	65	73,8	82,5
3600	4914	[49,1-58,3]	50	53,7	57,4
3600	6445	[94,9-104,1]	72	79,3	86,6

modelos são relativamente similares. No entanto, o patamar entre os dois apresenta grandes diferenças.

As similaridades com as características geoestatísticas das pressões de poro podem-se associar com aquelas da fatia 3200, dado que o valor médio das amostras da compactação normal é aproximadamente 3000. Porém, o alcance na fatia de 3200 é aproximadamente de 19 km. Isto é, próximo a metade entre o alcance do modelo Gaussiano (11.7 km) e Esférico (28 km).

No modelo Gaussiano, a soma dos quadrados dos resíduos do ajuste do modelo (SQR) é maior que o do Esférico. Porém, o patamar menor. Por tanto, o modelo Gaussiano está desconsiderando em algum grau pares de pontos da parte superior do variograma omnidirecional. Dadas essas circunstâncias, é selecionado o modelo Esférico. Porém, o Gaussiano, e seus parâmetros, não deve ser desqualificado. Ele deve ser tido em conta no momento de definir cenários de níveis de mudanças nas pressões de poro.

A modelagem do semivariograma omnidirecional com o modelo Esférico e seus parâmetros, e a posterior interpolação com kriging, permite determinar uma superfície até onde é esperado que a compactação normal esteja atuando. A superfície sugere aquelas profundidades a partir das quais podem-se encontrar mudanças nas pressões de poro. Suas estimativas são avaliadas mediante o cálculo mediante simulação e o método do inverso do quadrado da distância.

Em termos gerais, os resultados comparativos são aceitáveis. Porém, susceptíveis de aprimorar. Entre as simulações, as estimativas da simulação 3 apresentam uma boa correlação com as obtidas mediante kriging (85%). Enquanto que a correlação entre o IDW e kriging é do 94%. Por outro lado, a capacidade dos modelos na krigagem e o do

IDW mostram razoável desempenho na capacidade de prever valores amostrais (i.e. 0,7). No entanto, menor que os resultados de 0,9 obtidos nos modelos de previsão da pressão de poro, o que poderia estar associado a certo agrupamento que apresentam os dados amostrais em torno dos 3000 metros.

Por último, a superfície de compactação normal é separada em dois ambientes pela cota aproximada dos 2500 m na parte central da área. O primeiro abaixo da linha, imaginária, com direção NW-SE, e o segundo acima desta. O primeiro ambiente é caracterizado fundamentalmente por profundidades maiores que o segundo, e associado aos poços e *supergathers* com pressões de poro em regime hidrostático. Essas diferenças nas profundidades da compactação normal são encontradas em outras bacias do mundo, como aquelas localizadas na Noruega, na parte mais ao norte do Mar do Norte (Zoback, 2007).

6 CONCLUSÕES

1. As grandezas das pressões de poro revelam uma estrutura espacial geoestatística. O modelo que a descreve melhor é o Gaussiano, seguido pelo Esférico, e poderia associar-se ao controle tectono-estratigráfico.
2. Para as pressões de poro, os parâmetros sugerem alcances de aproximadamente de entre 15 km e 18 km de autocorrelação espacial, com semivariância variável segundo a profundidade.
3. As estimativas das pressões de poro, indicam magnitudes no intervalo aproximado 5,4 MPa-104 MPa. Com desvios padrões entre 1,5 MPa e 8,3 MPa. com médias entre 17 MPa e 80 MPa, segundo o intervalo de profundidade analisado.
4. As pressões de poro da fatia dos primeiros 200 m (@200 m), se encontraram no intervalo de profundidades dos 237 m até os 3045 m. As magnitudes encontradas nessa fatia estiveram no intervalo 5,4 MPa - 31,6 MPa. Com um desvio padrão entre 1,5 MPa - 4,2 MPa.
5. As pressões de poro da fatia dos 1400 m (@1400 m), se encontraram no intervalo de profundidades dos 1450 m até os 4245 m. As magnitudes encontradas nessa fatia estiveram no intervalo aproximado 9,6 MPa - 44,9 MPa. Com um desvio padrão aproximado entre 1,8 MPa - 5,6 MPa.
6. As pressões de poro da fatia dos 3200 m (@3200 m), se encontraram no intervalo de profundidades dos 3263 m até os 6045 m. As magnitudes encontradas nessa fatia estiveram no intervalo aproximado 29,4 MPa - 85,4 MPa. Com um desvio padrão aproximado entre 3,4 MPa - 11,5 MPa.
7. As pressões de poro da fatia dos 3600 m (@3600 m), se encontraram no intervalo de profundidades dos 4914 m até os 6445 m. As magnitudes encontradas nessa fatia estiveram no intervalo aproximado 49,1 MPa - 104 MPa. Com um desvio padrão aproximado entre 0,6 MPa - 8,3 MPa.
8. O estilo estrutural da sub-bacia fundamentalmente de tipo distensivo pode estar determinando a sua compartimentalização dos regimes das poro pressões. As falhas Vaza-Barris no limite sul da sub-bacia, a Falha Atalaia mais ao norte de aquela, assim como a possível presença de corpos ígneos intrusivos e salinos na área de estudo, são elementos estruturais importantes para analisar em detalhe em futuros estudos.

9. Os resultado das estimativas obtidas pelos métodos de kriging, IDW, simulação e loess apresentam alta correlação. A validação cruzada feita sob os dois primeiros métodos, com um $p=5$ para o IDW, indicam alta capacidade dos modelo para predizer os valores amostrais.
10. A porção sul da Sub-bacia de Sergipe apresenta três regimes distintos de pressão de poro: hidrostático, de sobrepressões baixas, e de sobrepressões médias. No entanto, para águas ultraprofundas os dados sugerem que as magnitudes podem atingir sobrepressões altas.
11. A determinação do tipo de regime de pressão de poro esta relacionado principalmente às mudanças na compactação em um contexto tectono-estratigráfico, e em grau menor à geração de hidrocarbonetos.
12. As mudanças na compactação normal estão relacionadas às mudanças das taxas de sedimentação e à relação entre a frequências das discordâncias em uma sequencia sedimentar, assim como na magnitude de sus hiatos. A sua vez, os cálculos das taxas de sedimentação sugerem estar relacionadas com as mudanças eustáticas globais em um intervalo de tempo, mas locais nos intervalos mais recentes.
13. Na parte superior do Cretáceo Inferior, e no Cretáceo Superior, acontecem as maiores perturbações das pressões de poro. Isso é refletido nas formações Muribeca, Riachuelo, Continguiba, na Calumbi do cretácico. Durante o Oligoceno as pressões de poro apresentam um comportamento hidrostático.
14. Os resultados gráficos sugerem que a pressão de poro é um fenômeno anisotrópico. No entanto, a quantidade de pares de pontos por cada *lag* resultou baixa para obter uma análises confiável das pressões de poro em diferentes direções.
15. Para a superfície de compactação normal, a estrutura espacial está caracterizada principalmente por um modelo Esférico e Gaussiano. O primeiro apresenta um alcance de aproximadamente 28 km. Enquanto o segundo de 12 km.
16. As estimativas das profundidades da superfície até onde é proposto acontece a compactação normal estão em profundidades entre 256 m e 6 km. Com média de aproximadamente 3 km, com desvios padrões entre 230 m e 957 m.
17. Nas estimativas da superfície de compactação normal, os método de kriging, IDW e de simulação sequencial, apresentam boa correspondência. Assim mesmo, uma boa capacidade de predizer os valores amostrais.
18. A superfície de compactação sugere uma divisão das características das pressões dos fluidos na área de estudo, marcada em alguns áreas pelo nível dos 2500 m.

19. As magnitudes da tensão litostática na área de estudo se encontram no intervalo entre os 0,6 MPA e os 112 MPA. Com um gradiente médio de 22 MPa/km. Enquanto que o gradiente hidrostático é de 10 MPa/km.
20. A Equação de Eaton (1975) com os parâmetros do Golfo de México não é aplicável na porção estudada da Sub-bacia de Sergipe. O parâmetro da potencia da equação que se ajusta essa área se encontra no intervalo entre 1,2 e 1,5.
21. O uso das velocidades intervalares, obtidas a partir de dados de reflexão sísmica, para estimar pressões de poro como o método de Eaton é apropriado para a área de estudo. Não entanto, é fundamental ter o controle adequado das velocidades escolhidas para a correção NMO, e o parâmetro da equação de Eaton calibrado.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AADNOY, B.S., & LOOYEH, R. (2011). *Petroleum Rock Mechanics: Drilling Operations and Well Design* (First edit). Elsevier. 376 p.

AMADEI, B. & STEPHANSSON, O. (1997). *Rock Stress and its Measurement*. Dordrecht: Springer Netherlands. 490 p.

ANP¹. (2015). Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Anuário Estatístico Brasileiro do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. 2014. [online] <http://www.anp.gov.br/>.

ANP². (2015). Agência Nacional de Petróleo e Gás Natural e Bioconbust.11^a Rodada. Bacia de Sergipe-Alagoas. www.brasil-rounds.gov.br/Bacia-Sergipe-Alagoas.pdf.

ANP³. (2017). Agência Nacional de Petróleo e Gás Natural e Bioconbustíveis. 13a Rodada. Bacia de Sergipe-Alagoas. <http://www.anp.gov.br/wwwanp/>

AQUINO, G. & LANA, M. (1990). Exploração na Bacia Sergipe-Alagoas: Estado da Arte. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 4 (1): 75-84, jan./mar.

ARAI, M. (2006). A Grande Elevação Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, 6(2): 1-6.

B EGLINGER, S.E., DOUST, H., CLOETINGH, S. (2012). Relating Petroleum System and Play Development to Basin Evolution: West African South Atlantic Basins. *Petroleum Geoscience*, Vol. 18, pp. 315-336.

BELL, J.S. (1996). In situ Stresses in Sedimentary Rocks (Part 1): Measurement Techniques. *Geoscience Canadá*, 23(2), 85-100.

BJØRLYKKE, K., HØEG, K. & MONDOL, N.H. (2010). Introduction to Geomechanics: Stress and Strain in Sedimentary Basins. In Bjorlykke, K. *Petroleum Geoscience. Zhurnal Eksperimental'noi I Teoreticheskoi Fiziki*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. 508 p.

BJØRLYKKE, K., & KAARE H. (1997). Effects of Burial Diagenesis on Stresses, Compaction and Fluid Flow in Sedimentary Basins. *Marine and Petroleum Geology* 14 (3): 267-76.

BOGGS, S.J. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks* (2nd Edition). Cambridge University Press.

DESAI, C.S. & SIRIWARDANE, H.J. (1984). *Constitutive Laws for Engineering Materials with Emphasis on Geological Materials*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, USA, 468 p.

CAMPOS-NETO, O.P., SOUZA-LIMA, W., CRUZ, F.E. (2007). Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 405-415 maio/nov.

- CLARK, I. (1979). *Practical Geostatistic*. Elsevier Applied Science. 141 p.
- COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. & FAN, J.-X. (2013; updated). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- DIX, C. H. (1955). Seismic Velocities from Surface Measurements. *Geophysics*, 10(1): 68-86.
- DUTTA, N.C. (2002). Geopressure Prediction Using Seismic Data: Current Status and the Road Ahead. *Geophysics*, 67(6):2012-2041.
- EATON, B. A. (1975). The Equation for Geopressure Prediction from Wells Logs. *SPE*, 5544.
- FELJÓ, F.J. (1994). Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.8, n. 1, p. 149-161 jan./mar.
- FERRARA, E. (2011). Blowout in the Gulf: The BP oil spill Disaster and the Future of Energy in America. *Electronic Green Journal*.
- FERTL, W.H. (1976). *Abnormal Formation Pressures, Implications to Exploration, Drilling and Productions of Oil and Gas Resources*. Elsevier, Amsterdam, 382 p.
- FJÆR, E., HOLT, R.M., HORSRUD, P., RAAEN, A.M., & RISNES, R. (2008). *Petroleum Related Rock Mechanics 2nd Edition*. *Developments in Petroleum Science* (Vol. 53). Elsevier.
- FOSSEN, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press. 463 p.
- GARDNER, G.H., GARDNER, L.W., GREGORY, A.R. (1974). Formation Velocity and Density. The Diagnostic Basis for Stratigraphic Traps. *Geophysics*, 39 (6), 770-780.
- GLOVER, P. (2017). *Petrophysics Course Notes*. University of Leeds, Leeds, United Kingdom. <http://homepages.see.leeds.ac.uk/~earpwjg/>
- GOOVAERTS, P. (1997). *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press. 483 p.
- GRACE, R.D., CUDD, B., CARDEN, R.S., SHURSEN, J.L. (2003). *Blowout and Well Control Handbook*. Elsevier.
- GRÄLER, B., PEBESMA, E.J, HEUVELINK, G. (2016). Spatio-Temporal Interpolation using gstat. *The R Journal* 8(1), 204-218.
- HAQ, B.U. (1991). Sequence Stratigraphy, Sea Level Change and Significance for the Deepsea. In: MacDonald, D.I.M. (ed.) *Sedimentation Tectonics and Eustasy*. Int. Assoc. Sediment. Spec. publ. 12, 3-39.
- HOTTMAN, C.E. JOHNSON, R.K. (1965). Estimation of Formation Pressures from Log-

derived Shale Properties. SPE 1110.

HALLIDAY, D., RESNICK, R., & JEARL, W. (2013). *Fundamentals of Physics Extended*. (Wiley, Ed.) (10th Edition).

ISSAKS, E.H. & SRIVASTAVA, R.M. (1989). *Applied Geostatistics*. Oxford University Press. 582 p.

KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Third Ed. Wiley-Blackwell. 272 p.

KITANIDIS, P.K. (1993). *Geostatistics*. In *Handbook of Hydrology*. (ed. Maidment D.R.). Chapter 20. McGraw-Hill, Inc. 1 Edition. 1424 p.

LAMBE, W., & WHITMAN, R. (1969). *Soil Mechanics* (1 edition). Wiley. 548 p.

LIN, G. (2011). *World Atlas of Oil and Gas Basins*. Oxford: Wiley-Blackwell. 496 p.

LEROY C., & PARTHIOT F. (1998). *Depth-Pressure Relationship in the Oceans and Seas* (1998) *J. Acoust. Soc. Am.* 103(3). 1346-1352 p.

MACGREGOR, C.W. (1950). *Mechanical Properties of Material*. In *Handbook of Experimental Stress Analysis*. Edited by M. Hetényi, John Wiley & Sons, New York, 1177. <http://www.archive.org/details/handbookofexperi00het>.

MANN, D.M. & MACKENZIE, A.S. (1990). *Prediction of Pore Fluid Pressures in Sedimentary Basins*. *Marine and Petroleum Geology*. 7(1), 55-65.

MOHRIAK, W., BASSETTO, M., VIEIRA, I.S. (1997). *Observações sobre a Carta Estratigráfica e a Evolução Tectono-Sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas*. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 84-115, jan./dez.

NORTHFLEET, A.A., GONÇALVES, A., NETTO, S.T., FRANCA, A., PENNA, C., SILVA C., RIBEIRO, E., ROSA, G., LOPES, A.J; RIBEIRO, J.C., NEVES, L. E., SILVA, O. B., ARARIPE, P.T., SOUZA U.P. (1972). *Análise Comparativa da Paleogeologia dos Litorais Atlânticos Brasileiros e Africano*. Em *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro.11 (1/2):1-18. jan/dez. 1997.

ONAJITE, E. (2014). *Seismic Data Analysis Techniques in Hydrocarbon Exploration*. Elsevier. 237 p.

PEBESMA, E.J. (2004). *Multivariable geostatistics in S: the gstat package*. *Computers & Geosciences*, 30: 683-691.

PENNEBAKER., E.S.(1968). *An Engineering Interpretation of Seismic Data*. SPE 2165.

PONTE F.C. & ASMUS, H.E. (1975). *As Bacias Marginais Brasileiras: Estágio Atual de Conhecimento*. Em *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 385-420, maio/nov. 2004.

R CORE TEAM. (2019). R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.

RABÊLO, L. (2008). Caracterização Tectono-Estratigráfica da Sequência Transicional na Sub-Bacia de Sergipe. Tese de Doutorado em Geodinâmica Universidade Federal do Rio Grande Norte. 195 p.

RABÊLO, L., CENTURION, V., FERRAZ, E. (2010). Análise Estratigráfica e Evolução Geodinâmica da Sequência Transicional na Porção Sul da Bacia de Sergipe-Alagoas. Em Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 31-49, nov. 2009/maio.

REMY, N., BOUCHER, A. (2009). Applied Geostatistics with SGeMS: A User's Guide, Cambridge University Press. 285 p.

RIBEIRO P. JR., DIGGLE P.J. (2018). geoR: Analysis of Geostatistical Data. R package version 1.7-5.2.1. <https://CRAN.R-project.org/package=geoR>

ROCHA, L.A. & AZEVEDO C. (2009). Projeto de poços de petróleo: Geopressões e Assentamentos de Colunas de Revestimentos. Ed. Interciência. 561 p.

SARKAR, D. (2008). Lattice: Multivariate Data Visualization with R. Springer, New York. 268 p.

SAYERS, C.M., JOHNSON, G.M., DENYER, G. (2000). Predill Pore Pressure Prediction Using Seismic Data. IADC/SPE Drilling 59122.

SCHALLER, H. (1969). Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, jan./mar.

SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., DA SILVA FILHO A.F., TOTEU S.F., PENAYE, J., & GUIMARÃES, I.P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. From: PANKHURST, R. J., TROUW, R. A. J., BRITO NEVES, B. B. & DE WIT, M. J. (eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications. The Geological Society of London 2008.

SEREBRYAKOV, V.A., CHILINGAR, G.V., KATZ, S.A. (1995). Methods of estimating and predicting abnormal formation pressures, Journal of Petroleum Science and Engineering, 13 (2): 113-123

SERRA, O. (2008). Well Logging Handbook. Editions Technip. 604 p.

SILVA, M., SANTOS, J., OLIVEIRA, R., SOUZA, I., CUNHA, A. (2018). Avaliação da Aplicação dos Métodos Indiretos de Predição do Gradiente de Pressão de Poros em Projetos de Poços da Bacia Sergipe-Alagoas. Geologia USP. 18(2):19-28.

TINGAY, M.R., HILLIS, R., MORLEY, C., SWARBRICK, R., & OKPERE, E. (2003). Varia-

tion in Vertical Stress in the Baram Basin, Brunei: tectonic and geomechanical implications. *Marine and Petroleum Geology*, 20(10), 1201-1212.

TORQUATO, J.R., CORDANI, U. (1981). Brazil-Africa Geological Links. *Earth-Science Reviews*, 17:155-176.

VAN Der VEN, P., CAINELLI, c., FERNANDES, G. (1989). Bacia de Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 3, n. 4, p. 307-319, out./dez.

VEEKEN, P. & MOERKERKEN, B. (2013). *Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models*. Houten: EAGE Publications. 496 p.

VIEIRA, S. R., CARVALHO, J. R., CEDDIA, M. B. & GONZALEZ, A. P. (2010). Detrending non Stationary Data for Geostatistical Applications. *Bragantia* [online]. 2010, vol.69, suppl. [cited 2018-11-12], pp.01-08.

WANGEN, M. (2001). A Quantitative Comparison of some Mechanisms Generating Overpressure in Sedimentary Basins. *Tectonophysics*, 334(3-4), 211-234.

WEBSTER, M., O'CONNOR, S., PINDAR, B., SWARBRICK, R. (2011). Overpressures in the Taranaki Basin: Distribution, Causes, and Implications for Exploration. *AAPG Bulletin*. 95(3):339-370 p.

WICKHAM, H. (2007). Reshaping data with the Reshape Package. *Journal of Statistical Software*, 21(12).

YAMAMOTO J.K., LANDIM, P.M.(2013). *Goestatística. Conceitos e Aplicações*. Oficina de Textos. 216 p.

ZHANG, J. (2011). Pore pressure prediction from well logs: Methods, Modifications, and New Approaches. *Earth-Science Reviews*, 108(1-2), 50-63.

ZHANG, J. (2013). Effective Stress, Porosity, Velocity and Abnormal Pore Pressure Prediction Accounting for Compaction Disequilibrium and Unloading. *Marine and Petroleum Geology*. 45(2013):2-11.

ZOBACK, M.D. (2007). *Reservoir Geomechanics*. Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press. 464 p.

ZOBACK, M.D, STEPHENSON, R. D., CLOETINGH, S., LARSEN, B.T., VAN HOORN, B., ROBINSON, A., HORVATH, F., PUIGDEFABREGAS, F., BEN-AVRAHAM, Z. (1993). Stresses in the Lithosphere and Sedimentary Basin Formation. *Tectonophysics*, 226(1-4), 1-13.

A1 ANEXOS

A1.1 Cortes das taxas de acumulação

A1.2 Traçado da linha de compactação normal-CN

A1.3 Poro pressões e tensões litostáticas nos poços com subcompactação. Parte 1

A1.4 Poro pressões e tensões litostáticas nos poços com subcompactação. Parte 2

A1.5 Velocidades RMS vs. Tempo duplo dos 62 *supergathers*

A1.6 Velocidades intervalares vs. Profundidade dos 62 *supergathers*

A1.7 Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 0 até 2200

A1.8 Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 2400 até 4200

A1.9 Semivariogramas empíricos das fatias desde 0 até 3800

A1.10 Dados originais, com transformação Box-Cox para diferentes valores de λ , e remoção da tendência mediante regressão de 1^o, e 2^o (e.g. fatia @600)

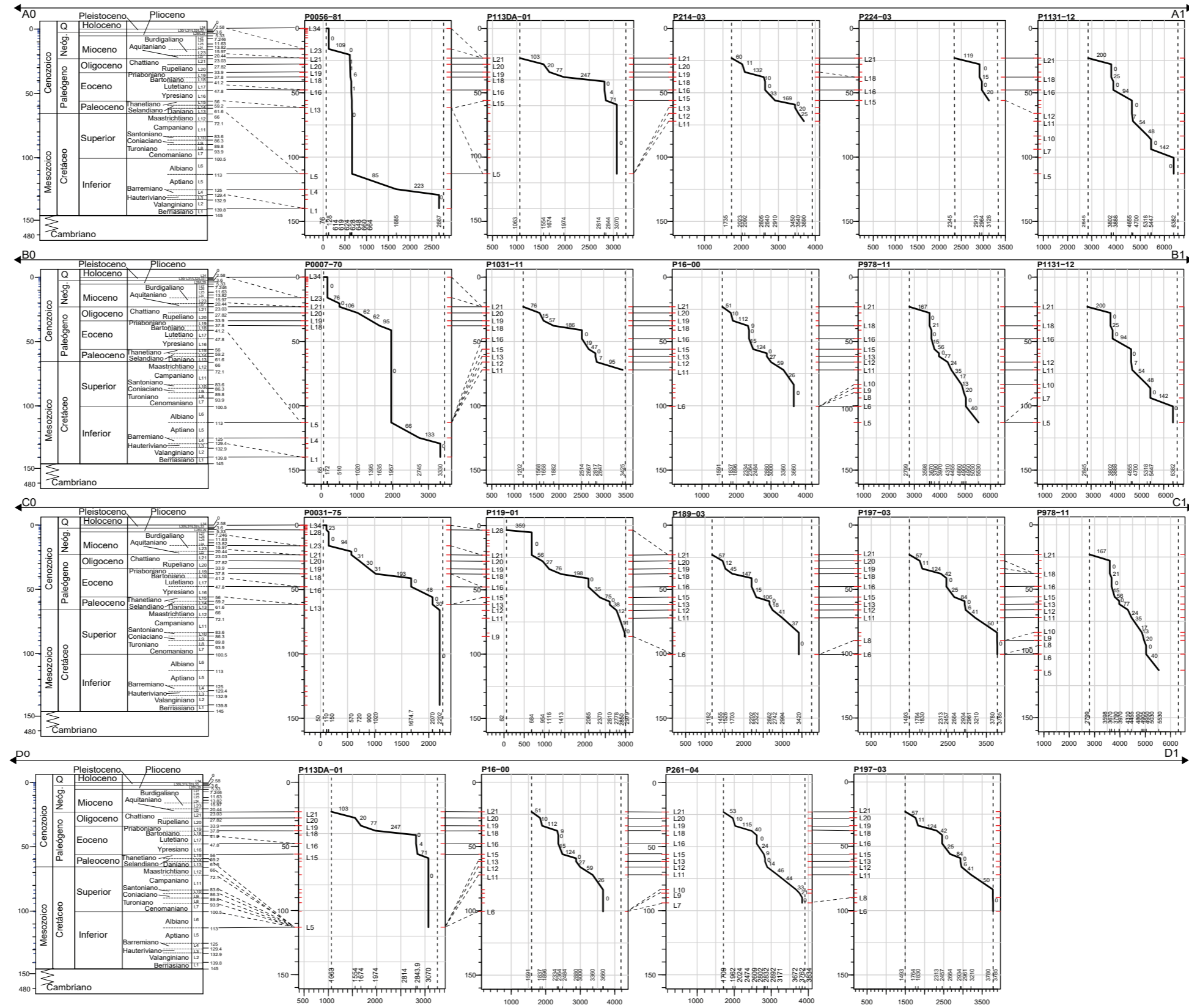


Figura A1.1 – Taxas de sedimentação calculadas nos poços estudados. Taxas não corri-gidas pela compactação. m/Ma: metros acumulados por cada milhão de anos.

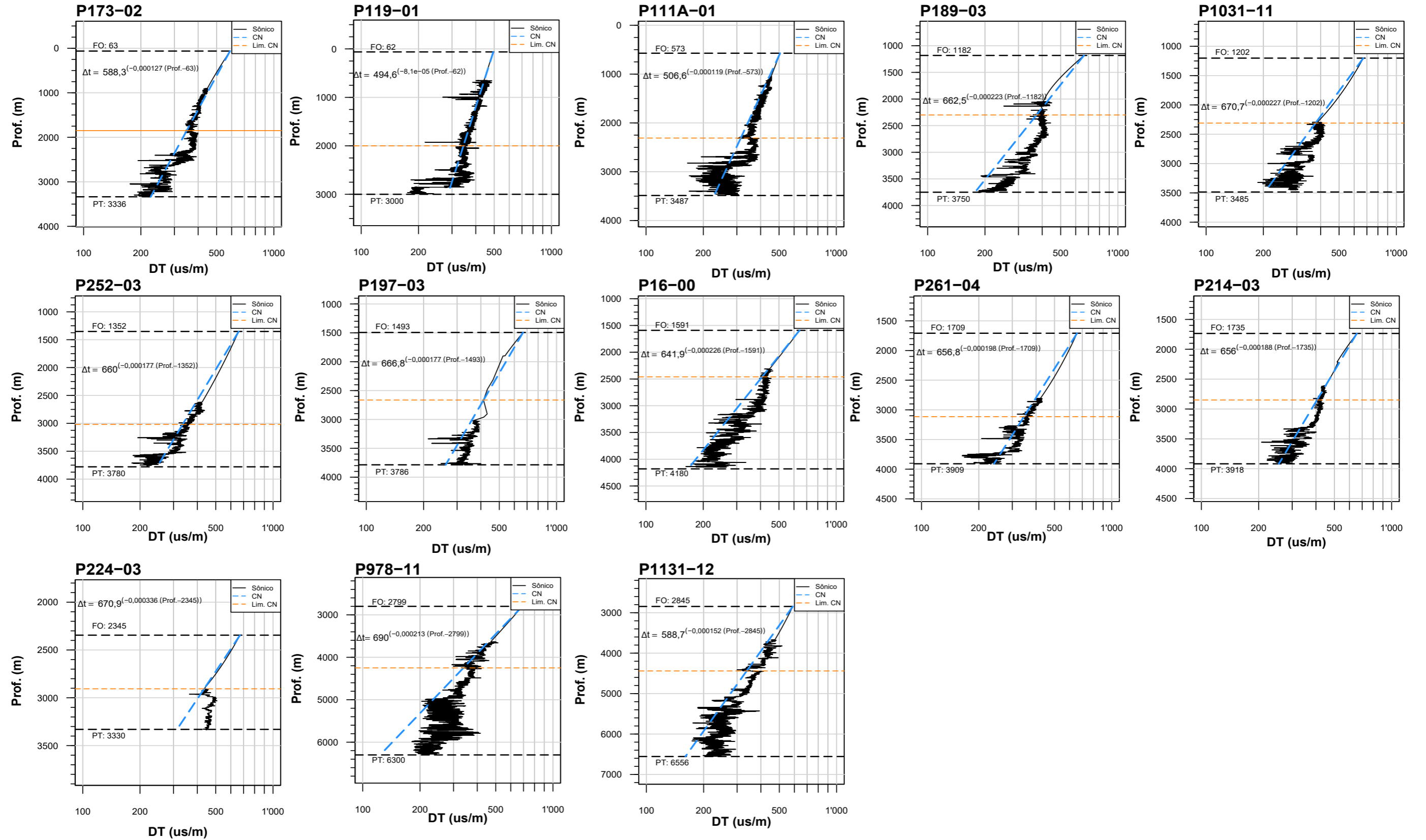


Figura A1.2 – Delimitação da profundidade de transição do trecho assumido em com-pactação normal para anormal. CN: Compactação normal. Lim. CN: Profundidade limite inferior do trecho sugerido com compactação normal. FO: Fundo oceânico. PT: Profundidade total. DT: Tempo de trânsito.

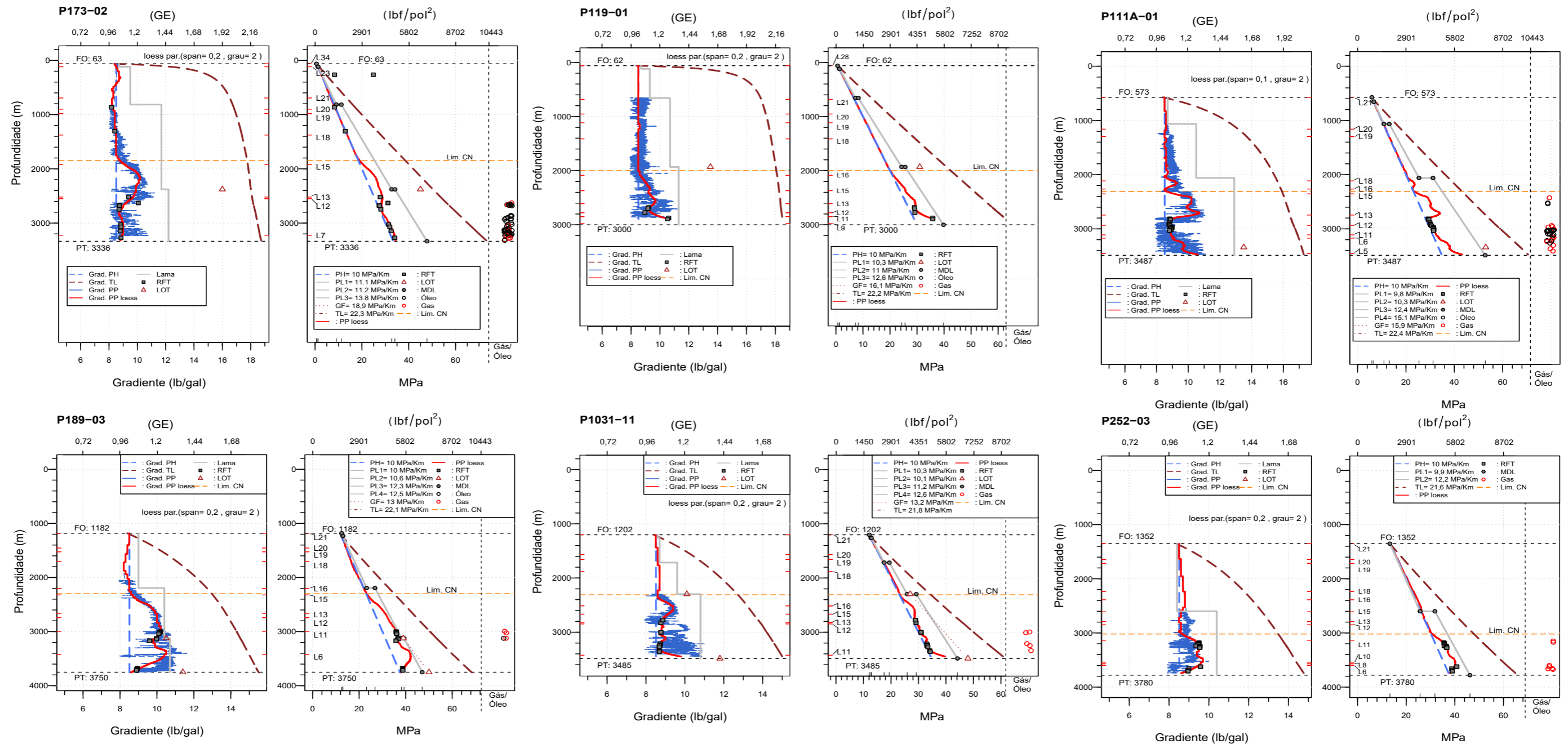


Figura A1.3 – Poro pressões e tensões litostáticas nas sequências sedimentares perfura-das nos poços com regime misto. Parte 1. Magnitudes expressadas em gravidade espe-cífica (i.e. GE) no sistema internacional, e em lib/gal no sistema inglês. Assim como expressadas em unidades de tensão tanto no sistema inglês (i.e. lbf/pol²) quanto no sistema internacional (i.e. MPa). Grad. PH: Gradiente da pressão hidrostática. Grad. PP loess: Gradiente das poro pressões nas sequências geológicas. Lama: Densidade espe-cífica da lama na perfuração. Grad. TL: Gradiente da tensão litostática no poço. PH: Taxa de mudança da pressão hidrostática com a profundidade. PL1: Taxa de mudança da pressão da lama com a profundidade no primeiro intervalo da sequência sedimentar perfurada. GF: Taxa de mudança da pressão de fratura com a profundidade. TL: Taxa de mudança da tensão litostática ou de sobrecarga, Sv, com a profundidade. PPloess: Poro pressão suavizada mediante regressão loess. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção ou de integridade da rocha. MDL: Pontos de mudança da pressão da lama durante a perfuração. Óleo e Gás: Pontos onde foram citados nos relatórios indícios de óleo ou gás. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total.

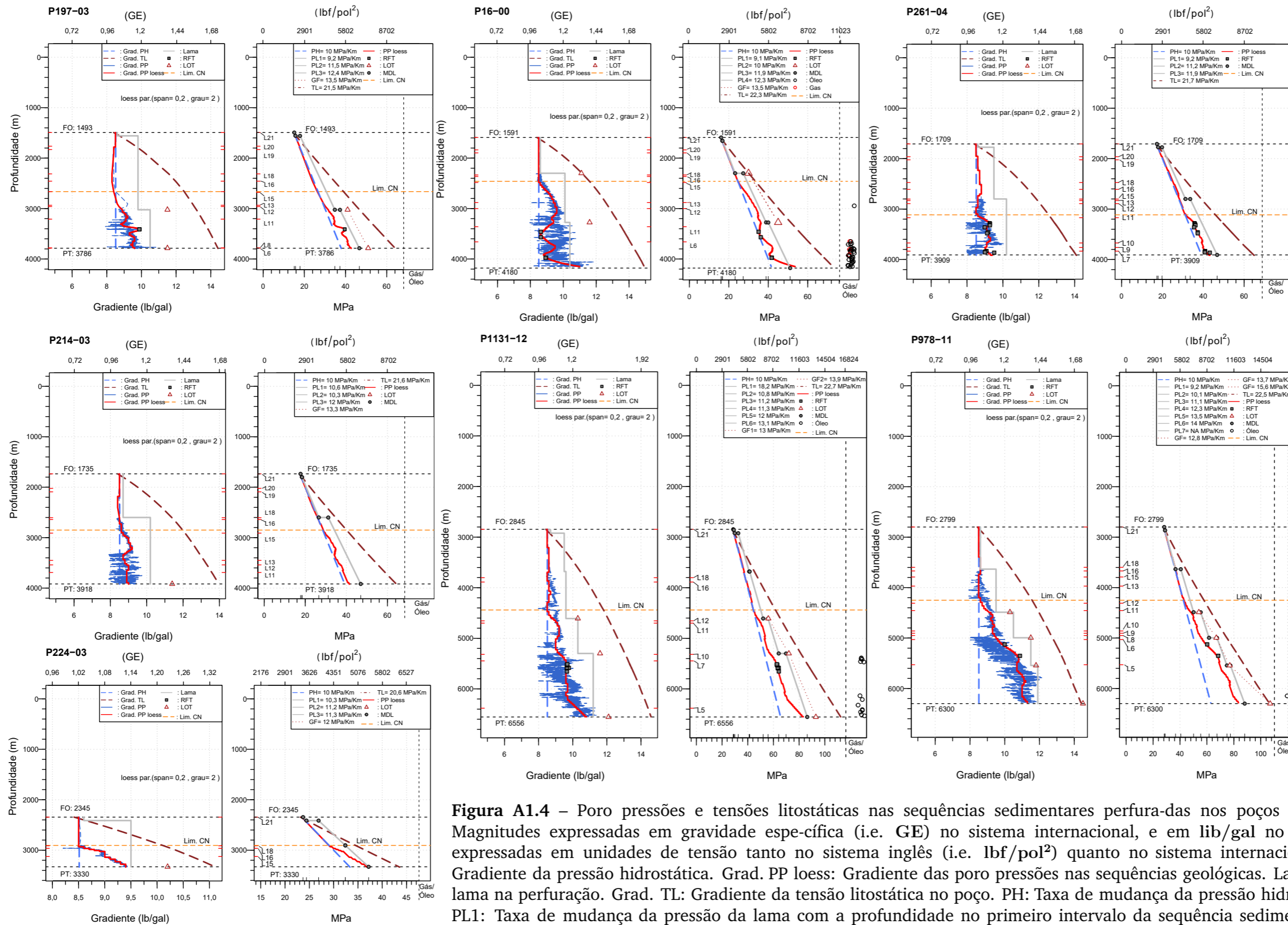


Figura A1.4 – Poro pressões e tensões litostáticas nas sequências sedimentares perfura-das nos poços com regime misto. Parte 2. Magnitudes expressadas em gravidade espe-cífica (i.e. GE) no sistema internacional, e em lib/gal no sistema inglês. Assim como expressadas em unidades de tensão tanto no sistema inglês (i.e. lbf/pol²) quanto no sistema internacional (i.e. MPa). Grad. PH: Gradiente da pressão hidrostática. Grad. PP loess: Gradiente das poro pressões nas sequências geológicas. Lama: Densidade es-pécífica da lama na perfuração. Grad. TL: Gradiente da tensão litostática no poço. PH: Taxa de mudança da pressão hidrostática com a profundidade. PL1: Taxa de mudança da pressão da lama com a profundidade no primeiro intervalo da sequência sedimentar perfurada. GF: Taxa de mudança da pressão de fratura com a profundidade. TL: Taxa de mudança da tensão litostática ou de sobrecarga, Sv, com a profundidade. PPloess: Poro pressão suavizada mediante regressão loess. RFT: *Repeat Formation Test*. LOT: *Leakoff test* ou teste de absorção ou de integridade da rocha. MDL: Pontos de mudança da pressão da lama durante a perfuração. Óleo e Gás: Pontos onde foram citados nos relatórios indícios de óleo ou gás. FO: Fundo oceânico, PT: Profundidade total.

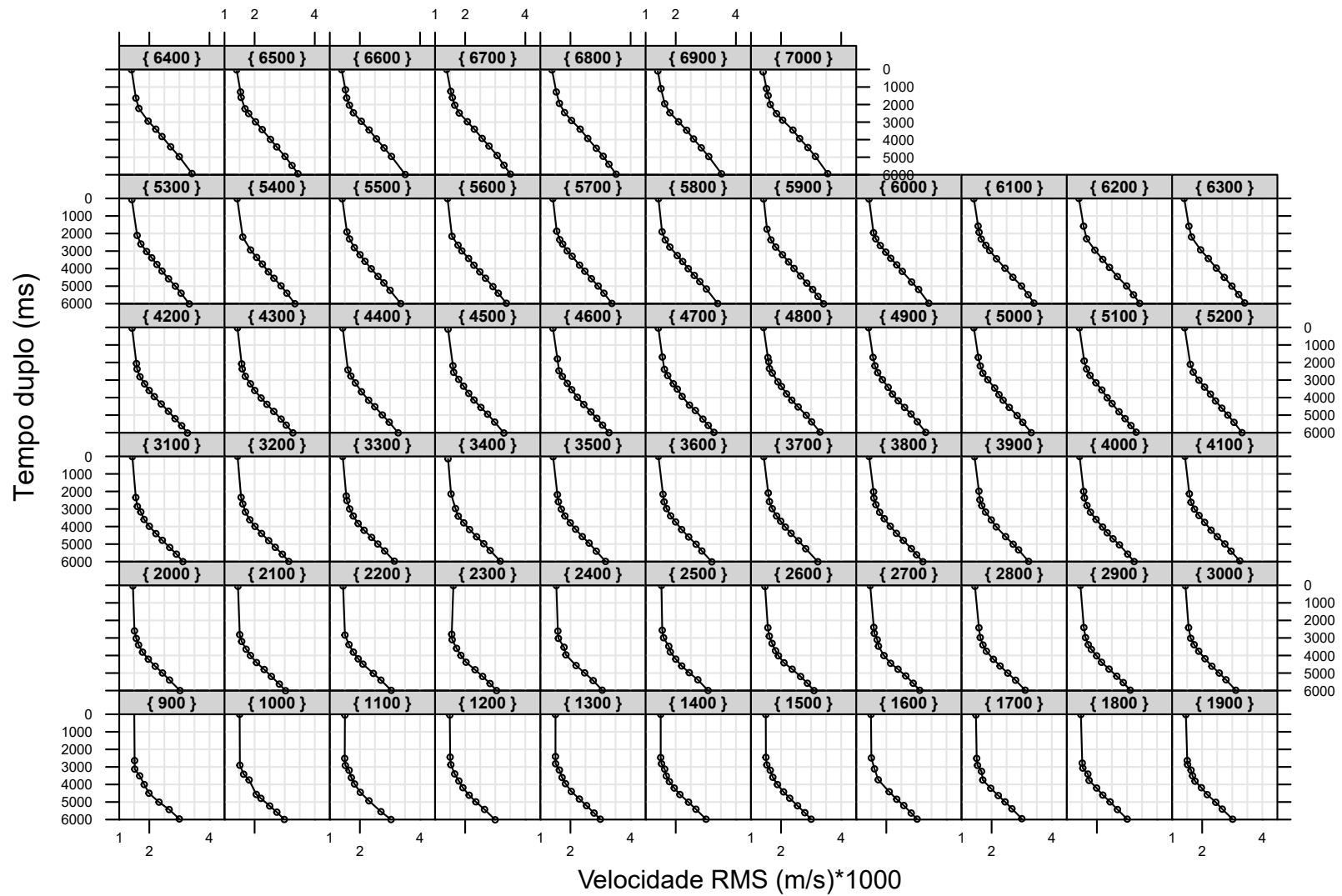


Figura A1.5 – Velocidades RMS vs. Tempo duplo nos *supergathers* da linha VB00-17X.

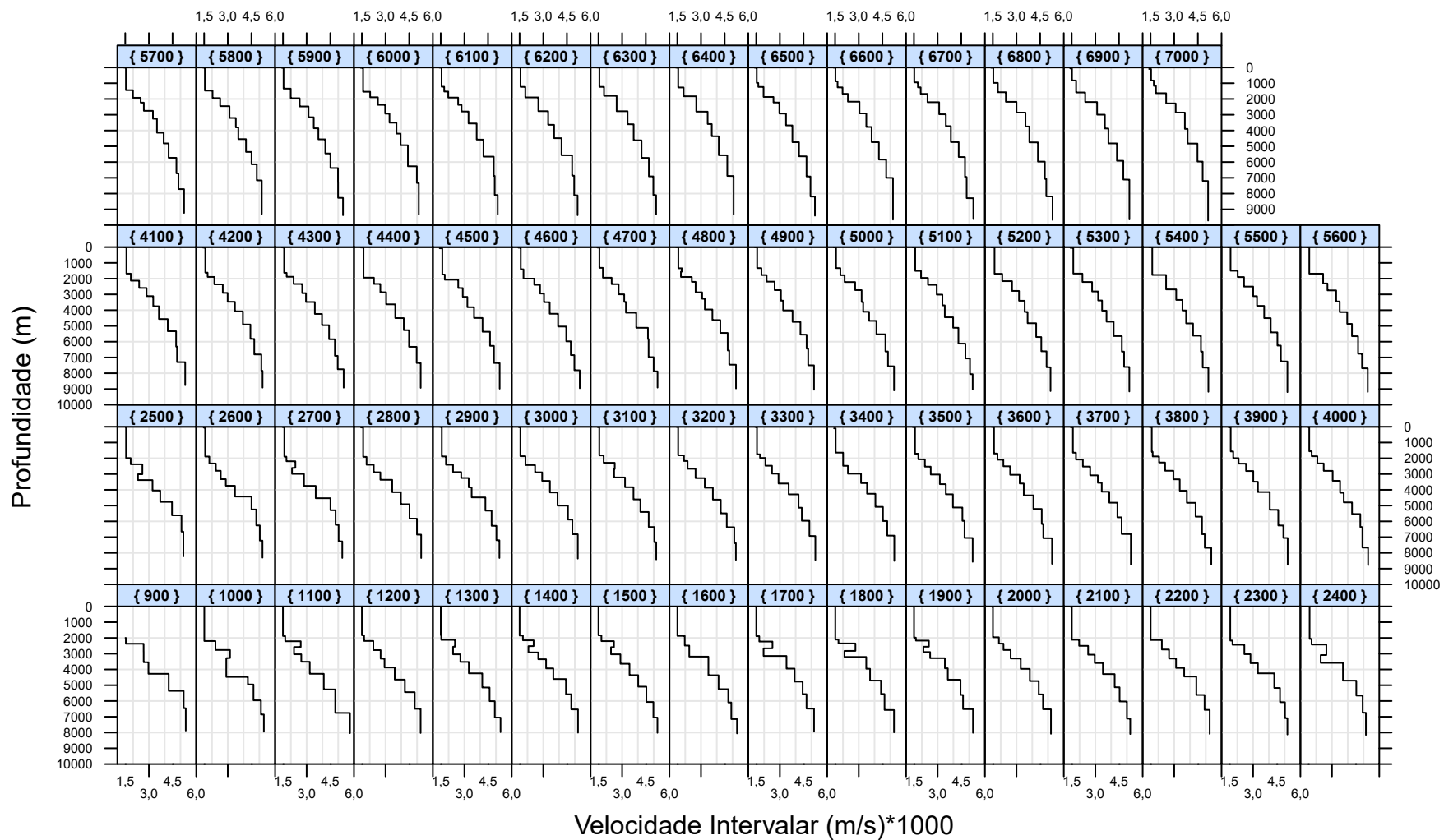


Figura A1.6 – Velocidades Intervalares vs. Profundidade nos *supergathers* da linha VB00-17X.

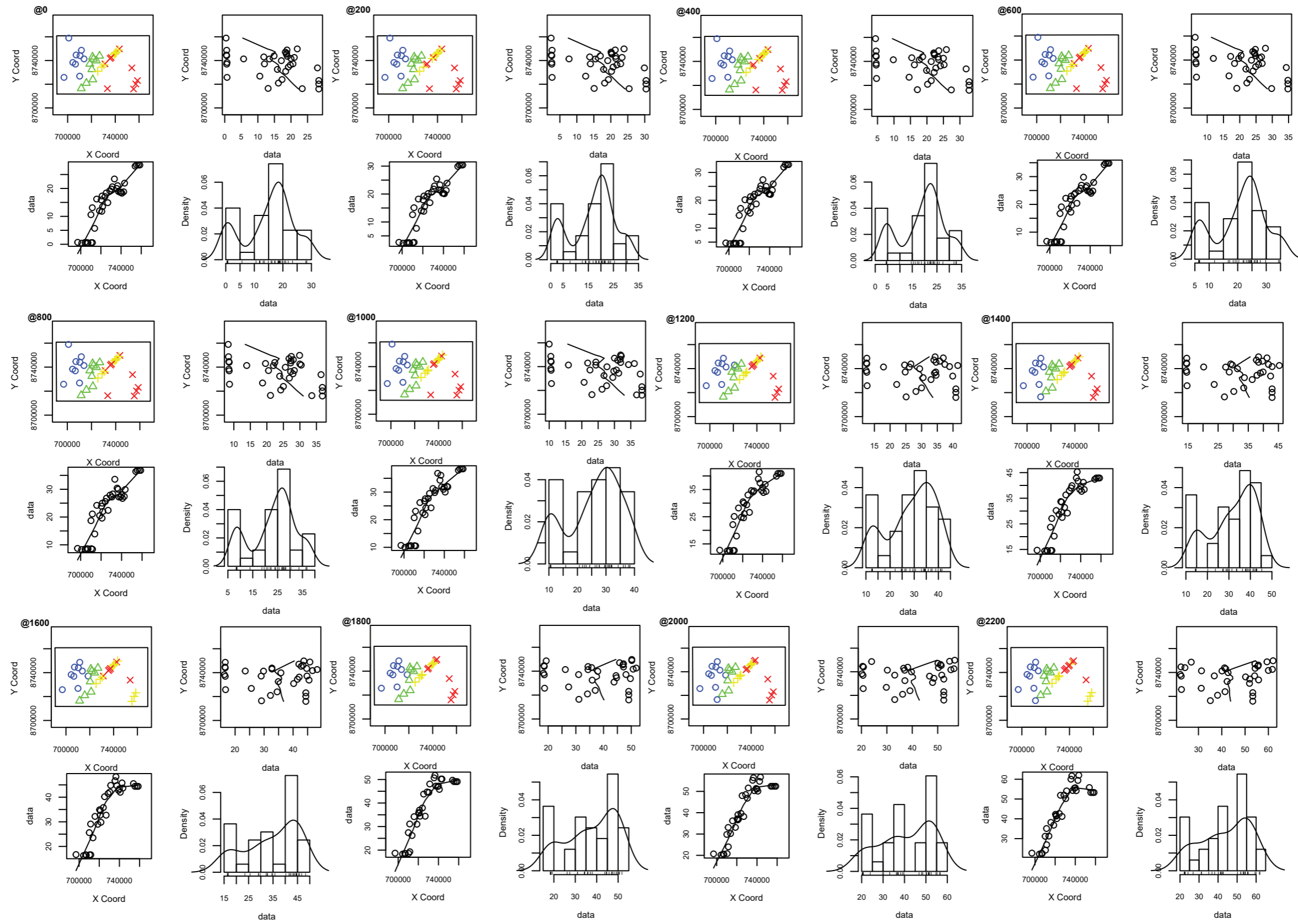


Figura A1.7 – Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 0 até 2200.

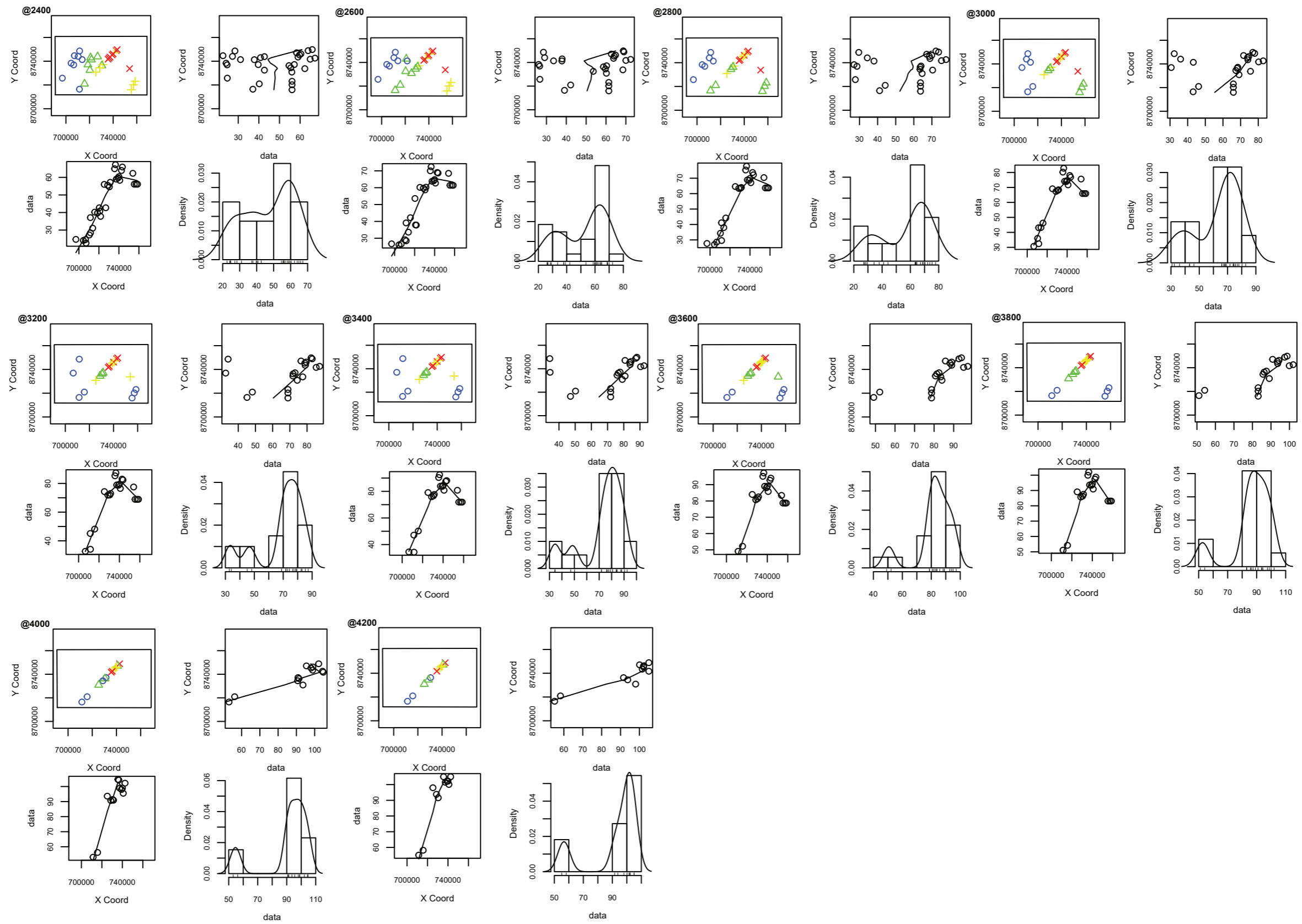


Figura A1.8 – Gráficos exploratórios geoestatísticos das fatias desde 2400 até 4200.

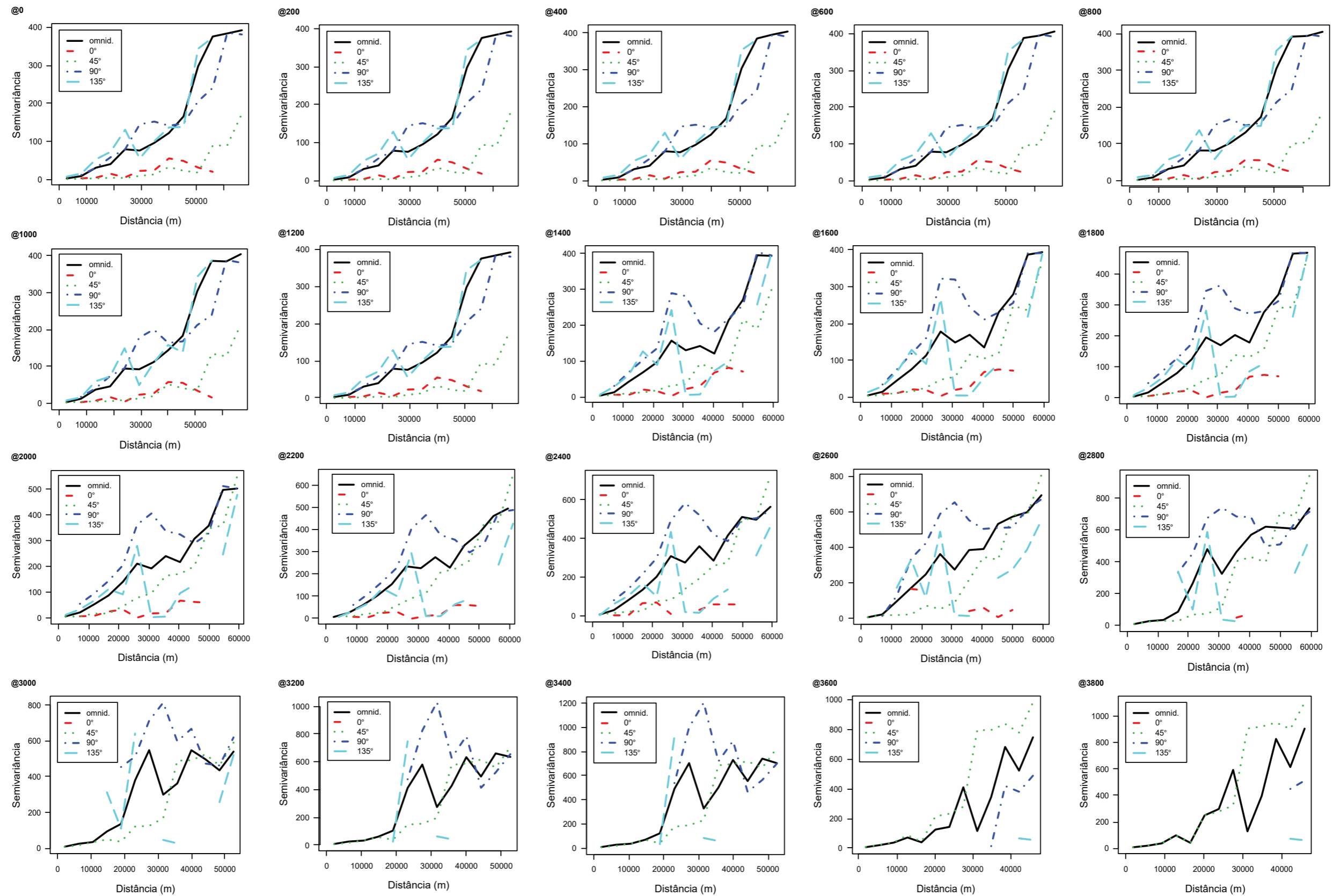


Figura A1.9 – Semivariogramas empíricos das fatias desde 0 até 3800. Para construir os variogramas exploratórios omnidirecionais e direcionais o número mínimo de pares de pontos por cada distância (*lag*) foi de 10. Distância máxima analisada: ~ 63 Km.

@600

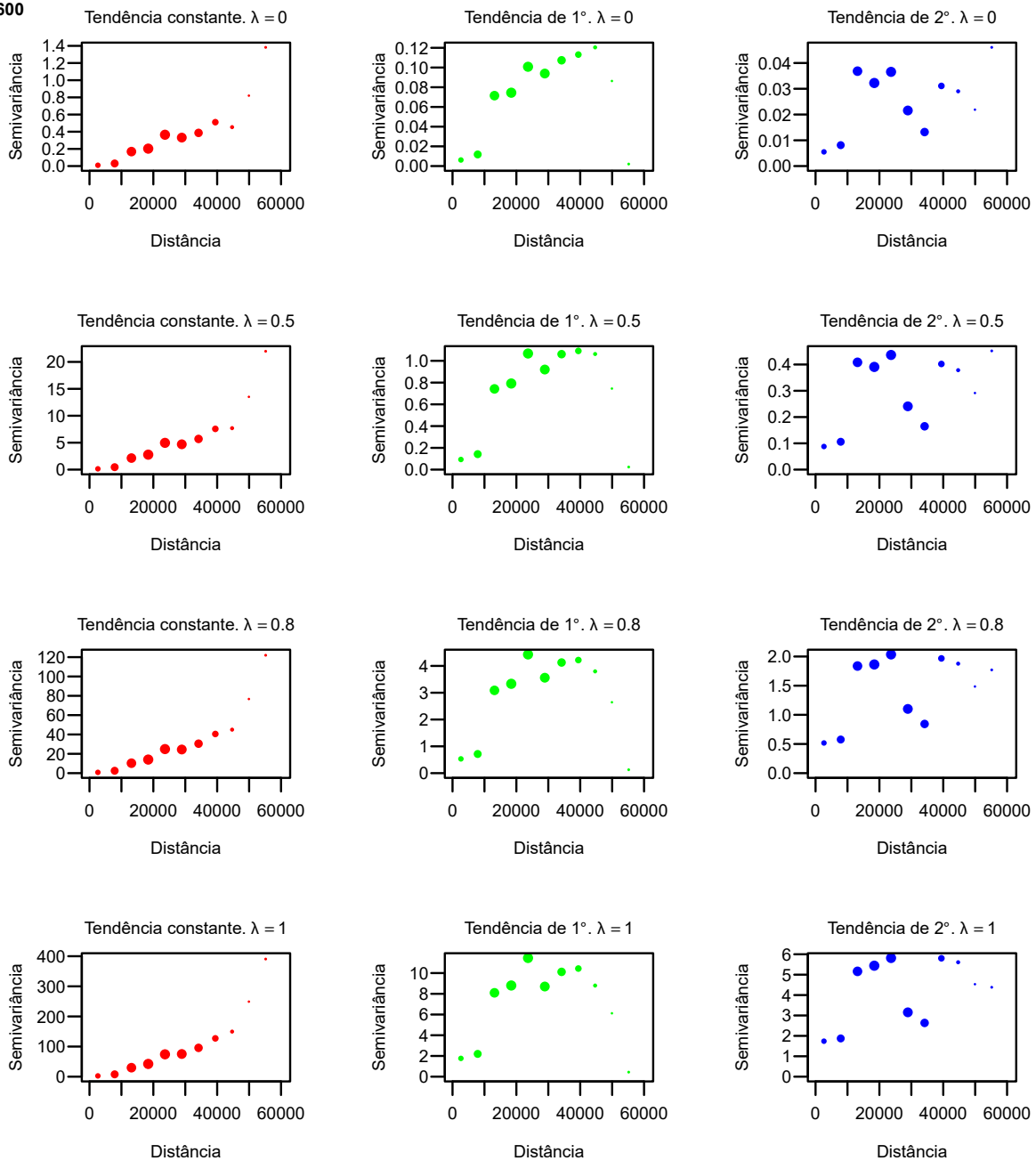


Figura A1.10 – Semivariogramas empíricos dos dados originais, e transformados. Com e sem remoção da tendência. Exemplo da fatia @600. Os variogramas em vermelho correspondem aos dados originais. Os verdes e azuis aos dados residuais, depois da subtração da média. Tendência de 1° corresponde à regressão das poro pressões com as ordenadas x, y com potencia 1. Tendência constante significa não remoção da média.