

**Inversão Global Estocástica para Caracterização de um
Potencial Reservatório de Hidrocarbonetos
Subamostrado**

André João Ferreira Barbosa Pereira

Dissertação para obtenção do Grau de Mestre em

Engenharia de Petróleos

Orientador: Professor Doutor Amílcar de Oliveira Soares

Orientador: Engenheiro Rúben Filipe Martins Nunes

Júri

Presidente: Professora Doutora Maria João Correia Colunas Pereira

Orientador: Engenheiro Rúben Filipe Martins Nunes

Vogais: Engenheiro Leonardo Azevedo Guerra Raposo Pereira

Engenheiro Luís Filipe Pratas Guerreiro

Novembro de 2015

Agradecimentos

Gostaria de expressar o meu agradecimento a todos os que me apoiaram na realização desta dissertação.

Um especial obrigado:

À Partex Oil and Gas, por ter disponibilizado os dados e partilha de conhecimentos tão necessários ao desenvolvimento do presente estudo.

O meu agradecimento especial à equipa do Centro de Estudos em Recursos Naturais e Ambiente (CERENA, IST), que durante o desenvolvimento da dissertação, sempre me receberam com todo o apoio, disponibilidade e simpatia: ao Prof./Dr. Amílcar Soares, ao Eng^o Rúben Nunes, ao Eng^o Pedro Correia e à Eng^a Ângela Pereira.

Resumo

A inversão de sísmica 3D é provavelmente o procedimento de modelação de reservatórios de petróleo mais explorado e investigado. Os reservatórios são extensos em área, da ordem de alguns quilómetros quadrados, muitas vezes geologicamente complexos e nas fases iniciais de caracterização e exploração estão amostrados apenas por um número muito limitado de poços onde os dados sísmicos são a única fonte de informação que cobre todo o reservatório embora, como é evidente, tenha uma grande incerteza associada.

No presente trabalho aplica-se uma metodologia inovadora que aborda a temática de campos subamostrados, destinada a gerar imagens 3D da impedância acústica e respetivo sismograma sintético. Para o efeito foi utilizado o algoritmo de inversão global estocástica de sísmica por zonas (GSI ZONES) desenvolvido pela equipa do CERENA (IST).

A metodologia proposta considera as seguintes etapas: (1) Preparação dos dados de *input* do algoritmo da GSI ZONES, definição do modelo de zonas através da interpretação de unidades sísmicas geológicas. Para a zona “alvo” foram criados dois cenários diferenciados pelo tipo de fluido presente (gás ou salmoura), as distribuições locais de impedância acústica foram calculadas com recurso à teoria da substituição de fluidos de Gassmann. (2) Computação do algoritmo GSI ZONES para os dois cenários. (3) Apreciação dos resultados obtidos e análise do espaço de incerteza para cada cenário.

A análise dos resultados permitiu validar a robustez do algoritmo como sendo uma ferramenta viável numa fase inicial do processo de caracterização morfológica de reservatórios de hidrocarbonetos subamostrados, fornecendo informação relevante e consistente.

Palavras-chave

Inversão global estocástica, reservatórios de hidrocarbonetos subamostrados, relações de Gassmann para substituição de fluidos, sistemas deposicionais turbidíticos

Abstract

The 3D seismic inversion is probably the modeling procedure for oil reservoirs further explored and investigated. The reservoirs are large in area, of the order of a few square kilometers, often complex. In the early stages of geological characterization and operation are sampled only by very limited number of wells, whereas the seismic data is the only source of information covering the whole reservoir. Although, of course, the seismic data has a large associated uncertainty.

The present study applies an innovative methodology that addresses the theme of subsampled fields, intended to generate 3D images of the acoustic impedance and respective synthetic seismogram. For this purpose was used the global stochastic inversion algorithm for seismic zones (GSI zones), developed by the CERENA team (IST).

The proposed methodology considers the following steps: (1) Preparation of input data of the GSI ZONES algorithm, zone model definition by interpreting seismic units. For the "target" zone were created two different scenarios on the basis of fluid presence, gas or brine, the acoustic impedance local distributions were calculated using the theory of Gassmann fluid substitution. (2) Computation of GSI ZONES algorithm for both scenarios. (3) Analysis of the results and evaluation of the uncertainty space for each scenario.

The results allowed to validate the robustness of the algorithm as a viable tool in early stages of morphological characterization of subsampled hydrocarbon reservoirs, by providing relevant and consistent information.

Key-words

Global stochastic inversion, subsampled hydrocarbon reservoirs, Gassmann's equations for fluid substitution, turbidite depositional systems and reservoirs

ÍNDICE

1	Introdução.....	1
1.1	Apresentação.....	1
1.2	Objetivos do Estudo	1
1.3	Organização da Dissertação	2
2	Fundamentos Teóricos e Metodologia.....	2
2.1	Conceito de Inversão Sísmica.....	2
2.1.1	Modelação Direta e Inversa.....	5
2.1.2	Vantagens de Inverter o Dado de Reflexão Sísmica	7
2.1.3	Limitações do Método	8
2.1.4	Inversão Determinística e Estocástica	10
2.1.5	Modelo Convolucional	11
2.1.6	Estimativa da <i>Wavelet</i>	12
2.1.7	Algoritmo da Inversão Global Estocástica.....	13
2.2	Modelação Geoestatística.....	15
2.2.1	Variografia	16
2.2.2	Simulação Sequencial Direta	19
2.3	Teoria de Propagação de Ondas Sísmicas.....	21
2.3.1	Ondas Compressionais	21
2.3.2	Ondas Cisalhantes	23

2.3.3	Relação V_p/V_s	24
2.4	Propriedades Petrofísicas das Rochas	24
2.4.1	Porosidade.....	25
2.4.2	Densidade.....	27
2.4.3	Conteúdo de Argila.....	28
2.5	Teoria da Substituição de Fluídos de Gassmann	28
2.5.1	Relação entre Propriedades Sísmicas e Petrofísicas	31
2.5.2	Parâmetros Elásticos.....	33
2.5.3	Velocidades Sísmicas	36
2.5.4	Equações de Gassmann para Matriz Argilosa	39
2.6	Contexto Geológico	43
2.7	Metodologia	46
3	Caso de Estudo	48
3.1	Dados e Interpretação Sísmica	49
3.2	Definição do Modelo de Zonas.....	57
3.3	Estudo das Distribuições Locais	59
3.3.1	Modelo de Fácies	59
3.3.2	Análise Exploratória de Dados	61
3.4	Análise da Continuidade Espacial	65
3.4.1	Construção dos Variogramas Experimentais.....	65

3.4.2	Variogramas e Modelos Teóricos de Ajustamento.....	67
3.5	Estimativa da <i>Wavelet</i>	68
3.6	Resultados Obtidos	70
3.6.1	Cenário A (Areias com Salmoura - <i>Baseline</i>).....	71
3.6.2	Cenário B (Areias com Gás).....	82
3.7	Avaliação da Incerteza	92
3.7.1	Incerteza Local	93
3.7.2	Incerteza Espacial	95
4	Notas Finais.....	100
4.1	Conclusões	100
4.2	Próximos Estudos.....	101
5	Referências Bibliográficas	102
6	Anexos.....	107
6.1	Cenário A (fluido presente Salmoura)	107
6.1.1	BAI (“Melhor” Cubo da IA)	107
6.1.2	BCC (“Melhor” Cubo de Correlações)	108
6.1.3	Realizações Equiprováveis do Cubo de IA (6ª iteração).....	109
6.1.4	Histogramas da IGE	110
6.2	Cenário B (fluido presente Gás).....	113
6.2.1	Evolução dos resultados com o processo iterativo	113

6.2.2	BAI (“Melhor” Cubo da IA)	119
6.2.3	BCC (“Melhor” Cubo de Correlações	120
6.2.4	Realizações Equiprováveis do Cubo de IA (6ª iteração).....	121
6.2.5	Histogramas da IGE	122
6.3	Código Matlab para a substituição de fluídos de Gassmann (Kumar, 2006).....	125

Lista de Figuras

Figura 1 - Esquema representativo da modelação direta (slides da disciplina Modelização Reservatórios Petrolíferos - MRP).....	5
Figura 2 – Exemplo de uma <i>wavelet</i> de fase zero (slides da disciplina MRP).	7
Figura 3 - Esquema da inversão global estocástica (imagens retiradas do <i>software</i> Geoms2).....	11
Figura 4 - Algoritmo da Inversão global estocástica (Azevedo, 2013).....	14
Figura 5 – Tipos de modelos teóricos.	17
Figura 6 – Parâmetros utilizados no cálculo dos modelos teóricos.	18
Figura 7 – Reamostragem da distribuição global Fzz por intervalos definidos pelas médias e variâncias locais de zx0 (Soares, 2001).....	20
Figura 8 - Propagação de uma onda compressional. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005).	22
Figura 9 - Modelo de propagação da onda S. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005).	23
Figura 10 - Definição de porosidade. Modificado de Schon (1996)	25
Figura 11 - Modelo de densidade dos sedimentos/rochas para a) n constituintes e b) matriz e dois constituintes de espaço poroso. Modificado de Schon (1996).....	28
Figura 12 - Relação entre a razão de Poisson e a razão Vp/Vs.....	34

Figura 13 - Distribuição de velocidades compressoriais para os principais tipos de materiais comumente encontrados pela indústria petrolífera. Adaptado de Sheriff , 1985.	36
Figura 14 - Valores de K_0 (módulo de compressão da matriz mineral) obtidos com as equações de Voigt, Reuss e Hill. Smith (2003).....	41
Figura 15 - Reservatórios clásticos de águas profundas, zonas de deposição e tipos de fácies. (por Walker, 1978).	44
Figura 16 - Esquema exemplificativo de uma corrente turbidítica, que se caracteriza por uma carga sólida em movimento segundo um regime turbulento e extremamente rápido (adaptado de Shanmugam, 2000).	46
Figura 17 - Modelo geral de distribuição de fácies de um depósito turbidítico segundo Bouma, 1962 (adaptado de Selley, 1988; Selley, 1996).	46
Figura 18 – Esquema ilustrativo da metodologia implementada.	48
Figura 19 - Localização da área em estudo com dados de sísmica 3D e poços exploratórios.....	49
Figura 20 - Vista do Petrel, sísmica original limitada ao TWT 2000 ms.	50
Figura 21 - Excerto da linha sísmica (A) e interpretação sismostratigráfica (B). Destaca-se a existência de um cavalgamento associado a uma possível intrusão salina. Roque (2007).....	50
Figura 22 - Coluna sismostratigráfica para o domínio tectonostratigráfico da Bacia sedimentar em estudo. Roque (2007).....	51
Figura 23 - Correlação entre a litostratigrafia e a sismostratigrafia. Roque (2007).....	53
Figura 24 – Interpretação da Inline 2440 (Petrel), dos horizontes sísmicos (M2, M3, P e P1) que definem as unidades sísmicas relevantes para o caso de estudo (BA3, BA4 e BA5).....	54
Figura 25 – Vista Petrel do cubo sísmico original (Inline 2507), identificação do sistema de canais turbidíticos – zona “alvo” e anomalia de amplitude “Bright spot”.	55
Figura 26 - Vista Petrel Inline 2505, cubo “flattened”.....	55
Figura 27 – Vista Petrel TWT 1500ms, cubo da sísmica original “flattened” com a identificação do sistema de canais - zona “alvo”.....	56

Figura 28 – Vista Petrel, topo do reservatório com identificação da zona “alvo” junto a um alto estrutural.	56
Figura 29 – Cubo Sísmico. (Petrel 2013)	57
Figura 30 – Cubo das amplitudes sísmicas. (Petrel 2013)	58
Figura 31 – Identificação das zonas do modelo a importar no algoritmo da GSI Zones (Petrel 2013).58	
Figura 32 - Diagrama de fácies. Shepard (1954)	60
Figura 33 – “ <i>Box-plot</i> ”	62
Figura 34 - Análise univariada da impedância acústica para a zona 1	63
Figura 35 - Análise univariada da IA para a zona 2, cenário A (Salmoura.)	63
Figura 36 - Análise univariada da impedância acústica para a zona 2, cenário B (Gás).	64
Figura 37 - Análise univariada da impedância acústica para a zona 3	65
Figura 38 – Variogramas experimentais para a zona 1.	66
Figura 39 - – Variogramas experimentais para a zona 2.	66
Figura 40 - Variogramas experimentais para a zona 3.	66
Figura 41 - Modelos ajustados aos variogramas para as direções principais da zona 1.	67
Figura 42 - Modelos ajustados aos variogramas para as direções principais da zona 2.	68
Figura 43 - Modelos ajustados aos variogramas para as direções principais da zona 3.	68
Figura 44 - Exemplo da visualização do <i>set-up</i> para a estimativa de <i>wavelets time variant</i> do <i>software</i> Hampson-Russel. Retirado do site CGG.	69
Figura 45 - <i>Wavelet</i> utilizada no cenário A, vista do <i>software</i> Geoms2.....	69
Figura 46 - Evolução da correlação do modelo global para o cenário B (fluido presente Gás).	71

Figura 47 - Cubo da sísmica sintética (esq.) obtido na 6ª iteração (realização 2) e cubo da sísmica real (dir.).	72
Figura 48 – Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real (global) e o modelo da sísmica sintética.....	72
Figura 49 – Histograma das amplitudes para o modelo global da sísmica real (magenta) e sintética (azul).....	73
Figura 50 - Imagens obtidas para a sísmica sintética (lado esquerdo) e real (lado direito) para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193, respetivamente.	74
Figura 51 - Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real e o modelo da sísmica sintética para a zona “alvo”.....	75
Figura 52 - Histograma das amplitudes para a zona “alvo” da sísmica real (azul) e sintética (verde). 76	
Figura 53 - Imagens obtidas para a correlação (lado esquerdo). No lado direito está a imagem correspondente da sísmica sintética para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.	77
Figura 54 – Distinção de zonas para a secção K=193 (zona “alvo” a azul e zona 3 a vermelho).....	77
Figura 55 – Imagens obtidas para o cubo das impedâncias acústicas na zona “alvo”, para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.	79
Figura 56 - Histograma das distribuições inicial (rosa) e obtida pela IGE (azul) das IA para a zona “alvo”.	80
Figura 57 – Avaliação das distribuições inicial e obtida pela IGE das IA (sim_2 e média das simulações) para a zona “alvo”.....	80
Figura 58 - Imagens obtidas para a secção definida pela posição K=193, da IA realização 2 (lado esquerdo). No lado direito está a imagem da IA para a média das 32 realizações.....	81
Figura 59 - Variogramas para a zona 2 das direções principais. Em cima estão representados os variogramas da sísmica real. Em baixo os variogramas da sísmica sintética obtidos através da IGE para a realização 2	81
Figura 60 - Resultado obtido na 6ª iteração para o cubo sintético (em cima), o melhor cubo de IA (BAI) (em baixo à esquerda) o melhor cubo de correlações (BCC) (em baixo à direita).....	82

Figura 61 - Cubo da sísmica sintética obtido na 6ª iteração (realização 1) e o cubo da sísmica real..	83
Figura 62 – Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real (global) e o modelo da sísmica sintética.....	83
Figura 63 – Histograma das amplitudes para o modelo global da sísmica real (magenta) e sintética (azul).....	84
Figura 64 - Imagens obtidas para a sísmica sintética (lado esquerdo) e real (lado direito) para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.	85
Figura 65 - Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real e o modelo da sísmica sintética para a zona “alvo”.....	86
Figura 66 - Histograma das amplitudes para a zona “alvo” da sísmica real (amarelo) e sintética (verde).	86
Figura 67 - Imagens obtidas para a correlação (lado esquerdo). No lado direito está a imagem correspondente da sísmica sintética para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.	87
Figura 68 – Imagens obtidas para o cubo das impedâncias acústicas na zona “alvo”, para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.	89
Figura 69 - Histograma das distribuições inicial (verde) e obtida pela IGE (laranja) das IA para a zona “alvo”.....	90
Figura 70 – Avaliação das distribuições inicial e obtida pela IGE das IA (sim_1 e média das simulações) para a zona “alvo”.....	90
Figura 71 - Imagens obtidas para a secção definida pela posição K=193, da IA realização 1 (lado esquerdo). No lado direito está a imagem da IA para a média das 32 realizações.....	91
Figura 72 – Variogramas para a zona 2 das direções principais. Em cima estão representados os variogramas da sísmica real. Em baixo os variogramas da sísmica sintética obtidos através da IGE para a realização 1.	91
Figura 73 - Resultado obtido na 6ª iteração para o cubo sintético (em cima), o melhor cubo de IA (BAI) (em baixo à esquerda) o melhor cubo de correlações (BCC) (em baixo à direita).....	92

Figura 74 - Imagens obtidas para o cubo da variância das 32 realizações das IA na zona “alvo”, para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193, para o cenário A.	94
Figura 75 - Imagens obtidas para o cubo da variância das 32 realizações das IA na zona “alvo”, para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193, para o Cenário B.	95
Figura 76 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA para o cenário A, na posição K=193.	96
Figura 77 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA para o cenário B, na posição K=193.	96
Figura 78 – Cenário A: Em cima Cubos do percentil 25 (esquerda) e 75 (direita). Em baixo Cubos do mínimo (esquerda) e máximo (direita), para a posição K=193.	97
Figura 79 – Quadro com os dados estatísticos do Cenário A, para a avaliação da incerteza espacial para a zona “alvo”.....	98
Figura 80 - Cenário B: Em cima Cubos do percentil 25 (esquerda) e 75 (direita). Em baixo Cubos do mínimo (esquerda) e máximo (direita), para a posição K=193.	99
Figura 81 - Quadro com os dados estatísticos do Cenário B, para a avaliação da incerteza espacial para a zona “alvo”.....	99
Figura 82 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores IA (BAI_it6) do cenário A (fluido presente Salmoura), para a secção K=193 (em cima), I=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).	107
Figura 83 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores correlações (BCC_it6) do cenário A (fluido presente Salmoura), para a secção K=193 (em cima), I=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).....	108
Figura 84 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA de 8 realizações IGE, para o cenário A, na secção K=193	109
Figura 85 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao da realização nº2 (vermelho).....	110
Figura 86 – Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação à média das 32 realizações (azul).....	110

Figura 87 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao máximo das 32 realizações (roxo).	111
Figura 88 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao mínimo das 32 realizações (rosa).	111
Figura 89 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao quartil 25 das 32 realizações (verde claro).	112
Figura 90 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao quartil 75 das 32 realizações (azul).	112
Figura 91 - Cubo sintético do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo).	113
Figura 92 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo).	114
Figura 93 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo), para a posição K=193.	115
Figura 94 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo), para a posição I=125.	116
Figura 95 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo), para a posição J=125.	117
Figura 96 - Cubo das melhores correlações (BCC) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo).	118
Figura 97 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores IA (BAI_it6) do cenário B (fluido presente Gás), para a zona "alvo", secção K=193 (em cima), I=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).	119
Figura 98 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores correlações (BCC_it6) do cenário B (fluido presente Gás), para a secção K=193 (em cima), I=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).	120
Figura 99 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA de 8 realizações IGE, para o cenário B, na secção K=193.	121

Figura 100 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao da realização nº1 (roxo).	122
Figura 101 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação à média das 32 realizações (verde).	122
Figura 102 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao máximo das 32 realizações (amarelo).	123
Figura 103 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao mínimo das 32 realizações (azul).	123
Figura 104 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao quartil 25 das 32 realizações (roxo).	124
Figura 105 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao quartil 75 das 32 realizações (rosa).	124

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Valores de porosidade observados na plataforma e talude continental no Mar de Bering, Mar do Norte, Mar Mediterrâneo e outras áreas. Hamilton & Bachman (1982)	25
Tabela 2 - Fatores que influenciam as propriedades sísmicas das rochas sedimentares por ordem de importância. Wang (2001)	32
Tabela 3 - Módulo de compressão, módulo de cisalhamento e densidade de minerais formadores de rochas. Modificada de Smith, et al (2003)	33
Tabela 4 - Valores de propriedades sísmicas calculadas em laboratório em ordem crescente de razão de Poisson. Modificado de Christensen (1996), Pellerin e Christensen (1998) e Castagna et al. (1993)	35
Tabela 5 – Correspondência do modelo de zonas utilizado no GSI ZONES.	58
Tabela 6 – Modelo de fácies para cada zona do cubo sísmico.	59
Tabela 7 – Valores iniciais dos parâmetros das equações de Gassmann.	60

Tabela 8 – Propriedades petrofísicas do modelo de fácies a utilizar nas Equações de Gassmann. ... 61

Tabela 9 – Intervalos de valores de IA, obtidos através da aplicação das equações de Gassmann... 61

Tabela 10 – Parâmetros dos variogramas teóricos para cada zona do modelo..... 67

Lista de Acrónimos

CC – Coeficientes de Correlação

IA – Impedância Acústica

IGE – Inversão Global Estocástica

MRP – Modelização de Reservatórios Petrolíferos

SSD – Simulação Sequencial Direta

SSG – Simulação Sequencial Gaussiana

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Os projetos de caracterização de reservatórios petrolíferos são multidisciplinares, e envolvem o processamento sísmico, a modelação geológica e das propriedades petrofísicas e a engenharia de reservatórios. O interesse pela inversão sísmica tem crescido nos últimos anos, principalmente porque permite inferir informação geológica e petrofísica a partir dos dados sísmicos nas fases iniciais do estudo do reservatório onde os dados de poço são muito escassos. O desenvolvimento das técnicas de inversão sísmica pretende dar resposta à complexidade crescente dos desafios na exploração petrolífera, onde as profundidades de exploração são cada vez maiores e os reservatórios cada vez mais inacessíveis.

A falta de informação sobre reservatórios nessas condições representa custos elevados e obriga à combinação de diferentes tipos de informação para a criação de modelos que melhor se aproximem da realidade. A caracterização de um reservatório é a mais importante fase de todo o processo de estudo, e fundamenta a tomada de decisões ao longo do processo de produção.

No presente trabalho aplica-se uma metodologia que aborda a temática de campos subamostrados, destinada a gerar imagens 3D da IA e respetivo sismograma sintético. Para o efeito foi utilizado o algoritmo de inversão global estocástica de sísmica por zonas (GSI ZONES) desenvolvido pela equipa do CERENA (IST).

O algoritmo utilizado permitiu combinar o conhecimento geológico da região em estudo com os dados sísmicos 3D disponíveis. Na base do algoritmo está a criação de um modelo de zonas, diferenciado pelas assinaturas dos refletores sísmicos. Na construção das distribuições de IA para cada zona foi utilizada a teoria da substituição de fluídos de Gassmann. Para a zona “alvo” definiram-se dois cenários diferenciados pelo tipo de fluído simulado (gás ou salmoura). O estudo da variografia para cada zona foi realizado com base na continuidade dos refletores sísmicos.

1.2 Objetivos do Estudo

A presente dissertação pretende abordar a temática da caracterização de campos subamostrados. Para a caracterização e avaliação da incerteza espacial da propriedade petrofísica IA do potencial reservatório de hidrocarbonetos, foi aplicado um método inovador da inversão global estocástica (IGE). A vantagem de caracterizar a propriedade petrofísica IA através da IGE está relacionada com a sua

fácil compreensão e correlação com a porosidade, propriedade determinante para avaliar a qualidade do reservatório.

O conjunto de dados utilizado no estudo foi disponibilizado pela Partex Oil and Gas, consistiu num cubo sísmico 3D em tempo (*soft data*), adquirido no *offshore* de águas profundas e *logs* (DT e RHOB) de três poços exploratórios (*hard data*) localizados na periferia da zona de estudo.

1.3 Organização da Dissertação

A presente dissertação encontra-se organizada em quatro capítulos principais. No primeiro capítulo são apresentados os objetivos e propõe-se um método de inversão sísmica para os atingir. No segundo capítulo é apresentada a metodologia adotada e desenvolvida ao longo do trabalho, assim como todos os fundamentos teóricos necessários que a apoiam.

No terceiro capítulo apresenta-se o caso de estudo, onde são descritos os procedimentos efetuados para a modelização do cubo de IA. São apresentadas as análises exploratórias dos dados, os cubos obtidos e a validação dos resultados. A validação dos resultados obtidos integra um conjunto de análises estatísticas de comparação dos dados simulados com os dados experimentais e avaliação do espaço de incerteza associado à modelação da propriedade petrofísica IA.

No quarto e último capítulo, o trabalho termina com as considerações finais sobre a metodologia adotada e todas as conclusões possíveis de alcançar com o estudo. Indicam-se estudos seguintes que possam complementar o trabalho apresentado.

2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS E METODOLOGIA

2.1 Conceito de Inversão Sísmica

As técnicas de inversão sísmica têm sofrido grandes desenvolvimentos ao longo dos últimos anos e contribuído muito para o conhecimento da geologia em profundidade, para o planeamento e tomada de decisão na indústria dos hidrocarbonetos. A sísmica de reflexão é o método geofísico mais utilizado na prospeção de reservatórios. Este método apresenta como principal vantagem a capacidade de obter informação sobre áreas muito pervasivas. As ondas sísmicas com origem num disparo e registados pelos geofones são conhecidos como traços sísmicos e medidos em unidade de tempo (milissegundos - ms). A apresentação de vários traços lado a lado na sua posição espacial correta produz uma secção sísmica ou perfil sísmico que fornece uma imagem estrutural importante para a interpretação geológica.

Além da informação adquirida pelas campanhas de sísmica de reflexão, existe informação obtida através da realização de poços de controlo. Os *logs* dos poços fornecem dados concretos e de elevada resolução vertical sobre as litologias da subsuperfície. O conjunto de informação obtida através de poços permite validar os modelos geológicos. Quanto mais poços existirem, maior é a capacidade de reduzir a incerteza associada aos modelos. No entanto, devido aos elevados custos de execução desses furos, as considerações económicas relacionadas com a produção de hidrocarbonetos, ao invés de aquisição de dados condicionam muito a quantidade de amostragem, diminuindo a capacidade de previsão das variações laterais das propriedades de um reservatório.

Para obter um boa descrição de um modelo 3D das propriedades petrofísicas de um reservatório, uma das abordagens possível é a utilização de algumas técnicas geoestatísticas de interpolação ou simulação (Bortoli et al., 1993, Srivastava e Sen, 2009). Métodos de inversão de amplitudes sísmicas são uma poderosa ferramenta que permitem construir modelos representativos da geologia em profundidade, através da utilização da informação obtida em campanhas de aquisição de dados sísmicos de reflexão com a informação obtida nos poços executados.

Sheriff, 2002, definiu inversão, como a técnica que produz como solução uma série de parâmetros espacialmente distribuídos que podem ter a sua origem num conjunto de medições observadas. O conjunto de observações consiste na assinatura física de estruturas geológicas – matriz de coeficientes de reflexão detetados em interfaces geológicas devido à passagem do sinal sísmico inicial. Por exemplo, a partir de um traço sísmico, a inversão permite inferir a localização das principais transições entre camadas e mesmo algumas grandezas petrofísicas.

A inversão é uma designação genérica para um procedimento destinado a obter um modelo que descreva adequadamente um conjunto de dados. O principal objetivo é transformar dados sísmicos de reflexão numa propriedade quantificável e descritiva de um reservatório, e inferir o valor das variáveis em localizações não amostradas ou desconhecidas.

Em forma de resumo, a inversão geofísica permite fazer o mapeamento das estruturas geológicas e respetivas propriedades em profundidade a partir de medições geofísicas (propagação das ondas sísmicas) efetuadas a partir da superfície terrestre. Para um conjunto de dados conhecidos, a inversão consiste em encontrar um modelo que reproduza o conjunto de dados observado.

Os problemas de inversão geofísicos visam inferir propriedades físicas da geologia do subsolo, os parâmetros do modelo ($\mathbf{m} \in \mathbf{R}^n$), a partir de um conjunto de medições indiretas geofísicas / observações ($\mathbf{d}_{obs} \in \mathbf{R}^s$), que são normalmente contaminadas por alguns erros (\mathbf{e}) provenientes de diferentes fontes. Os dados observados (\mathbf{d}_{obs}) e as propriedades do subsolo de interesse (\mathbf{m}) estão relacionados por um modelo *Forward* (F). O modelo F pode ser sintetizado pela Equação 2.1 (Tarantola, 2005);

$$\mathbf{d}_{obs} = \mathbf{F}(\mathbf{m}) + \mathbf{e} \quad (2.1)$$

No que diz respeito ao caso particular de problemas de inversão sísmica, d obs representa os dados de reflexão sísmica registrados, F é normalmente definido como o modelo de convolução e m é o parâmetro do modelo para as propriedades a inverter que dependem do objetivo da inversão: impedâncias acústica e/ou elásticas ou densidade, modelos de velocidade de ondas P e ondas S. O modelo, F , da equação (2.1) pode ser escrito na seguinte forma (Azevedo, 2013);

$$\mathbf{A} = \mathbf{r} * \mathbf{w} \quad (2.2)$$

Onde A são as amplitudes sísmicas gravadas, r , são os coeficientes de reflexão dependentes das propriedades elásticas (velocidades das ondas P e S e densidade) da geologia da subsuperfície que são convoluídos com uma *wavelet*, w .

Como referido anteriormente, os poços fornecem informação consistente e muito precisa sobre determinada localização em profundidade. A partir dos *logs* dos poços é possível obter uma importante propriedade petrofísica designada de IA, que resulta do produto entre a velocidade compressional das ondas sísmicas e a densidade do meio atravessado. A grande maioria dos métodos de inversão sísmica obtém a partir dos dados da sísmica de reflexão a IA, que pode ser correlacionado com a litologia e a porosidade da área em estudo (Russel e Hampson, 2006).

A IA tem como principal característica ser uma propriedade física da camada, e não da interface, ao contrário da amplitude dos dados de reflexão sísmica. O dado de reflexão sísmica representa uma propriedade da interface onde os eventos de reflexão são observados devido às mudanças relativas na IA de camadas de rochas adjacentes (Sancevero et al., 2006). A interface entre camadas está geralmente relacionada com camadas sedimentares distintas e inconformidades estruturais.

A interpretação do dado de reflexão sísmica com o objetivo de encontrar ou investigar armadilhas estratigráficas que podem potencialmente formar reservatórios é uma tarefa delicada e que requer uma análise cuidadosa do dado em estudo. A contribuição da inversão sísmica consiste em agregar mais informações para a gestão do reservatório em fases mais avançadas de produção, o que pode dar mais segurança e confiabilidade nas decisões.

O dado de reflexão sísmica representa uma propriedade de interface onde os eventos de reflexão são observados devido às mudanças relativas na IA de camadas de rochas adjacentes. As mudanças observadas na amplitude, contudo, não podem identificar se a variação está relacionada com a litologia acima ou abaixo da interface causadora da reflexão (Chopra, 2001).

Segundo Latimer et al., 2000, a IA apresenta vantagens suficientes na caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos para justificar a sua utilização na maioria dos casos de inversão sísmica. Um modelo de IA contém mais informação do que um conjunto de dados sísmicos. Além de conter

informação proveniente dos poços, contém toda a informação presente nos dados sísmicos sem problemas causados pelas *wavelets*. Tem ainda a grande vantagem de ser facilmente relacionada com a porosidade, e é o facto de ser uma propriedade da camada e não uma característica da interface entre diferentes camadas ou litologias, que a distingue e torna o conceito de impedância tão poderoso no âmbito da caracterização de reservatórios. O conceito de impedância é facilmente generalizado e percebido no ambiente da inversão sísmica, melhorando a comunicação interdisciplinar.

2.1.1 Modelação Direta e Inversa

Através de métodos diretos e inversos é possível transformar dados de IA em amplitudes sísmicas e vice-versa. Segundo Mantilla, 2002, em muitas áreas de investigação são desenvolvidos modelos, baseados em princípios fundamentais da física para reproduzir o comportamento de diferentes sistemas. Na modelação da integração de amplitudes sísmicas com dados de IA obtidos nos poços consideram-se dois tipos de abordagens, a direta e a inversa.

Na Figura 1 apresenta-se um esquema representativo da modelação direta a 1D (Mantilla, 2002), método utilizado na presente dissertação. O modelo geológico apresentado é caracterizado por um determinado valor de IA para cada camada representada. Os coeficientes de reflexão identificados na interface são função da diferença entre IA. Assim a modelação direta combina essas diferenças em localizações consecutivas (série de refletividades), recorrendo ao método de convolução de um traço sísmico com a *wavelet*, gerando um novo traço sísmico designado por sismograma sintético. As diferenças entre as amplitudes do traço sísmico sintético e a sísmica real têm ser identificadas e quantificadas, com o objetivo de as minimizar e otimizar o modelo (Mantilla, 2002, Caetano, 2009).

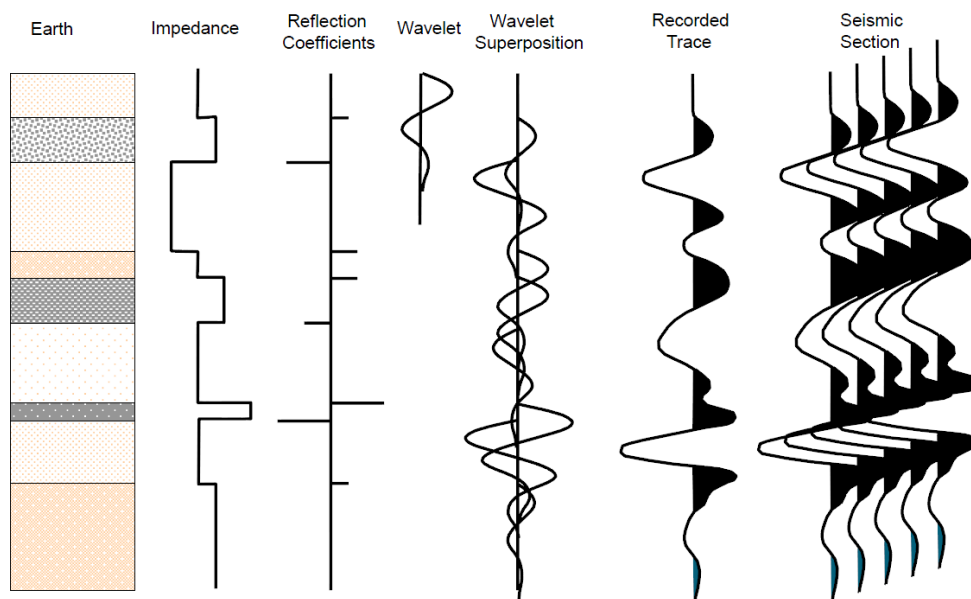


Figura 1 - Esquema representativo da modelação direta (slides da disciplina Modelização Reservatórios Petrolíferos - MRP).

Na modelação direta, considera-se uma relação matemática para descrever a relação entre a realidade geológica (estrutura e propriedades) e os resultados obtidos pelas medições, ou seja, é definida pela determinação de dados que seriam medidos para uma dada configuração geológica (Tetyukhina, 2010).

Na modelação inversa, pretende-se inferir a realidade do ponto de vista geológico a partir dos resultados de uma campanha geofísica. A dedução de propriedades de corpos geológicos em profundidade a partir de dados já observados é tipicamente a solução de um problema inverso. Este método transforma as amplitudes sísmicas em IA através da remoção da *wavelet* do traço sísmico.

Tipicamente, os pacotes de rochas sedimentares consistem de sucessivas camadas com diferentes litologias e parâmetros elásticos, onde em cada interface, uma parte da energia incidente por uma fonte sísmica é refletida de volta em direção ao detetor. Essa fração é determinada pelo contraste de impedância acústica entre as duas camadas. O detetor recebe uma série de pulsos refletidos, cuja modulação de amplitude é função da distância percorrida e dos coeficientes de reflexão das várias interfaces. Os pulsos chegam segundo tempos determinados pelas profundidades das interfaces e pelas velocidades de propagação entre elas.

A IA depende da velocidade compressional de propagação (V_p) e da densidade (ρ) da rocha sendo definida pela equação (2.3). A IA expressa-se nas unidades kPa.s/m;

$$IA = \rho \cdot V_p \quad (2.3)$$

A variação de impedância, que depende dos módulos de compressão e de rigidez, e densidade (k , μ e ρ , respetivamente), rege o fenómeno de reflexão e transmissão da onda elástica na interface entre dois meios. Esta é a propriedade que o método sísmico identifica a fim de individualizar as diferentes camadas que constituem a subsuperfície, sendo o meio elástico. As constantes k , μ e ρ são, principalmente, influenciadas por;

- Composição mineralógica do subsolo;
- Níveis de compactação e consolidação da camada;
- Fluido que preenche os poros;
- Estrutura da rocha.

Estes dois métodos utilizam, para as referidas transformações, um pulso unidimensional – *wavelet*, que tem como principal característica fazer a ligação entre os dados sísmicos e a geologia (Figura 2). Pode definir-se *wavelet* como o sinal do impulso de energia gerado, com determinada amplitude e frequência, com o objetivo de se obter dados sísmicos.

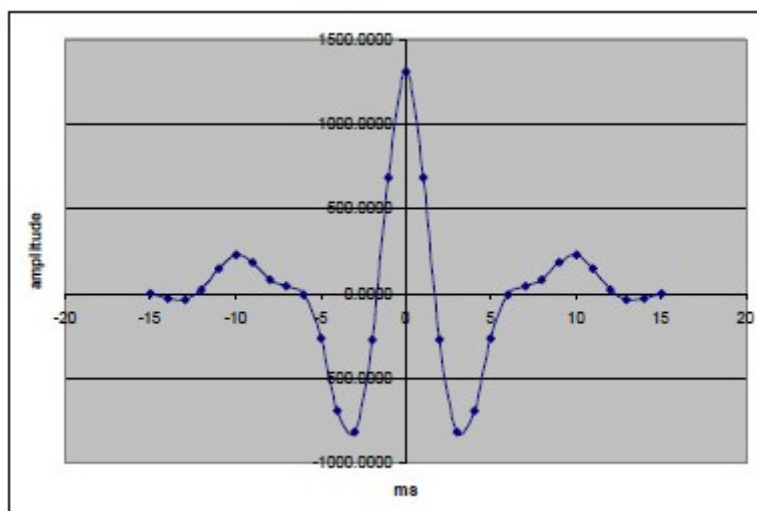


Figura 2 – Exemplo de uma *wavelet* de fase zero (slides da disciplina MRP).

A inversão de impedâncias acústicas tem algumas limitações: (1) a frequência sísmica é limitada (largura de banda limitada) e por isso as baixas e altas-frequências estão em falta; (2) a não singularidade da solução – os mesmos dados sísmicos podem ser gerados por múltiplos modelos geológicos. A melhor forma de reduzir as incertezas e contornar estas limitações é utilizar informação adicional. Os *logs* dos poços possuem a informação de frequências em falta na sísmica observada, e por isso constituem a fonte mais comum de informação para solucionar esta restrição. O resultado final dependerá também dos dados sísmicos e dos detalhes dos métodos de inversão em si (Swisi, 2009, Francis e Hicks, 2006).

2.1.2 Vantagens de Inverter o Dado de Reflexão Sísmica

Segundo Barclay et al. (2008), muitas interpretações são realizadas a partir da inversão de dados. Uma justificativa plausível para que isto ocorra é que em problemas de medição-interpretação nenhuma equação que relaciona diretamente as medidas (incluindo ruídos, perdas e outras imprecisões) podem ser resolvidas com uma única resposta (a solução é não-única).

Desta forma, devido à inversão sísmica ser um problema malposto, deve-se estimar uma resposta verificando-a contra as observações e modificando-a até obter uma resposta próxima à real, segundo algum critério de convergência.

São descritos abaixo alguns benefícios em inverter o dado de reflexão sísmico para IA:

- Uma grande parte dos geocientistas compreende melhor o conceito de impedância e geologia do que o traço sísmico. Assim, trabalhar no domínio da impedância é um excelente mecanismo para a integração em uma equipa multidisciplinar;
- Remove os efeitos da *wavelet* dentro do espectro de frequência sísmica;

- Facilita a compreensão das amarrações de poço;
- Podem fornecer previsões quantitativas sobre as propriedades dos reservatórios;
- A interpretação estratigráfica pode ser melhorada;
- A interpretação no domínio de impedância é frequentemente mais fácil do que no domínio sísmico;
- Possibilidade de estender a largura da banda para além da sísmica.

Por todas essas facilidades, a inversão sísmica é utilizada em estudos multidisciplinares e aplicada a uma gama de escalas com vários níveis de complexidade, como pode ser comprovado por Barclay et al. (2008):

- Calcular perfis *bore-hole* a partir de medições nos registros de indução;
- Avaliar qualidade da aderência do cimento pelos registros ultrassônicos;
- Extração das camadas litológicas e saturações de fluido a partir de *logs*;
- Interpretação de volumes de petróleo, gás e água de registros de produção;
- Integrar as medições eletromagnéticas e sísmicas para melhor delimitação de sedimentos pré-sal.

2.1.3 Limitações do Método

A técnica de inversão sísmica, apesar de tantos benefícios, apresenta algumas limitações implícitas. No caso da inversão quantitativa, é necessário ter uma boa qualidade no sinal de entrada, uma vez que a qualidade da saída é determinada por ela. No entanto, os dados sísmicos possuem conteúdo de frequência limitada, o que irá impossibilitar a geração significativa da inversão para camadas finas e os eventos de alta frequência não podem ser resolvidos dentro da faixa sísmica.

De acordo com Farias et al. (2008), um grande obstáculo do processamento sísmico é que, parte dos reservatórios conhecidos localiza-se em camadas geológicas cujos limites não podem ser identificados corretamente através do método sísmico. Este problema é causado principalmente, pela absorção diferenciada das frequências durante a propagação da onda sísmica. Os autores indicam ainda que as perdas por absorção estão associadas ao comportamento parcialmente inelástico das rochas, o que impõe resistência à vibração das partículas na passagem da onda. Como resultado, tem-se que o espectro final observado no registro sísmico apresenta na sua composição uma maior contribuição das baixas frequências.

A melhor resolução é aquela que apresenta o espectro o mais plano possível, ou seja, com presença tanto das baixas quanto das altas frequências. Considera-se que as baixas frequências são responsáveis pela redução dos lóbulos laterais do pulso sísmico, enquanto as altas frequências garantem a compressão do lóbulo central, o que implica na não interferência dos pulsos em refletores

muitos próximos (Singh & Srivastava, 2004). Daí a necessidade destas altas frequências que foram atenuadas durante a propagação da onda, serem resgatadas.

É importante ressaltar que existe uma variedade de diferentes técnicas para inverter dados sísmicos e a escolha da mais apropriada deve ser determinada pela complexidade das condições geológicas e a extensão dos problemas a serem resolvidos. Podem-se resumir então, três pontos chaves na inversão sísmica:

- i. **Qualidade do Dado de Reflexão Sísmico:** A aquisição adequada dos dados sísmicos para gerar uma modelização de confiança, tem início a partir de um estudo direcionado para a feição geológica de interesse. Estabelecer os parâmetros e ajustar a disposição da aquisição pode assegurar uma melhor relação sinal-ruído (Singleton, 2009). Fator imprescindível na determinação da qualidade do modelo é o processamento dos dados sísmicos que deve focar-se em preservar as amplitudes sísmicas sobre o *stack* total ou parcial. Além disso, deve ser dada atenção à diminuição dos ruídos, boa correção estática e completa estimativa da velocidade de *stack* (Filippova et. al, 2011).
- ii. **Relação entre propriedades elásticas vs. Propriedades petrofísicas básicas e de dados de poço (litologia, porosidade, Sw, Vp, Vs e densidade):** A análise e interpretação dos dados de poços são separadas em duas áreas: a primeira é a dita tradicional, maneira clássica de interpretar com o objetivo principal de detetar no reservatório alvo as formações, determinar as propriedades petrofísicas, e estimar as potenciais reservas. A segunda área refere-se principalmente a preparação do dado para a inversão sísmica e inclui uma abordagem física da rocha. Os objetivos são: reconstruir as propriedades da formação ao longo do poço, caracterizar as rochas em termos de propriedades elásticas e, estabelecer a relação entre as propriedades elásticas e as propriedades petrofísicas básicas (Filippova et. al, 2011).
- iii. **Técnica de inversão aplicável:** A aplicabilidade da técnica de inversão de dados depende do tipo de dados sísmicos que se pretende utilizar. Os principais métodos de inversão estão agrupados de acordo com sua origem matemática em Determinística e Estocástica, e baseados no dado de reflexão sísmico utilizado: Pré-stack e Pós-stack. Ao optar pelos dados pré-stack obtém-se propriedades como impedâncias e densidade. A escolha de dados pós-stack produz apenas uma característica, como a IA (Filippova et al., 2011). O Pós-stack é um dos métodos mais empregues na inversão sísmica e está subdividido em inversão de banda limitada (ex.: inversão recursiva) e inversão de banda larga, a última ainda divide-se em duas outras abordagens: *model based* (ex.) e *sparse spike inversion* (Alves, 2012).

2.1.4 Inversão Determinística e Estocástica

Os métodos de inversão determinista produzem apenas uma solução dentro da largura de banda sísmica e baseiam-se na minimização de um termo de erro entre o modelo de convolução da série de refletividades e as amplitudes sísmicas observadas. Uma inversão sísmica determinista é qualquer tipo de inversão que tem como *output* apenas uma de várias soluções aceitáveis para modelos de IA e é, por isso, a solução mais aceitável para a série de coeficientes de reflexão (Cooke e Cant, 2010).

Uma alternativa à inversão determinista é a pesquisa por um conjunto de soluções aceitáveis de IA, ou seja, a inversão estocástica.

A inversão sísmica estocástica define-se, resumidamente, por ser um método de geração de realizações equiprováveis de propriedades petrofísicas (ex.: IA) e elásticas, recorrendo aos dados dos poços e à informação sísmica entre localizações de poços, com o principal objetivo de quantificar a incerteza dessas propriedades (Azevedo et al., 2012).

Algumas técnicas de inversão sísmica estocástica, à semelhança de outros tipos de inversão, integram a informação vertical a pequena escala presente nos *logs* dos poços, com informação mais densa proveniente da aquisição dos dados sísmicos, para criar um modelo de alta resolução das propriedades do meio utilizando algoritmos geoestatísticos. Entre estes ainda se consideram dois grupos importantes: inversão traço-a-traço e inversão global. Estas metodologias foram abordadas por diferentes autores: inversão estocástica traço-a-traço (Bortoli et al., 1993), inversão global estocástica (IGE), (Soares et al., 2007, Caetano, 2009). Podem ser utilizados métodos geoestatísticos de simulação sequencial (ex. simulação sequencial Gaussiana (SSG) ou a simulação sequencial direta (SSD)).

A título de exemplo, o trabalho de Francis e Hicks, 2006, descreve pormenorizadamente uma metodologia de inversão sísmica com recurso à SSG. Após cada simulação são calculados os traços sintéticos, e comparados com os traços reais e assim estes são aceites ou recusados.

Na Figura 3 apresenta-se um esquema da inversão sísmica estocástica, recorrendo a cubos gerados pelo *software* de modelação geoestatística Geoms2.

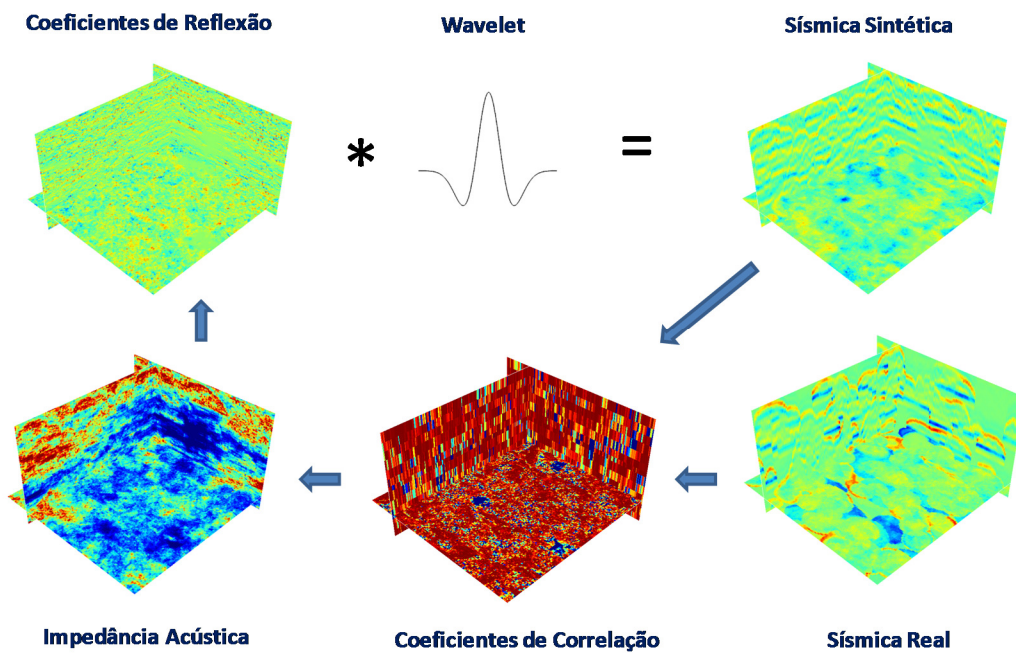


Figura 3 - Esquema da inversão global estocástica (imagens retiradas do *software* Geoms2).

2.1.5 Modelo Convolutacional

A sísmica de reflexão responde de forma eficaz às diferentes IA dos meios rochosos, sendo possível criar um dado de reflexão sísmico sintético (sismograma sintético) de uma formação sedimentar a partir do conhecimento das velocidades e densidades das rochas.

A inversão sísmica utiliza como lei fundamental a equação de propagação da onda através do meio elástico ou uma das suas inúmeras aproximações (Tetyukhina, 2010). Uma das formas mais simples e mais utilizada de calcular a resposta de um sinal sísmico num determinado modelo terrestre é o modelo convolutacional (Mantilla, 2002). Um traço sísmico é uma convolução da refletividade da Terra com uma fonte sísmica, mais a adição de uma componente de ruído. Em termos matemáticos pode ser expressa pela equação (2.4);

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (2.4)$$

em que $s(t)$ representa o traço sísmico, $w(t)$ a *wavelet*, $r(t)$ a série de refletividade e $n(t)$ o ruído. Assumindo que a componente de ruído é nula, a equação anterior é simplificada para a equação (2.5);

$$s(t) = w(t) * r(t) \quad (2.5)$$

Dado que a série de refletividade é representada por coeficientes de reflexão de cada amostra de tempo onde alguns podem ser nulos, e a *wavelet* por uma função temporal de atenuação, a convolução pode

ser vista como a substituição de cada coeficiente de reflexão por uma versão escalada da *wavelet* e ao qual é somado o resultado.

A partir das IA é possível adquirir coeficientes de reflexão de incidência normal. As séries de coeficientes de reflexão descritas como função da *wavelet* e da IA variam de acordo com as heterogeneidades da Terra, e são um conceito fundamental para a inversão de dados sísmicos.

A série de refletividades (r_i), pode ser calculada com base na equação (2.6).

$$r_i = \frac{IA_{i+1} - IA_i}{IA_{i+1} + IA_i} \quad (2.6)$$

Onde, IA representa a impedância acústica da camada e, $i+1$ e i referem-se as duas camadas consecutivas numa sequência estratigráfica. Ou seja, é possível recuperar os coeficientes de reflexão a partir de uma série de IA, dividindo o conjunto de diferenças entre duas IA consecutivas pela soma dessas mesmas diferenças, nas localizações referidas.

A *wavelet* utilizada para a convolução de um traço é normalmente extraída a partir do pacote de dados sísmicos disponíveis pela campanha de aquisição, através de um processo designado desconvolução. Esta técnica é aplicada em locais onde a série de coeficientes de reflexão possa ser calculada a partir dos dados dos poços.

2.1.6 Estimativa da *Wavelet*

A estimativa precisa da *wavelet* também é um fator determinante para uma boa inversão sísmica. Trata-se de uma etapa de grande importância no processamento e análise sísmica, na desconvolução determinística dos dados, na amarração sísmica a poço, e na própria inversão sísmica, entre outros. De acordo com o manual do JASON (2012) (CGG), a forma inferida da *wavelet* sísmica pode influenciar fortemente nos resultados da inversão sísmica e nas futuras avaliações, interferindo assim na interpretação do reservatório.

Conforme descrito anteriormente, a refletividade ou resposta ao impulso da Terra pode ser obtida através da desconvolução dos dados sísmicos uma vez que a *wavelet* é conhecida e os ruídos podem ser atenuados. Assim, para métodos de inversão sísmica são necessárias informações acerca da *wavelet*. Desta forma, a solução para a inversão - importa ressaltar que esta não é única - pode ser limitada através da comparação do modelo de inversão e da *wavelet*.

A *wavelet* pode ser medida durante a aquisição de dados sísmicos, desde que sejam utilizadas técnicas específicas de aquisição (Ikelle et al., 1997). É possível adquirir dados e utilizar métodos de

processamento visando controlar a fase sísmica, mas comumente os dados sísmicos registrados e os sintéticos gerados pelos dados de poço podem não estar amarrados adequadamente (Edgar & Baan, 2011). Desta maneira, a *wavelet* geralmente é estimada a partir dos dados de sísmica e de poço.

É possível segregar os métodos de estimativa da *wavelet* em duas categorias: métodos puramente estatísticos e métodos que utilizam dados de poço. A utilização dessas técnicas concomitantemente vai depender dos dados em questão, mas agrega maior precisão a sua estimativa. Segundo Yi et al (2013), o método estatístico estima a *wavelet* com base no espectro de amplitude ou funções de autocorrelação do dado de reflexão sísmico registrado, mas não pode determinar a fase da *wavelet* sem fazer hipóteses como a fase mínima. A título de exemplo no *software* JASON (CGG), na ausência de poços controlados, a estimativa da *wavelet* é baseada nas técnicas espectrais e este processo é feito em duas etapas: primeiro estima-se o espectro de amplitude do pulso sísmico, que produz a *wavelet* de fase zero. Por último, é estimado o espectro de fase através de rotações de fase da *wavelet* estimada até tal ponto.

Na presença de dados de poço, emprega-se a técnica *Model-Driven*. Esta utiliza dados de poço e de sísmica para estimar a amplitude da *wavelet* e o espectro de fase, visando produzir o sintético mais próximo do dado de reflexão sísmico real. A utilização de múltiplos poços e múltiplos traços por poço reduz a probabilidade de que o ruído na sísmica seja incorporado na *wavelet*.

2.1.7 Algoritmo da Inversão Global Estocástica

A ideia subjacente à prática de inversão sísmica é conseguir integrar no mesmo modelo, informação com diferente resolução espacial, de diferentes suportes, com diferente representatividade espacial e diferente incerteza.

No caso da exploração de reservatórios petrolíferos, esta ideia tem uma elevada aplicabilidade, visto que normalmente existe informação dos reservatórios, muito rigorosa mas com pouca representatividade espacial (horizontal) quando proveniente dos poços, e informação de alta resolução espacial mas com maior incerteza proveniente da sísmica.

Com a aplicação dos métodos de inversão sísmica geoestatística, pretende-se conseguir uma das possíveis soluções de alta resolução, que honre os nossos dados, reproduza os variogramas, reproduza os histogramas e honre as relações físicas das diferentes propriedades.

Este método baseia-se na relação entre a IA e as secções sísmicas, relacionadas através da convolução dos coeficientes de reflexão entre litologias com as *wavelets* teóricas, que dão origem à sísmica sintética que pode ser comparada com sísmica real.

A IGE (*Global Stochastic Inversion - GSI*) baseia a sua abordagem nas seguintes etapas (Soares et al., 2007, Caetano, 2009):

- 1) Simulação de um conjunto de imagens por simulação sequencial direta (SSD) de valores de IA em cada traço ou célula de um modelo 3D condicionada aos dados dos poços e aos padrões de continuidade espacial revelados pelos variogramas;
- 2) Convolução dos valores de refletividade obtidos das imagens de IA geradas em 1) com a *wavelet* estimada, o que constitui o sismograma sintético;
- 3) Cálculo dos coeficientes de correlação (CC) entre cada traço do cubo de sísmica sintética e cada traço do cubo de sísmica real;
- 4) Construção de uma imagem compósita de IA e de CC que junte os melhores traços de IA e CC das imagens simuladas, sendo esses melhores traços escolhidos por correlação entre as sísmicas;
- 5) Co-simulação de um novo conjunto de imagens por Co-SSD de valores de IA em cada traço ou célula de um modelo 3D condicionada à imagem compósita obtida em (4), aos dados dos poços e aos padrões de continuidade espacial revelados pelos variogramas.

Repetições das etapas (2) a (5) até os coeficientes de correlação atingirem o valor pretendido.

As várias etapas do algoritmo do método da IGE estão apresentadas na Figura 4.

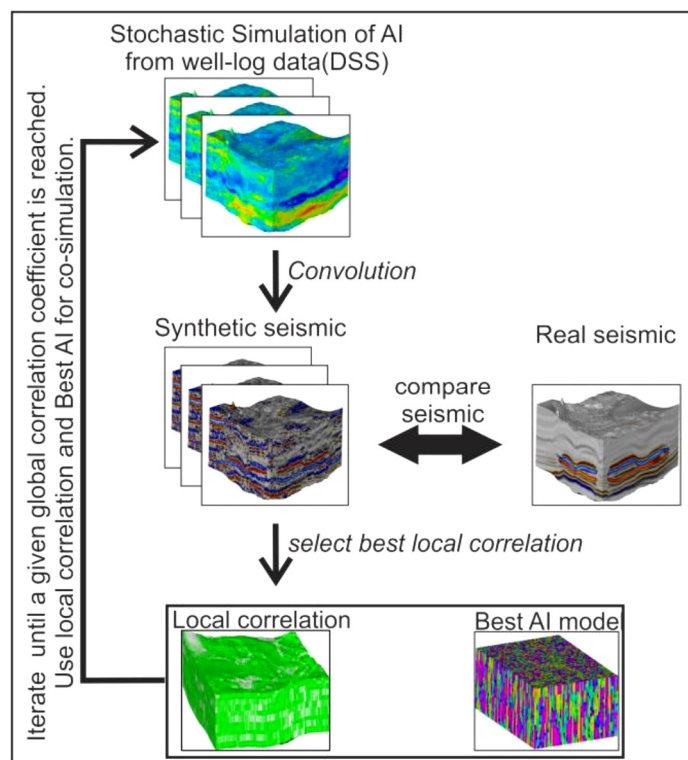


Figura 4 - Algoritmo da Inversão global estocástica (Azevedo, 2013).

Em síntese, este método tem como objetivo minimizar os desvios entre os traços sísmicos designados por sintéticos, através da convolução com a *wavelet*, e a sísmica real. Os traços de IA correspondentes aos menores desvios são retidos como a melhor solução em cada iteração (etapas 2 a 5). Este algoritmo pode ser aplicado com a variante dos coeficientes de correlação serem calculados não traço a traço mas para sub-traços com a consequente adaptação na construção da imagem compósita. A sua execução tem como resultado um conjunto de imagens que está de acordo com o paradigma da inversão estocástica.

Para os resultados equiprováveis pode ser calculada a variância dos resultados como uma medida de incerteza local e global. Nos locais onde a variância for elevada, a incerteza é elevada caso contrário a incerteza será menor. É ainda importante lembrar que a realidade apresenta uma variabilidade espacial máxima e que a amostragem nos poços é que em parte captura esta variabilidade, que é muito superior à resolução da sísmica.

2.2 Modelação Geoestatística

A geoestatística nasceu da necessidade de modelização de recursos geológicos e, atualmente é aplicada nos mais diversos domínios das ciências da Terra e do Ambiente. A geoestatística adaptou as especificidades dos diferentes domínios de aplicação a uma metodologia própria com os objetivos principais seguintes:

i. Caracterização da dispersão espacial e temporal das grandezas que definem a quantidade e qualidade de recursos naturais (por exemplo, um reservatório de hidrocarbonetos) ou outros fenómenos espaciais em que os atributos manifestem uma certa estrutura no espaço e/ou tempo (por exemplo, temperatura de uma região);

ii. Avaliação de medidas de incerteza, tendo em conta a sua maior ou menor variabilidade do fenómeno espacial, a qualidade das amostras e observações, o tipo de modelo geoestatístico adotado e o maior ou menor grau de conhecimento do fenómeno.

A metodologia própria desenvolvida na geoestatística consiste num conjunto de instrumentos estatísticos que quantificam a continuidade espacial da grandeza em estudo, em modelos de interpolação espacial que se baseiam na sua variabilidade estrutural e em modelos estocásticos que quantificam a incerteza ligada ao fenómeno espacial.

Os modelos geoestatísticos para a modelização dos fenómenos espaciais referidos resultam da associação entre a componente naturalista referente às disciplinas dos diferentes domínios (por exemplo, a geologia) e os fundamentos teóricos da matemática e da estatística, em particular da teoria das funções aleatórias. Nestes modelos, os dados amostrais são interpretados como provenientes de

um processo aleatório e servem de base metodológica à interpolação espacial ou estimação de grandezas em áreas não amostradas e à quantificação da incerteza associada ao fenómeno.

Os modelos estocásticos para a caracterização de propriedades do reservatório são uma ferramenta importante para a gestão de reservas e desempenham um papel fundamental na decisão de localização ideal dos poços em qualquer campo de produção. A modelação estocástica de propriedades internas, como a IA, baseia-se em resultados de amostras e diagrfias (*hard data*), fornecem parâmetros detalhados e fiáveis do reservatório, embora espacialmente sejam muito limitados e pouco representativos da variabilidade espacial.

Os modelos criados com falta de informação são modelos com grande nível de incerteza. Os dados sísmicos (*soft data*), apesar da baixa resolução vertical e da contribuição para mais uma causa de incerteza, são a melhor fonte de informação capaz de cobrir a extensão do reservatório. A inversão sísmica para IA, tem sido uma técnica muito usada para incorporar informação sísmica em modelos estocásticos, devido à sua fácil compreensão na caracterização de reservatórios.

Os projetos de modelização estocástica são de complexos e requerem a utilização de informação multidisciplinar, pois envolvem o processamento sísmico, a modelação geológica e análise das propriedades petrofísicas e a engenharia de reservatórios.

2.2.1 Variografia

Para estudar determinado fenómeno regionalizado não é suficiente analisar os estatísticos básicos dos dados experimentais, mas também quantificar a sua continuidade espacial. Para a avaliação da continuidade espacial o elemento mais utilizado é o biponto. O biponto é definido por um vetor h (passo), que separa um par de pontos, permitindo avaliar como uma variável se distribui nas diferentes direções do espaço (Soares, 2006). A vasta aplicação do biponto na análise da continuidade espacial de um fenómeno deve-se a este ser um elemento estruturante, uma vez que o conhecimento de um fenómeno tem origem num conjunto de observações ou amostras, normalmente discretas, limitadas e muitas vezes escassas.

A função variograma é definida como sendo a esperança matemática do quadrado da diferença entre os valores de pontos no espaço, separados por uma distância h , vem expressa pela equação (2.7);

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N(\mathbf{h})} \sum_{\alpha=1}^{N(\mathbf{h})} [z(\mathbf{u}_{\alpha} + \mathbf{h}) - z(\mathbf{u}_{\alpha})]^2 \quad (2.7)$$

onde $z(\mathbf{u}_{\alpha})$ corresponde ao valor da amostra na posição α ; $z(\mathbf{u}_{\alpha} + \mathbf{h})$ corresponde ao valor da amostra na posição $\alpha + \mathbf{h}$; h - *lag distance*; $N(\mathbf{h})$ - número de pares de pontos para cada valor de h .

Como a função variograma é uma medida da variância das diferenças nos valores da variável entre pontos separados por uma distância h , pontos mais próximos, por estarem mais correlacionados terão essa variância mais pequena, aumentando à medida que os pontos se distanciam. Esta etapa é extremamente importante, pois é nesta fase que se faz a síntese das características espaciais do fenómeno espacial num modelo único e coerente de variograma (Soares, 2006).

Existem inúmeras funções que podem sintetizar os pontos experimentais de um variograma, contudo a prática de ajuste de um modelo teórico está limitado a um restrito número de funções definidas à priori positivas. Os modelos esférico e exponencial são as funções que normalmente cobrem a maior parte das situações de dispersão de fenómenos espaciais naturais e que fornecem soluções estáveis que mais tarde serão usadas na estimação / simulação. É importante salientar que o conhecimento real do fenómeno é muito importante, pois irá ajudar numa melhor perceção do modelo teórico a adotar. Considera-se um modelo teórico adequando, quando este é representativo da realidade do fenómeno em estudo.

Existem vários tipos de modelos teóricos (Figura 5), neste estudo foi utilizado o modelo com duas estruturas para cada zona. Para a primeira estrutura optou-se pelo modelo exponencial, que reflete um crescimento mais acentuado do variograma junto da origem, e o modelo esférico para a segunda estrutura, por ser o que mais se ajustava aos variogramas experimentais das amostras em estudo.

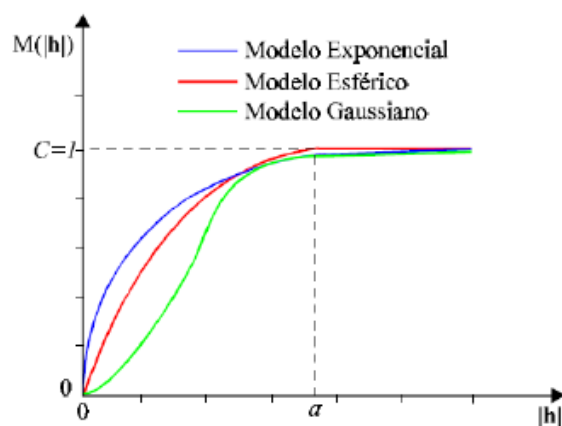


Figura 5 – Tipos de modelos teóricos.

Os modelos utilizados são representados pelas equações (2.8) e (2.9);

- Exponencial;

$$\gamma(h) = C_0 + C_1[1 - e^{(-3h^2/a^2)}] \quad (2.8)$$

- Esférico

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left[1.5 \frac{h}{a} - 0.5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right], & \text{para } h \leq a \\ C, & \text{para } h > a \end{cases} \quad (2.9)$$

Sendo os parâmetros representados pelo seguinte esquema da Figura 6.

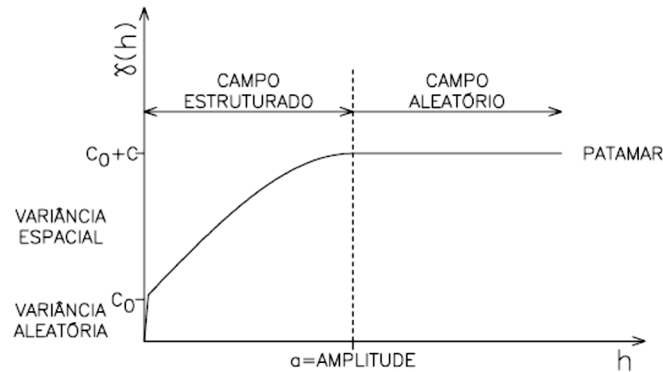


Figura 6 – Parâmetros utilizados no cálculo dos modelos teóricos.

Em que a Amplitude (a) será a distância a partir da qual as amostras passam a ser independentes refletindo o grau de homogeneização entre amostras. Quando maior a amplitude maior a continuidade espacial, maior será a distância que separa o campo estruturado (amostras correlacionadas) do campo aleatório (amostras independentes). O Patamar: representa o valor de variância no qual o variograma estabiliza no campo aleatório. O Efeito pepita (C_0) representa o valor da função variograma na origem ($h=0$), teoricamente deveria ser zero, pois duas amostras no mesmo ponto deveriam apresentar uma variância nula. Quando este valor é elevado, assume-se existir uma grande variabilidade à pequena escala implicando que não tende para zero quando h tende para zero. São nestes casos que importa ajustar o modelo ao variograma experimental considerando o efeito a pequenas escalas, dado pela constante designada por efeito pepita. A variância espacial é dada pela diferença entre a variância à priori e o efeito pepita.

Na fase da modelização dos variogramas o objetivo principal consiste na obtenção de uma função que sintetize as principais características do fenómeno em estudo (anisotropias, “efeito pepita”, etc.) num conjunto limitado de parâmetros, que sirvam de base ao processo seguinte, de estimação.

Isto implica, que as particularidades do processo de estimação podem condicionar o tipo de modelos e a prática de modelização. Por exemplo, na estimação de um ponto, são tomadas em conta com maior peso as amostras mais próximas desse ponto. Assim, é bastante mais importante a forma e andamento da função interpoladora junto da origem (equivalente às distâncias mais usadas e consequentemente, mais importantes, na estimação) (Soares, 2006).

2.2.2 Simulação Sequencial Direta

A simulação estocástica ou geoestatística ocupa-se da geração de imagens que reproduzam as características do fenómeno em estudo, tais como, a variabilidade do conjunto de amostras, a lei de distribuição da variável em estudo e a continuidade espacial. O que significa que as características dos dados experimentais, reveladas pelo histograma dos dados e o variograma, estarão presentes no modelo final de impedâncias acústicas. A simulação estocástica é considerada como um conjunto de tarefas – algoritmo – capazes de gerar modelos numéricos que representem a distribuição espacial de uma dada variável (Nunes, 2008, Soares, 2006).

Um modelo de simulação tem por objetivo que a imagem simulada traduza a variabilidade do fenómeno em estudo com o recurso a dois estatísticos: a função distribuição de $Z(x) - F(z) = \text{prob}(Z(x) < z)$ e o variograma $\gamma(h)$, que garante a frequência das diferentes classes do histograma e que reproduz a continuidade espacial de $Z(x)$, respetivamente (Soares, 2006).

O principal problema na aplicação do algoritmo de simulação sequencial reside na dificuldade de obter estas funções em casos práticos. Segundo Soares, 2006, são propostos dois algoritmos geoestatísticos para a estimação destas distribuições condicionais, é utilizada a krigagem da indicatriz e a krigagem multigaussiana para a simulação sequencial da indicatriz (SSI) e para a simulação sequencial Gaussiana (SSG), respetivamente. Soares, 2001, propõe a estimação por krigagem simples para aplicação à simulação sequencial direta (SSD), modelo utilizado neste trabalho para a geração de um cubo estocástico de IA.

A utilização de uma metodologia do tipo *Monte Carlo* faz com que a geração de cada valor simulado num ponto seja aleatória, assim como, a sequência de simulação dos nós. Isto garante que haja independência entre as diferentes realizações do algoritmo. Todas as imagens geradas pela simulação sequencial são equiprováveis, respeitam o histograma condicionante e os dados originais, tornando-as imagens simuladas válidas (Nunes, 2008).

O modelo de simulação sequencial direta (SSD) é um método que não necessita de qualquer transformação da variável original, o que consiste numa forte vantagem em relação aos outros métodos de simulação sequencial. No caso da simulação sequencial Gaussiana, quando um histograma é bastante assimétrico, os variogramas da variável experimental dificilmente são reproduzidos nas imagens simuladas, este facto agrava-se quando se utilizam variáveis secundárias, que também elas têm de ser transformadas (Nunes, 2008, Soares, 2006).

A ideia da SSD surgiu (Journel, 1994); (Caers, 2000), com base no desenvolvimento da ideia de que se as leis de distribuição locais são centradas no estimador de krigagem simples com variância condicional local igual à variância de krigagem, então as covariâncias espaciais ou variogramas são

necessariamente reproduzidos nos mapas finais simulados. Todavia subsistia a questão da reprodução do histograma da variável.

Soares, 2001, desenvolveu um algoritmo de SSD utilizando as médias e variâncias locais estimadas por krigagem simples para reamostrar a lei de distribuição e não para definir as leis de distribuição locais, à semelhança do modelo da SSG. Na prática, ocorre uma reamostragem da função de distribuição global, $F_z(z)$, de forma a obter uma nova função, $F'_z(z)$, com intervalos centrados na média local e com uma amplitude proporcional à variância condicional local, sendo estes dois parâmetros estimados através da krigagem simples (Soares, 2001, Soares, 2006), conforme equação (2.10);

$$(z(x_0))^* - m = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha}(z(x_{\alpha}) - m) \tag{2.10}$$

Os valores simulados $z^s(x_0)$ são obtidos a partir da função de distribuição $F'_z(z)$ que se constrói utilizando intervalos escolhidos de $Z(x)$ da lei de distribuição global $F_z(z)$. Os intervalos da nova função $F'_z(z)$ são centrados na média local estimada por krigagem simples $[z(x_0)]^*$ e têm uma amplitude proporcional à variância condicional local estimada pela variância de estimação da krigagem simples $\sigma_{ks}^2(x_0)$ (Soares, 2001).

Na Figura 7 está representada a lei de reamostragem da distribuição global utilizada na SSD.

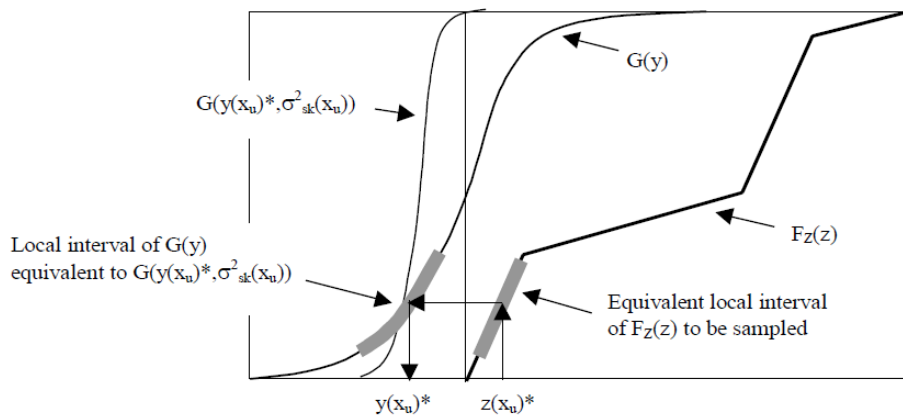


Figura 7 – Reamostragem da distribuição global $F_z(z)$ por intervalos definidos pelas médias e variâncias locais de $z(x_0)$ (Soares, 2001).

2.3 Teoria de Propagação de Ondas Sísmicas

A propagação de ondas é um fenômeno que está presente em diversas ocasiões: propagação do som no ar, transmissão de ondas de rádio, propagação de ondas sísmicas (terremotos) etc., podendo ser causada por efeito mecânico, eletromagnético e acústico.

Dependendo das propriedades do material de que é composto o meio onde ocorre a propagação de ondas existe a distinção entre meios elásticos e acústicos. Em meio elástico, a propagação de ondas é composta de uma parcela primária, também conhecida como longitudinal, irrotacional ou compressional, e outra secundária, também conhecida como transversal, distorcional ou de cisalhamento. Em meios acústicos (por exemplo, um fluido) a resistência ao cisalhamento é nula, logo não existe a parcela secundária.

As ondas sísmicas caracterizam-se como pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma fonte. As fontes apropriadas para um levantamento sísmico geram conjuntos de ondas de curta duração, conhecidos como pulsos, que contêm uma ampla gama de frequências. Excetuando-se as áreas imediatamente próximas da fonte, as deformações associadas à passagem de um pulso sísmico são ínfimas, admitindo-se então serem elásticas. Sob essa premissa, a velocidade de propagação de pulsos sísmicos é determinada pelos módulos elásticos e densidades dos materiais do meio pelos quais se propagam.

Predominantemente há dois grupos de ondas sísmicas, as ondas de corpo (*body waves*) e as ondas superficiais (*surface waves*). As últimas caracterizam-se por se propagarem através da superfície de um sólido elástico e são subdivididas em ondas Rayleigh e ondas Love. A amplitude destas ondas diminui exponencialmente à medida que se dirigem para o interior da Terra (daí o seu nome, ondas superficiais, pois só existem junto da superfície da Terra) e a energia sísmica por elas transportada é geralmente bem canalizada, pelo que apresentam grandes amplitudes. Já as ondas de corpo propagam-se por meio do volume deste sólido. Em relação às ondas de corpo, subdividem-se em compressionais (ondas primárias - P) e cisalhantes (ondas secundárias - S).

2.3.1 Ondas Compressionais

As ondas compressionais ou compressivas (*compressional waves*) propagam-se por deformação axial (compressão/dilatação) na direção de propagação da onda e por isso são também chamadas longitudinais (Figura 8). O movimento das partículas associado à passagem desta onda envolve oscilação, em torno de um ponto fixo, na direção de propagação. Por serem as primeiras registradas pelos sismógrafos são denominadas ondas primárias (P ou α).

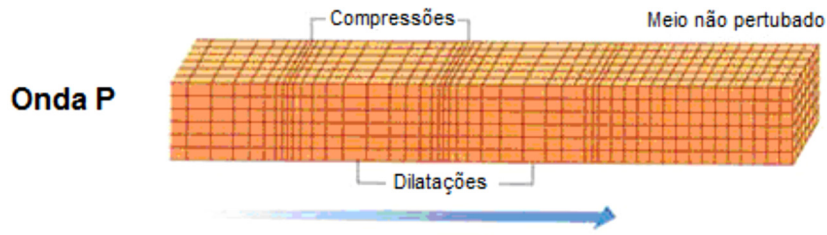


Figura 8 - Propagação de uma onda compressional. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005).

A velocidade de propagação é função das constantes elásticas do meio. Esta função, calculada pela teoria da elasticidade, vem dada pela equação (2.11) (Yilmaz, 2001):

$$V_p = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.11)$$

onde α = Velocidade das ondas P; λ = Constante de Lamé; μ = Módulo de rigidez; ρ = Densidade.

A velocidade da onda P também pode ser calculada em função da razão de Poisson (σ) e módulo de Young (E), como pode ser visto pela equação (2.12);

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{1 - \sigma}{(1 - 2\sigma)(1 + \sigma)} \right]} \quad (2.12)$$

Considerando,

$$K = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad (2.13)$$

e substituindo λ na equação (2.11), tem-se a forma mais usual do cálculo de V_p .

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad (2.14)$$

Onde k é o módulo de compressão ou incompressibilidade.

A análise da equação (2.14) permite concluir que a propagação de Vp depende da densidade e de duas constantes elásticas: módulo de rigidez (μ), que mede o poder de deformação sem variação do volume, e compressão (k), que mede a capacidade da substância ser comprimida; corroborando a afirmação de que esta onda se propaga tanto em meios sólidos, caracterizados por μ e k , quanto em fluídos, que somente são identificados pelo k .

2.3.2 Ondas Cisalhantes

As ondas de cisalhamento (*shear waves*) propagam-se com deslocamento da partícula perpendicular à direção de propagação da onda (ondas transversais) (Figura 9). Os movimentos das partículas individuais envolvem oscilação, ao redor de um ponto fixo, num plano perpendicular à direção de propagação.

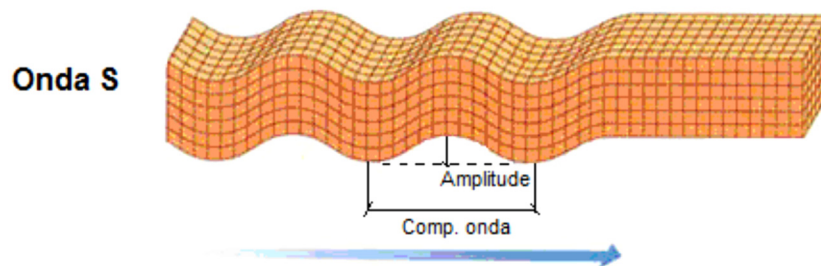


Figura 9 - Modelo de propagação da onda S. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005).

A velocidade de propagação destas ondas secundárias (S) é dada pela equação (2.15);

$$V_s = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.15)$$

onde β = Velocidade das ondas S; μ = Módulo de rigidez; ρ = Densidade.

Um corpo fluído não tem V_s , uma vez que não opõe resistência ao cisalhamento. Dessa forma, as velocidades cisalhantes apenas se propagam em meios sólidos, não havendo tensões cisalhantes em corpos submetidos a um esforço hidrostático (tensões normais de igual magnitude dentro de um corpo – caracterizando o estado de tensões apresentado por qualquer ponto de um corpo fluído em repouso ou um corpo imerso em um fluído).

Face ao enunciado, matematicamente, se o módulo de rigidez é nulo ($\mu = 0$) para fluídos, então $V_s = 0$ e $V_p = \sqrt{\frac{k}{\rho}}$.

2.3.3 Relação V_p/V_s

A análise em conjunto das informações provenientes das ondas P e das ondas S é importante na exploração, principalmente em relação a rochas com hidrocarbonetos. O conhecimento da relação entre as ondas P e ondas S permite a realização de testes ou simulações levando em conta diferentes aspectos de saturação, viabilizando a compreensão do comportamento dos dados em estudo. Duas relações entre as ondas compressoriais e cisalhantes podem ser obtidas, conforme indicado pelas equações (2.16) e (2.17);

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{k}{\mu} + \frac{4}{3}} \quad (2.16)$$

ou,

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}} \quad (2.17)$$

O fato de ambos k e μ serem números positivos indica que a relação $V_p/V_s > 1$, ou seja, as ondas compressoriais propagam-se sempre com maior velocidade que as ondas cisalhantes através do mesmo material, ou seja, no sismógrafo as ondas P são registradas antes das ondas S.

2.4 Propriedades Petrofísicas das Rochas

A física de rochas relaciona-se ao comportamento das propriedades elásticas com as variações das propriedades litológicas do meio poroso. Para cada litologia é necessária a calibração do modelo de física de rochas a ser aplicado, ou seja, para cada situação litológica do reservatório (cada fácies) haverá um modelo de física de rochas especificamente calibrado. Sendo assim, a obtenção da distribuição espacial das litofácies, torna-se numa etapa da caracterização do reservatório a ser realizada antes das etapas de inferência de porosidade, volume de argila, saturação e pressão.

As rochas são subdivididas em matriz e poros. A matriz é caracterizada por determinada composição mineralógica presente em maior proporção na rocha. Considerando que a maior parte dos minerais constituintes das rochas (quartzo, feldspato e calcite) possuem propriedades físicas bastante semelhantes, pode-se sugerir que todos os grãos da matriz possuem as mesmas propriedades físicas. Nesse caso, as propriedades da rocha total são uma média das propriedades dos minerais da matriz e dos fluídos nos poros, ponderada segundo a porosidade.

2.4.1 Porosidade

A porosidade (ϕ) é definida pelo volume de espaços porosos (V_{poros}) existentes em uma rocha, quando confrontada com o seu volume total (V) (Figura 10), vem expressa pela equação (2.18);

$$\phi = \frac{V_{poros}}{V} = 1 - \frac{V_m}{V} \quad (2.18)$$

onde V_m é o volume de matriz de sólidos. A porosidade é uma grandeza adimensional que é expressa em percentagem (0 a 100%) ou fração decimal (0 a 1).

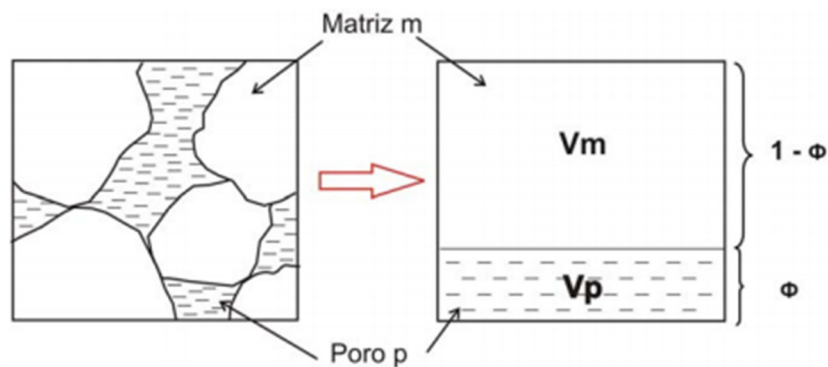


Figura 10 - Definição de porosidade. Modificado de Schon (1996)

As propriedades geométricas dos grãos, como tamanho, distribuição e forma dos grãos, influenciam diretamente a porosidade. Isto é verificado pela observação da Tabela 1, que apresenta valores crescentes de porosidade à medida que o diâmetro dos grãos diminui (Hamilton & Bachman 1982).

Tabela 1 - Valores de porosidade observados na plataforma e talude continental no Mar de Bering, Mar do Norte, Mar Mediterrâneo e outras áreas. Hamilton & Bachman (1982)

Tipo de sedimento	Diâmetro médio dos grãos (mm)	Porosidade (%)
Areia grossa	0,5285	38,6
Areia fina	0,1638	44,5
Areia muito fina	0,0988	48,5
Areia siltosa	0,0529	54,2
Silte arenoso	0,0340	54,7
Silte	0,0237	56,2
Areia-silte-argila	0,0177	66,3
Silte argiloso	0,0071	71,6
Argila siltosa	0,0022	73,0

Algumas relações entre o grau de seleção de um sedimento e sua porosidade podem ser estabelecidas. Por exemplo, um sedimento muito bem selecionado mostra alta porosidade, enquanto que um mal selecionado apresenta baixa porosidade, em função do preenchimento dos poros pela fração detrítica mais fina. Outro fator que influencia na porosidade de um sedimento é a forma de seu empacotamento, um parâmetro difícil de mensurar (cúbico, romboédrico, etc.).

A porosidade constitui uma das mais importantes propriedades de rochas reservatório no que se refere à indústria de petróleo, visto que ela fornece uma estimativa da capacidade de armazenamento de fluídos. Os valores mais frequentes de porosidade são da ordem de 5 a 25% e, quando alcançam valores entre 25 a 35%, são referidas como excelentes tanto para aquíferos, como para reservatórios de hidrocarbonetos.

Considerando rochas sedimentares, a porosidade é classificada em dois tipos: primária e secundária. Também designada de porosidade original, a porosidade primária é aquela que foi desenvolvida durante a deposição do material detrítico ou orgânico. Os fatores que controlam a porosidade primária são o tamanho dos grãos, o empacotamento, a seleção, a angularidade, a compactação e o grau de cimentação. Por outro lado, a porosidade secundária resulta da ação de agentes geológicos após o processo de formação da rocha. Esses fatores contribuem para o aumento ou diminuição da porosidade. Fatores como a cimentação e a compactação de uma rocha sedimentar conduzem a uma diminuição da porosidade. Ao contrário, o desenvolvimento de fraturas, encontradas em arenitos, *shales* e calcários, e o processo de lixiviação de dolomitos, são exemplos de fatores que provocam aumento da porosidade secundária.

Para a indústria do petróleo, a porosidade total e efetiva são informações muito importantes para a estimativa do volume recuperável de hidrocarbonetos num reservatório. A porosidade total pode ser determinada em laboratório, a partir de testemunhos. Nesse caso, ela é definida como a relação entre o volume de poros existentes em relação ao volume total da mesma. Já a porosidade efetiva é definida como uma grandeza que envolve apenas o volume de poros interconectados, que quando sofrem alívio de pressão, por exemplo, podem servir caminhos para a transmissão de fluídos.

O coeficiente de saturação de água é designado como uma fração do volume poroso que está ocupado com água, e o volume poroso é, por sua vez, uma fração do volume de rocha. Se os poros estiverem preenchidos na sua metade por água (saturação de água 50%) e o espaço poroso ocupar 10% do volume total de rocha (10% de porosidade), então o volume de água compõe 5% do volume da rocha. Esta parte fracionária do volume de rocha que contém água é definida, comumente, como volume efetivo de água (BVW), e calculado pela equação (2.19);

$$BVW = \Phi \cdot S_w \quad (2.19)$$

onde, S_w é o coeficiente de saturação de água.

É importante, também, salientar que mesmo após a migração do óleo, uma pequena fração de água permanece na rocha, essa fração é designada por saturação de água irreduzível (S_{wi}). A ordem de grandeza da S_{wi} vai depender de fatores como: diâmetro e interconexão entre os poros, porosidade e fenômenos elétricos relacionados com o tipo de grãos.

As taxas de expulsão de água e de perda de porosidade diminuem com o incremento de profundidade e, ao mesmo tempo, o fenômeno de compactação das argilas torna-se uma área de interesse para a exploração de petróleo. A expulsão do petróleo, a partir das rochas geradoras, usando como veículo a água conata rumo às rochas reservatórios é fundamental na teoria da origem de jazidas petrolíferas.

A determinação da porosidade nas rochas sedimentares pode ser realizada por meio de análise direta de uma amostra, através de porosímetros, ou de análise indireta, usando o ensaio sônico, ou através de modelos petrofísicos.

2.4.2 Densidade

Os fatores que controlam a densidade dos sedimentos são: a composição mineral, porosidade e condições de saturação (conteúdo de fluídos nos poros). Há uma forte correlação entre a densidade e porosidade, que traduz-se no aumento da densidade com a diminuição da porosidade e vice-versa. No entanto, a correlação exata é controlada pela densidade da matriz e do fluído presente no espaço poroso (Schon, 1996).

Processos diagenéticos podem influenciar o aumento da densidade, reduzindo os espaços porosos, através da cimentação ou por processos de compactação (Schon, 1996). Ainda segundo Schon (1996), a densidade (ρ) de um material corresponde à razão entre a massa (m) de todas as partículas do material pelo volume total (V) que as mesmas ocupam. É expressa através da equação (2.20);

$$\rho = m/V \quad (2.20)$$

Para definir a densidade de um material de n constituintes (Figura 11), Schon (1996) enuncia a equação (2.21);

$$\rho = \sum_{i=1}^n (V_i/V) \cdot \rho_i \quad (2.21)$$

onde ρ_i é a densidade, V_i é o volume do componente i , (V_i/V) é a fração do volume do componente i .

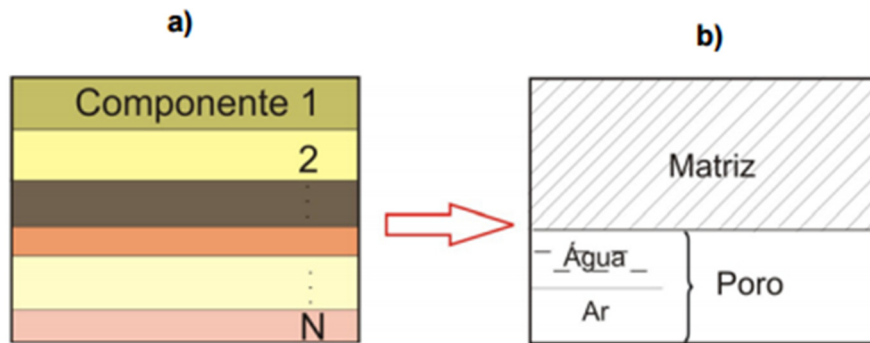


Figura 11 - Modelo de densidade dos sedimentos/rochas para a) n constituintes e b) matriz e dois constituintes de espaço poroso. Modificado de Schon (1996)

2.4.3 Conteúdo de Argila

A argilosidade (V_{clay}) representa o volume de argila presente na rocha. O termo argila corresponde à fração granulométrica inferior a $4 \mu m$ (ou $0,004 mm$). Este termo também pode ser utilizado para designar os minerais de argila, os quais correspondem essencialmente a silicatos de alumínio hidratados de granulometria fina, podendo ser subdivididos em dois grupos principais (montmorilonita e illita).

Argilitos são rochas sedimentares formadas essencialmente por grãos da fração argila. Trata-se de uma rocha maciça com pouca ou nenhuma estratificação. Quando um argilito apresenta estratificação com lâminas muito finas, pode ser denominado *shale*. Um *shale* resulta da deposição lenta, sem perturbação de lama, gerando planos preferenciais de estratificação. Minerais de argila são comuns em *shales*, entretanto também é possível a ocorrência de *shales* formados essencialmente por grãos de feldspato.

Na geologia do petróleo, *shales* são rochas muito importantes para o processo de geração dos hidrocarbonetos. Em geral, *shales* podem apresentar altos valores de concentração de matéria orgânica rica em lipídios. Como consequência, os *shales* são excelentes rochas geradoras e também selantes, devido a sua granulometria reduzida.

2.5 Teoria da Substituição de Fluidos de Gassmann

As equações de Gassmann (1951) são a base de um campo de estudo chamado substituição de fluidos, que segundo Mavko et al. (1995) configura-se como um dos maiores problemas na análise de física de rochas. Dentre as suas aplicações pode citar-se a capacidade de contribuir para a análise direta de hidrocarbonetos (DHI's), na forma de análise AVO (*Amplitude Versus Offset*) e de *Bright spots*, que são uma forte reflexão numa interface onde a camada inferior possui uma IA muito mais baixa do que a camada sobrejacente, além do monitoramento sísmico 4D de reservatórios.

A substituição de fluídos consiste basicamente em prever as variações nas velocidades causadas por diferentes saturações e fluídos numa rocha, na sua maioria em reservatórios. Para isto, sabendo as propriedades elásticas de um material poroso saturado por um dado fluído, é possível obter as propriedades elásticas deste mesmo material saturado por outro fluído e assim, utilizar esta informação para obter as velocidades.

A substituição de fluídos é uma ferramenta importante no trabalho com atributos sísmicos, pois permite modelar e quantificar vários cenários de fluídos de saturação que modificam a observação final (Smith, et al., 2003).

Portanto, a substituição de fluídos fornece uma interpretação quantitativa sobre os parâmetros que influenciam as respostas do meio em subsuperfície ao método sísmico. Os métodos mais utilizados para efetuar este cálculo são as equações de Gassmann ou outras formulações baseadas nelas. (Mavko et al., 1995; Berryman, 1999; Wang, 2001; Smith et al., 2003; Han e Batzle, 2004; Avseth et al., 2005, 2010; Dvorkin et al., 2007).

O tipo de fluído (gás, água ou óleo) presente nos poros influencia de forma variada as propriedades sísmicas de uma rocha. Existe uma variedade de equações teóricas, que calculam os efeitos destas propriedades, quando há substituição do fluído nas rochas. A técnica mais comumente utilizada para realizar a substituição de fluídos é a aplicação da equação de Gassmann, que é utilizada para se obter a incompressibilidade ou módulo de compressão da rocha saturada por um fluído através de valores referentes à porosidade, módulos de compressão da rocha seca, fluídos de saturação e matriz mineral.

Para que as equações de Gassmann sejam válidas é necessário obedecer a alguns pressupostos básicos:

- 1) O material poroso é monominerálico e comporta-se de maneira macroscopicamente homogénea, isotrópica e elástica (Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).
- 2) O espaço poroso é totalmente interconectado e está em equilíbrio de pressão (Smith et al., 2003; Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).
- 3) O material é preenchido por um ou mais fluídos sem atrito e comporta-se como um sistema fechado onde não há movimento de fluído através dos seus limites externos (Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).
- 4) Não há interação química entre o fluído presente nos poros e o material que o envolve, de maneira que altere a rigidez do material (Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).

Nos parágrafos seguintes serão descritos com maior detalhe os conceitos que envolvem estes pressupostos necessários para a aplicação da substituição de fluídos a partir das equações de

Gassmann. Alguns destes pressupostos não são obedecidos quando se trata de reservatórios de hidrocarbonetos sob as condições à que estão submetidos *in-situ*.

Grande parte das teorias que envolvem a propagação de ondas em meios porosos assume, parcialmente ou totalmente, as condições expostas no primeiro pressuposto. A afirmação nele contida impõe que o comprimento da onda que percorre o meio é muito maior que as dimensões dos poros e grãos que formam aquele material (Wang, 2001). Esta premissa é muitas vezes satisfeita, pois as faixas de frequência são normalmente de 20-200 Hz para o método sísmico, 100 kHz-1 MHz para medições em laboratório e em torno de 10 kHz em equipamentos de perfilagem sónica (Dewar e Pickford, 2001). No entanto, sabe-se que a anisotropia está presente na maioria das rochas, mesmo que em baixos graus, podendo ser causada, por exemplo, por minerais anisotrópicos alinhados numa direção preferencial (Smith et al., 2003). Este fato implica que a primeira consideração não seria válida. Outro caso que invalida o primeiro pressuposto são situações onde o material é um composto multiminerálico, nas quais os componentes possuem acentuados contrastes entre os respectivos módulos de compressibilidade volumétrica.

A segunda premissa garante que a pressão nos poros tenha tempo de retornar o equilíbrio após sofrer uma pressão induzida pela passagem da onda, e este tempo é equivalente a meio período. Durante a passagem da onda, a distribuição da pressão nos poros está relacionada com a mobilidade do fluido presente nos poros, que por sua vez é definida como a razão entre a permeabilidade do material e a viscosidade do fluido. Como normalmente as rochas possuem baixos valores de permeabilidade, muitas vezes as faixas de frequência das ferramentas de poço, medições em laboratório e até da sísmica mostram-se ainda muito elevadas para garantir o equilíbrio da pressão de poros, invalidando a segunda premissa. Portanto, a interconectividade entre os espaços porosos do material está relacionada à frequência. As equações de Gassmann admitem que a onda possui um comprimento infinito, e portanto frequência igual a zero.

Devido à alta porosidade e permeabilidade de areias não consolidadas, estas são as únicas que aproximadamente satisfazem o segundo pressuposto (Batzle et al., 2001; Wang, 2001; Han e Batzle, 2004). Nos exemplos de dados de laboratório e poço, as ondas possuem alta frequência e, portanto provocam erros normalmente superestimando as velocidades, e conseqüentemente o módulo de compressibilidade volumétrica, em relação às calculadas com as equações de Gassmann (Wang, 2001). Para fontes de ondas de alta frequência é aconselhável a utilização da formulação proposta por Biot (1962), muitas vezes chamada de equação de Biot-Gassmann.

Outra informação embutida no segundo item é que a viscosidade do fluido presente nos poros é zero, o que facilita o equilíbrio deste. Para a frequência da onda igual a zero, fluidos de qualquer viscosidade seriam equilibrados. No entanto, já que os fluidos possuem viscosidades diferentes de zero e as ondas comprimentos finitos, o segundo pressuposto não é satisfeito. Frequências finitas e contrastes

acentuados entre os módulos elásticos da matriz e fluido provocam um movimento relativo entre o material poroso e o fluido contido nos poros, e então esta onda é denominada dispersiva (Wang, 2001).

Rochas carbonáticas comumente possuem diferentes formas de poros e poros isolados (*vugs*), ou seja, sem conectividade, e isto requer cautela na utilização das equações de Gassmann, que nestes casos pode não ser adequada (Dewar e Pickford, 2001; Wang, 2001).

O terceiro pressuposto supõe que a movimentação do fluido nos poros não atravesse a superfície que limita o material poroso em questão. Este é um importante aspecto nas equações de Gassmann no efeito da mudança do fluido em relação às propriedades sísmicas. Para sistemas abertos, a mudança nos fluidos provocará apenas uma diferença na densidade total (Wang, 2001).

O último pressuposto não pode ser garantido em situações reais. O fluido contido nos poros de alguma maneira reage com a rocha. Esta interação é capaz de tornar o material poroso mais rígido ou mais macio (Wang, 2001). Portanto, admitindo que o quarto item ocorra, o módulo de cisalhamento mantém-se constante (Han e Batzle, 2004).

2.5.1 Relação entre Propriedades Sísmicas e Petrofísicas

A análise da propagação de ondas sísmicas informa acerca dos tipos de rochas e fluidos em subsuperfície, por meio dos tempos de propagação das ondas, amplitude de reflexão e variações de fase. Desta forma, as propriedades sísmicas são afetadas de modo complexo devido a vários fatores, como pressão, temperatura, saturação, tipo de fluido, porosidade, entre outros. A variação de um destes fatores implica na mudança da propriedade sísmica respectiva.

A Tabela 2 mostra alguns fatores das propriedades das rochas, dos fluidos e ambientais que influenciam as propriedades sísmicas das rochas.

Tabela 2 - Fatores que influenciam as propriedades sísmicas das rochas sedimentares por ordem de importância. Wang (2001)

Propriedades da Rocha	Propriedades do Fluido	Ambiente
Compactação	Viscosidade	Frequência
História de consolidação	Densidade	História de tensões
Idade	Molhabilidade	Ambiente deposicional
Cimentação	Composição do fluido	Temperatura
Textura	Fase	Processos dentro do reservatório
Densidade	Tipo de fluido	Histórico de produção do reservatório
Conteúdo de argila	Razão gás-óleo, gás-água	Geometria do reservatório
Anisotropia	Saturação	
Fraturas		
Porosidade		
Litologia		
Forma dos poros		

De acordo com Wang (2001), as rochas muito compactadas, consolidadas ou bastante cimentadas possuem maiores valores de propriedades sísmicas (velocidades compressional e cisalhante e impedâncias) por terem melhor contato e conectividade. O efeito da argila nas propriedades sísmicas depende da posição da partícula de argila na rocha. Estatisticamente, rochas com alto teor de argila (V_{clay}) possuem baixas velocidades e altas razões V_p/V_s . Características como a textura também afetam as propriedades sísmicas. Em geral, areias com tamanho grande de grão e pobremente selecionadas têm altas velocidades devido a pouca porosidade e por terem mais contato entre os grãos. Areias com grãos angulares possuem baixas propriedades sísmicas, mas altas razões V_p/V_s , comparadas com areias de formato esférico.

Quanto às propriedades dos fluidos, Wang (2001) relata que rochas com óleos mais viscosos e com óleos mais densos tendem a ter altas propriedades sísmicas. Rochas saturadas com óleos pesados mostram altas velocidades compressionais, enquanto que, a de cisalhamento é pouco afetada. Já as rochas saturadas com fluidos na fase gasosa têm baixas velocidades compressionais e cisalhantes, além de baixas densidades, resultando em baixos índices de V_p/V_s . A presença de gás afeta as propriedades sísmicas consideravelmente quando a saturação encontra-se acima de 5%. A saturação completa de uma rocha por um líquido eleva a velocidade compressional e diminui a cisalhante, resultando no aumento de V_p/V_s . Estas relações são totalmente invertidas quando o fluido saturante é o gás.

O conhecimento da história de tensões de uma rocha auxilia no planejamento de medidas e na interpretação dos dados. Se as rochas estiverem sob grande pressão, o alívio de tensão pode provocar microfaturas, que reduzem as velocidades sísmicas. O estudo do alívio de tensão, induzido em laboratório, ajuda a reconstruir a história de tensões da rocha e indica as direções preferenciais de

fracturação. Os ambientes deposicionais também afetam as propriedades sísmicas através das variadas taxas de deposição e diferentes fontes geradoras de sedimentos. A variação de um fator dentro do reservatório implica na alteração de outros parâmetros, que afetam as propriedades sísmicas da rocha (Wang, 2001).

2.5.2 Parâmetros Elásticos

Atributos elásticos, isoladamente, são de difícil interpretação, não tendo significado quantitativo do ponto de vista do conteúdo de hidrocarbonetos presente na rocha e da sua capacidade produtora. Modelos de física de rocha tornam-se elementos chave para a estimativa de propriedades petrofísicas, estes modelos relacionam os parâmetros petrofísicos com parâmetros elásticos.

Woods (1991), definiu uma série de parâmetros que são influenciados pelas constantes de compressão ou incompressibilidade e pelo módulo de rigidez ou cisalhamento: porosidade, pressão de confinamento, histórico de tensão, idade geológica, tensão cisalhante, grau de saturação, temperatura e taxa de sobre adensamento. De uma maneira geral, as propriedades elásticas dependem desses parâmetros, já que os sedimentos são compostos de diferentes materiais. Na Tabela 3 estão alguns exemplos de módulos elásticos relacionados com a composição mineralógica das rochas.

Tabela 3 - Módulo de compressão, módulo de cisalhamento e densidade de minerais formadores de rochas. Modificada de Smith, et al (2003)

Mineral	Módulo de compressão (GPa)	Módulo de cisalhamento (GPa)	Densidade (gm/c ³)
Quartzo	37	44	2,65
Feldspato*	37,5	15	2,62
Plagioclásio	75,6	25,6	2,63
Argilominerais**	Variável	Variável	Variável
Calcita	76,8	32	2,71
Dolomita	94,9	45	2,87
Anidrita	44,8	29,1	2,98
Pirita	147,4	135,5	4,93
Hematita	100,2	95,2	5,24

* Média entre as variedades de feldspatos.

** Amplamente variável de acordo com o tipo de argilomineral e propriedades a que estes estão submetidos.

O conteúdo mineralógico da rocha afeta a velocidade de uma forma direta através dos módulos de cisalhamento e compressão da matriz rochosa. A mineralogia indiretamente também controla a cimentação e a forma do poro. O tipo de cimento pode gerar um maior ou menor aumento na velocidade compressional. Cimentos carbonáticos e quartzosos originam velocidades mais elevadas que cimentos argilosos.

A razão de Poisson é um parâmetro muito utilizado na física de rochas, já que possui uma relação direta com a razão V_p/V_s (Figura 12). Este parâmetro elástico é adimensional e sensível à composição mineralógica, anisotropia, fraturas e à porosidade do meio (Domenico, 1984). A equação (2.23) mostra como a razão de Poisson pode ser descrita em função de V_p e V_s , onde $\sigma = 0$ corresponde a uma razão V_p/V_s de 1,41. Para um material fluido (sem rigidez), $\sigma = 0,5$ e razão V_p/V_s tendendo ao infinito (Castagna et al. 1993).

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}} \Leftrightarrow \sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \right] \quad (2.23)$$

onde σ = Razão de Poisson, V_p = velocidade da onda primária, V_s = velocidade da onda secundária.

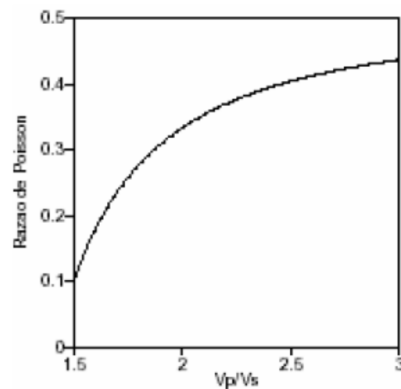


Figura 12 - Relação entre a razão de Poisson e a razão V_p/V_s .

Os valores da razão de Poisson oscilam normalmente entre 0 e 0,5. O registro de valores negativos é normalmente oriundo de produtos sintéticos. Para as rochas, os valores da razão de Poisson estão em torno de 0,25. Dependendo da rigidez do material, pode variar de 0,05 em rochas duras a 0,45 em rochas moles, pouco consolidadas (Sheriff, 1985). Alguns valores podem ser visualizados na Tabela 4.

Tabela 4 - Valores de propriedades sísmicas calculadas em laboratório em ordem crescente de razão de Poisson. Modificado de Christensen (1996), Pellerin e Christensen (1998) e Castagna et al. (1993)

Rocha e Minerais	Densidade (g/cm ³)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Vp/Vs	Razão de Poisson (σ)
Quartzito ¹	2,652	5,963	4,035	1,478	0,077
Quartzo mica xisto ²	2,672	5,854	3,624	1,615	0,189
Quartzo fedspato gnaiss ²	2,769	5,983	3,656	1,636	0,201
Cataclasito félsico ²	2,313	4,607	2,731	1,686	0,229
Biotita granito ²	2,631	5,639	3,319	1,699	0,235
Granito-granodiorito ¹	2,652	6,246	3,669	1,702	0,237
Granito gnaiss ¹	2,643	6,010	3,501	1,716	0,243
Mica quartzo xisto ¹	2,624	6,267	3,526	1,777	0,268
Gabro ²	3,089	6,346	3,543	1,791	0,274
Anortosito ¹	2,730	6,978	3,653	1,910	0,311
Anortosito ²	2,666	6,435	3,435	1,878	0,302
Calcita	2,710	6,530	3,360	1,940	0,319
Dolomita	2,870	7,050	4,160	1,700	0,235
Halita	2,160	4,500	2,590	1,740	0,253
Muscovita	2,790	5,780	3,330	1,740	0,253
Quartzo	2,650	6,060	4,150	1,460	0,058
Anidrita	2,960	6,010	3,370	1,780	0,269

¹—experimentos de Christensen (1996) conduzidos a pressão de 200 MPa, aproximadamente 7 km.

²—experimentos de Pellerin e Christensen (1998) conduzidos a pressão de 150 MPa, aproximadamente 5,25 km.

As rochas em geral apresentam valor de σ baseado na composição mineralógica e na textura. Quartzo apresenta σ em torno de 0,077, enquanto minerais máficos, como a hornblenda e forsterita, mostram σ próximo a 0,287 e 0,240; respetivamente. As rochas com alto teor de quartzo penderão para σ mais baixo, como o granito com 0,237 e quartzito com 0,077. É relevante também o efeito de óxido de cálcio, que funciona inversamente ao conteúdo de sílica. No mineral calcita (CaCO₃) e em rochas anortosíticas (rochas plutónicas com mais de 90% de plagioclásio cálcico), os valores de σ são elevados, respetivamente iguais a 0,320 e 0,311. (Christensen, 1996).

Outra propriedade relacionada a σ é a anisotropia do meio, que pode ser causada por foliação metamórfica, orientação preferencial dos minerais e orientação preferencial de falhas e juntas. Normalmente, a direção de maior velocidade de propagação das ondas é paralela à direção de estruturação do meio. A pressão de poro diminui as Vp e Vs, entretanto, afeta muito mais a de cisalhamento. A velocidade das ondas cisalhantes sofre diminuição mais acentuada face às ondas compressionais na presença de fluído, gerando valores elevados da razão de Poisson. Normalmente, a pressão de poro elevada está relacionada com as camadas mais superficiais da crosta, nas quais poros, microfissuras e fraturas são abundantes.

2.5.3 Velocidades Sísmicas

Os atributos elásticos como velocidades compressoriais e cisalhantes e as respectivas impedâncias caracterizam a resposta sísmica do meio geológico, e são fontes de informação valiosa para a caracterização de reservatórios.

À primeira vista, ondas cisalhantes parecem menos úteis que as ondas compressoriais para propósitos da indústria do petróleo. Devido ao fato de um material fluido não sofrer cisalhamento, o módulo de cisalhamento é insensível a alterações no mesmo (Castagna et al. 1993), resultando na propagação das ondas S somente em sólidos. Logo as ondas S não podem ser geradas em levantamentos marinhos convencionais e são insensíveis ao conteúdo fluido da rocha. Tem-se então que as únicas variações de V_s devido à mudança no fluido são devido às mudanças na densidade volumétrica do material.

As informações sobre velocidades compressoriais e cisalhantes são importantes porque são necessárias para a conversão do tempo de propagação das ondas sísmicas em profundidade e por fornecerem uma indicação sobre sua litologia (Figura 13) ou, em alguns casos, a natureza dos fluidos intersticiais. A combinação da onda cisalhante e da onda compressional tem o potencial de revelar mais sobre a subsuperfície do que qualquer tipo de onda isolada.

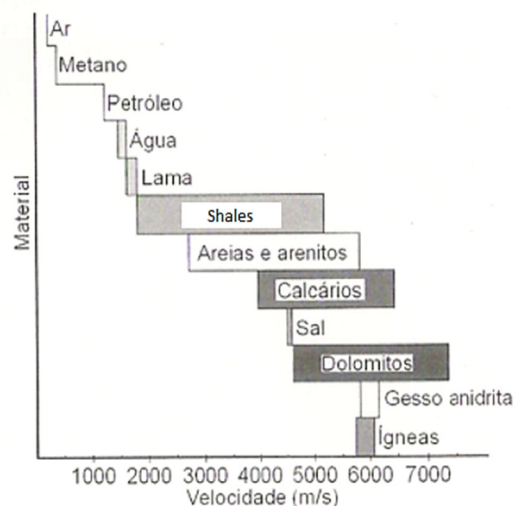


Figura 13 - Distribuição de velocidades compressoriais para os principais tipos de materiais comumente encontrados pela indústria petrolífera. Adaptado de Sheriff, 1985.

A razão V_p/V_s para qualquer material pode ser determinada apenas pelo valor da razão de Poisson (σ) para aquele material e, uma vez que a razão de Poisson para rochas consolidadas é, caracteristicamente, cerca de 0,25, tem-se que $V_p \approx 1,7 V_s$. Ainda que, saber a velocidade da onda P seja útil, ela é uma função de três propriedades da rocha independentes, sendo assim, um indicador ambíguo de litologia. Ao passo que o cálculo da razão V_p/V_s , sendo independente da densidade, pode

ser usado para se obter a razão de Poisson, que é um indicador litológico mais diagnóstico. Para isto, tanto V_p quanto V_s devem ser obtidas nos levantamentos geofísicos.

Kearey et.al. (2009) detalha descobertas empíricas feitas através do estudo das velocidades.

1. A velocidade de onda compressiva aumenta com a pressão confinante;
2. Velocidades de arenitos e *shales* mostram um aumento sistemático com a profundidade de soterramento e a idade, por causa dos efeitos combinados de compactação e cimentação progressivas.
3. Para uma ampla gama de rochas sedimentares, a velocidade das ondas compressivas está relacionada à densidade, logo as densidades de camadas inacessíveis podem ser preditas se as velocidades forem conhecidas.
4. A presença de gás nas rochas sedimentares reduz os valores dos módulos elásticos, da razão de Poisson e da razão V_p/V_s . Razões V_p/V_s maiores que 2,0 são características de uma areia não consolidada, enquanto que, valores menores que 2,0 podem indicar tanto um arenito consolidado quanto uma areia não consolidada saturada com gás.

Wang (2001), afirma que as rochas saturadas com fluídos na fase gasosa têm baixas velocidades compressivas e cisalhantes, além de baixas densidades, resultando em baixos índices de V_p/V_s . Dessa forma, tem-se que a razão V_p/V_s é um bom indicador direto da presença de hidrocarbonetos, principalmente de gás, além de também ter a capacidade de discriminar litologias. Essa razão tem uma variação conhecida para muitos tipos de rochas. Com isso, uma variação lateral da amplitude de reflexão da onda P ao longo de uma interface é mais indicativa de uma variação no fluído de saturação do que uma variação litológica se a amplitude da onda S é constante. Se a amplitude da onda S também muda, é mais provável que a variação signifique uma mudança nas propriedades das rochas. Castagna et al (1993) mostra alguns valores de velocidades e densidades para os principais minerais puros encontrados, já Pellerin e Christensen (2006), relacionam estas propriedades para as principais rochas, como pode ser visto na Tabela 4.

De acordo com a Tabela 4, observa-se que dentre as rochas reservatório, o dolomito possui o maior valor de V_p , seguido de calcários e arenitos. Essa ordem é inversa para V_s , por isso, essas rochas possuem razão V_p/V_s distintas, podendo essa informação ser utilizada para a diferenciação das mesmas.

Relações entre V_p e V_s são descritas por diversos modelos empíricos estudados até os dias de hoje. Basicamente as relações formuladas levam em consideração um tipo de rocha para realizar o ajuste entre as observações de V_p e de V_s nessa rocha.

Como exemplos, podem ser citadas as relações mais conhecidas, como a relação de Pickett (Castagna & Backus, 1993), que obtém um bom ajuste em calcários nas velocidades acima de 1,5 Km/s, a relação vem expressa pela equação (2.24);

$$V_p = 1,9V_s \quad (2.24)$$

A relação conhecida como “*Mudrock line*” (Castagna et al., 1985) ajusta-se adequadamente em arenitos através da equação (2.25);

$$V_s = 0,8621V_p - 1,1724 \quad (2.25)$$

A equação (2.26) adequa-se aos *shales* é apresentada por Castagna et al. (1985), da seguinte forma;

$$V_s = 0,76969V_p - 0,86735 \quad (2.26)$$

Para rochas calcárias, a equação (2.27) foi apresentada por Castagna et al. (1993);

$$V_s = -0,550V_p^2 + 1,07677V_p - 1,03049 \quad (2.27)$$

Greenberg e Castagna (1992), introduziram uma relação para a estimativa de V_s a partir de V_p em rochas multiminerálicas e saturadas com água, baseada em regressões polinomiais de relações entre V_p e V_s , traduzida pela equação (2.28);

$$V_s = \frac{1}{2} \left\{ \left[\sum_{i=1}^L f_i \sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right] + \left[\sum_{i=1}^L f_i \left(\sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right)^{-1} \right]^{-1} \right\} \quad (2.28)$$

onde L é o número de minerais constituintes, f_i a fração de volume do i -ésimo constituinte, a_{ij} os coeficientes de regressão empíricas, N_i a ordem do polinômio do i -ésimo constituinte, V_p e V_s as velocidades em km/s.

Como na equação (2.28) os dados de entrada devem ser provenientes de uma rocha 100% saturada em água, em aplicações reais, para uma melhor estimativa de V_s , a equação (2.28) é combinada com a expressão (K^*), dada pela equação (2.29) (Gassmann, 1951) que realiza a substituição de fluido.

2.5.4 Equações de Gassmann para Matriz Argilosa

O caso que envolve uma matriz argilosa implica diretamente a não satisfação de um dos pressupostos básicos que sustentam a teoria que estabelecem as equações de Gassmann (1951) (Dvorkin et al., 2007). No entanto, sabe-se que os pressupostos não são cumpridos na sua totalidade. Exemplos claros são descritos por Wang (2001) que afirma que inevitavelmente os fluídos interagem quimicamente com a matriz de forma a alterar suas propriedades elásticas e Smith et al. (2003) que alerta que por várias vezes há presença de anisotropia nas rochas, mesmo que de grau reduzido. Portanto, na aplicação da substituição de fluídos é importante equilibrar cautela e tolerância, dentro de um critério de viabilidade.

Neste capítulo é abordada a metodologia de aplicação de substituição de fluídos para o caso multiminerálico, mais precisamente quartzo e argila, considerando uma saturação de fluídos mista, propostas por Dvorkin et al. (2007).

O caso apresentado, traduz a aplicação do método clássico, apenas com a inclusão de estimativas para os módulos da matriz multiminerálica e do fluído constituído por duas fases. O método alternativo baseia-se na porosidade efetiva, contrariando o método clássico que é apoiado na porosidade total e na premissa de que os poros são totalmente interconectados.

A princípio, para modificar um tipo de fluído é necessário ter o conhecimento dos efeitos do fluído original sobre a rocha saturada. Encontrando-se as propriedades da rocha seca pode-se, então, incluir os efeitos do novo fluído para que sejam obtidas as novas propriedades. Para isso, trabalhando-se com a principal equação de Gassmann é possível obter a incompressibilidade para rocha seca (K^*), através da equação (2.29);

$$K^* = \frac{K_{sat} \left(\frac{\phi K_o}{K_{fl}} + 1 - \phi \right) - K_o}{\frac{\phi K_o}{K_{fl}} + \frac{K_{sat}}{K_o} - 1 - \phi} \quad (2.29)$$

onde K_{sat} é o módulo de compressão da rocha saturada com o fluído, K_{fl} é o módulo de compressão do fluído, K_o é o módulo de compressão da matriz mineral, ϕ é a porosidade da rocha.

Para a realização deste cálculo são necessários conhecimentos sobre a petrofísica das rochas envolvidas. Grande parte dos problemas associados com deteção de hidrocarbonetos está relacionada com a obtenção das velocidades das rochas saturadas com fases de fluído misturadas no meio poroso. A modelação deste cenário geralmente é feita substituindo o conjunto de fases por um único “fluído efetivo” nas equações de Gassmann.

O modelo de fluido efetivo assume que as diferentes fases do fluido (óleo, gás e água) estão uniformemente misturadas para a menor escala dentro do espaço poroso. As “micro heterogeneidades” são tão pequenas, que os incrementos da pressão de poros induzidos pela onda são os mesmos para as fases presentes. Isso permite substituir as fases por um fluido equivalente ou efetivo, cuja incompressibilidade é calculada através de uma média harmônica, também conhecida como equação (2.30) de Doménico;

$$K_f = \left(\sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \right)^{-1} \quad (2.30)$$

onde K_f é a incompressibilidade da mistura de fluido, K_i é o módulo de cada fase individual, S_i a saturação de cada fase.

A equação (2.31) descreve um sistema simples, composto por duas fases (água e óleo);

$$K_f = \left(\frac{S_w}{K_w} + \frac{1-S_{oleo}}{K_{oleo}} \right)^{-1} \quad (2.31)$$

onde K_w é o módulo *bulk* da água, K_{oleo} é o módulo *bulk* do óleo, S_w é a saturação da água, S_{oleo} é a saturação de óleo.

As rochas são compostas de diferentes tipos de minerais, o que obviamente resulta num módulo elástico não uniforme. Para calcular o módulo de compressão da matriz mineral é necessário haver o conhecimento da composição mineral da rocha. Pode-se realizar uma aproximação simples com o volume de argila da rocha (V_{clay}) – adquirido via perfilagem – assumindo assim, a presença de apenas dois minerais (no caso de um arenito, quartzo e argila) na rocha (Figura 14).

Outro método de calcular o módulo efetivo do mineral consiste no cálculo de médias, aritmética ou limite superior (K_{Voigt}) proposto por Voigt (1928), média harmónica ou limite inferior (K_{Reuss}) apresentada por Reuss (1929), ou ainda por meio do uso da média entre as médias harmónica e aritmética das incompressibilidades dos minerais de Voigt e Reuss chamada de média Voigt-Reuss-Hill (VRH) (Wang & Nur, 1992). Para dois minerais têm-se as equações (2.32), (2.33) e (2.34);

$$K_{Voigt} = (f_1 K_1 + f_2 K_2) \quad (2.32)$$

$$K_{\text{Reuss}} = \left(\frac{f_1}{K_1} + \frac{f_2}{K_2} \right)^{-1} \quad (2.33)$$

$$K_{\text{Hill}} = \frac{1}{2} (K_{\text{Voigt}} + K_{\text{Reuss}}) \quad (2.34)$$

onde f_1 e f_2 são as frações volumétricas e K_1 e K_2 são os módulos de compressão dos dois componentes minerais.

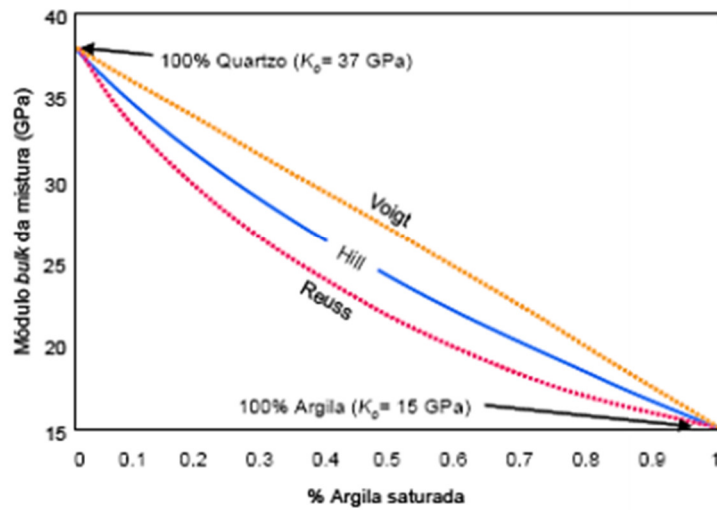


Figura 14 - Valores de K_0 (módulo de compressão da matriz mineral) obtidos com as equações de Voigt, Reuss e Hill. Smith (2003)

Para a obtenção da incompressibilidade da rocha saturada por um fluido (k_{sat}) basta trabalhar com as equações de V_p e V_s (eq. 2.11 e 2.15), obtendo-se a equação (2.35);

$$k_{sat} = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad (2.35)$$

E o módulo de cisalhamento, vem expresso pela equação (2.36);

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (2.36)$$

onde ρ é a densidade da rocha saturada pelo fluido.

Com estes dados e os dados do novo fluido, pode realizar-se o cálculo das novas propriedades das rochas simulando diferentes condições de saturação.

Feita a avaliação do módulo de compressão e da densidade do fluido desejado, pode estimar-se a densidade da rocha saturada ρ_B (g/cm) após a substituição do fluido usando o modelo de densidade efetiva, através da equação (2.37);

$$\rho_B = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_{matrix} \quad (2.37)$$

Diante disto, substituindo K_{sat} , μ e ρ_B (densidade da rocha saturada com o novo fluido), é possível fazer a previsão das velocidades V_p e V_s para a rocha saturada com o novo fluido, através das equações (2.38) e (2.39);

$$V_p = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}\mu}{\rho_B}} \quad (2.38)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_B}} \quad (2.39)$$

A variação da saturação de uma rocha implica diretamente na mudança de duas importantes propriedades físicas: densidade e incompressibilidade da rocha. As diferenças de densidade apresentadas por uma amostra seca, uma amostra completamente saturada e uma parcialmente saturada seca, promovem uma pequena diferença na velocidade de propagação das ondas sísmicas (levando-se em conta a diferença entre V_p e V_s nas suas formas de propagação).

Obedecendo a equação (2.11) de V_p , com o aumento da densidade de rocha seca para uma rocha parcialmente saturada ocorre a diminuição da velocidade de propagação da onda. Entretanto, se houver a comparação de uma amostra parcialmente saturada ou seca com uma amostra totalmente saturada, observa-se o inverso. Mesmo com o aumento da densidade, ocorre o aumento da velocidade. Este fato deve-se à sobreposição do efeito da incompressibilidade da rocha sobre o efeito da densidade. A deformação gerada pela passagem da onda compressional resulta na variação do volume dos poros, causando crescimento de pressão no fluido. Assim, para uma saturação de 100%, esse

crescimento de pressão causa o aumento da incompressibilidade da rocha, aumentando, assim, a velocidade.

Cabe ressaltar que a variação de V_s depende unicamente das mudanças da densidade da rocha saturada. Também, segundo a equação (2.38), V_p é função da densidade e do módulo *bulk* da rocha saturada, então o incremento no valor de K_{sat} aumentará o valor de V_p , enquanto que o incremento de ρ_B o diminuirá.

Um dos aspectos mais críticos no processo de substituição de fluídos é a necessidade do conhecimento dos padrões de saturação. As relações mencionadas acima são baseadas no pressuposto de que a saturação é homogênea. As variações estimadas nas respostas sísmicas, devido à dinâmica do reservatório, mediante esta hipótese (saturação homogênea) podem ser muito diferentes dos valores estimados quando o padrão de saturação é heterogêneo. Por esse motivo, o desconhecimento do padrão de saturação introduz incertezas na previsão de diversos atributos sísmicos (Mavko & Mukerji, 1998).

2.6 Contexto Geológico

Por todo o mundo existem enormes reservatórios de hidrocarbonetos em rochas sedimentares de natureza detrítica, em particular em reservatórios siliciclásticos ou reservatórios de areia. Estes reservatórios podem ter origem em diferentes ambientes deposicionais, sejam eles continentais ou marinhos. Em ambiente continental podem estar associados a depósitos fluviais, aluvionares, eólicos ou lacustres, ao passo que em ambiente marinho podem ocorrer associados a depósitos deltaicos, de águas rasas ou de águas profundas. Cada um destes ambientes deposicionais define a estrutura do reservatório, bem como a sequência litoestratigráfica que determinará as propriedades do reservatório, como por exemplo a porosidade ou a permeabilidade (Morse, 1994; Scheihing & Atkinson, 1993).

A partir dos 200m de profundidade da água do mar, começa o domínio das águas profundas. Os principais mecanismos de sedimentação que ocorrem neste domínio são processos gravitacionais que geram enormes movimentos de massa, como por exemplo correntes turbidíticas, deslizamentos ou escorregamentos gravitacionais e correntes de fundo, que originam principalmente a remobilização de sedimentos (Shanmugam, 2000).

Em águas profundas os reservatórios de hidrocarbonetos estão normalmente associados a leques submarinos, que se formam pela ação de deslizamentos gravitacionais ou correntes turbidíticas na base de taludes no limite da plataforma continental ou em escarpas de falhas resultantes de rift e subsidência rápida da bacia. A formação dos leques submarinos resulta frequentemente da progradação de um delta, ou pela interceção de um canhão submarino por uma falha (Morse, 1994; Selley, 1988; Selley, 1996).

Um leque submarino é composto por diversas fácies, nomeadamente uma rede de canais que podem estar confinados lateralmente por *levees* e que podem terminar em lóbulos (Figura 14) (Scheihing & Atkinson, 1993; Selley, 1996). Existem três secções principais num leque submarino, uma zona superior mais próxima da fonte, uma zona intermédia e uma zona distal a que correspondem os lóbulos.

A granularidade dos sedimentos diminui ao longo do leque submarino, bem como a espessura das camadas (Figura 15). A zona proximal onde se situa o canhão ou canal principal é composta por areias e material grosseiro, bem calibrado. A zona intermédia é composta por turbiditos e uma rede de canais de areia confinados lateralmente por *levees* que correspondem a uma zona inter-canal preenchida por material fino, resultante de sucessivos transbordos. Nesta zona a heterogeneidade de sedimentos é maior, dada a diversidade de fácies. Na parte distal que corresponde à terminação dos lóbulos do leque submarino, deposita-se principalmente o material transportado em suspensão ou em condições de menor energia, como turbiditos incompletos compostos apenas pela fração fina e argilitos ricos em matéria orgânica (Morse, 1994; Selley, 1996).

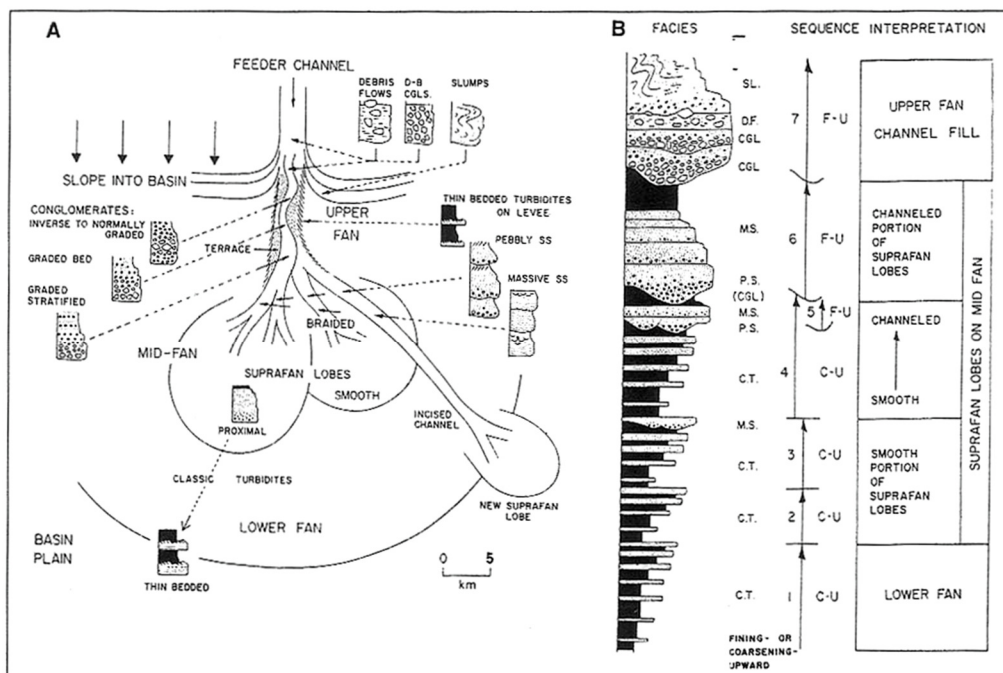


Figura 15 - Reservatórios clásticos de águas profundas, zonas de deposição e tipos de fácies. (por Walker, 1978).

A zona costeira é normalmente a fonte de alimentação destas grandes estruturas deposicionais, fornecendo uma ampla variedade de sedimentos. Por isso o nível do mar tem um papel fundamental na relação entre a erosão da linha de costa e a quantidade de sedimentos fornecidos. De um modo geral a diminuição do nível do mar leva ao aumento da taxa de sedimentação em águas profundas. O que implica que se existir no registo sedimentar, um aumento do conteúdo em areia, isso representa a progradação do leque submarino sobre uma base argilosa (Morse, 1994; Scheihing & Atkinson, 1993; Selley, 1996).

Os canais turbidíticos têm vindo a ter cada vez mais interesse para a indústria petrolífera, dado que são normalmente potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, pela sua porosidade e espessura, em especial na zona proximal e intermédia do leque submarino. Os materiais mais finos como argilitos ricos em matéria orgânica funcionam como rocha geradora de hidrocarbonetos, podendo funcionar também como selantes em armadilhas. A migração pode ocorrer através de falhas ou pelas zonas mais distais do leque, através das intercalações de argilitos e camadas de areia, continuando progressivamente para as zonas de maior porosidade que se encontra na zona proximal e intermédia do leque e que correspondem aos canais de areia. Estes canais costumam ser bons reservatórios pois para além da elevada porosidade estão normalmente selados, lateral e superiormente por sedimentos finos pouco permeáveis. As sequências turbidíticas também podem gerar bons reservatórios, podendo atingir uma extensão vertical considerável. As armadilhas podem ser estruturais ou estratigráficas, podendo a tectónica salina ter um papel importante na formação de diapiros, domos e geração de anticlinais (Selley, 1988).

De um modo geral o interesse económico neste tipo de reservatório é elevado, uma vez que podem dar origem a campos muito produtivos, não tanto pela porosidade ou permeabilidade das formações (por vezes imaturas e pouco propícias), mas porque este tipo de reservatório está normalmente associado a extensas áreas e extensas sequências verticais (Selley, 1996; Mayall, et al., 2006).

Os turbiditos formam-se pela ação de correntes turbidíticas que se caracterizam por um regime turbulento e extremamente rápido, que transportam uma carga sólida composta por uma mistura de sedimentos e água (Figura 16). Os sedimentos grosseiros (areias e seixos) são transportados como carga de fundo por arraste enquanto a fração fina (argilas, lamas e siltes) é transportada em suspensão. A sequência vertical de um turbidito, descrita por Bouma em 1962 (Shanmugam, 1997) (Figura 17) é composta por intercalações de camadas de areias e material fino como siltes e argilas, sobre uma base erodida.

Os turbiditos têm uma sequência vertical positiva, ou seja a dimensão dos sedimentos diminui verticalmente na sequência estratigráfica, passando de uma base de natureza grosseira, composta por areias ou conglomerados, para o topo composto por material fino como siltes e argilas pelágicas, que podem ter um conteúdo rico em matéria orgânica (Selley, 1988; Selley, 1996; Shanmugam, 1997; Shanmugam, 2000).

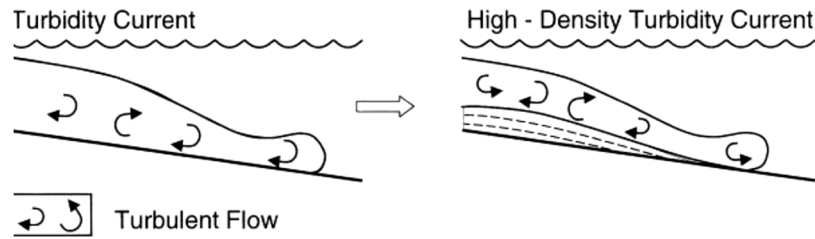


Figura 16 - Esquema exemplificativo de uma corrente turbidítica, que se caracteriza por uma carga sólida em movimento segundo um regime turbulento e extremamente rápido (adaptado de Shanmugam, 2000).

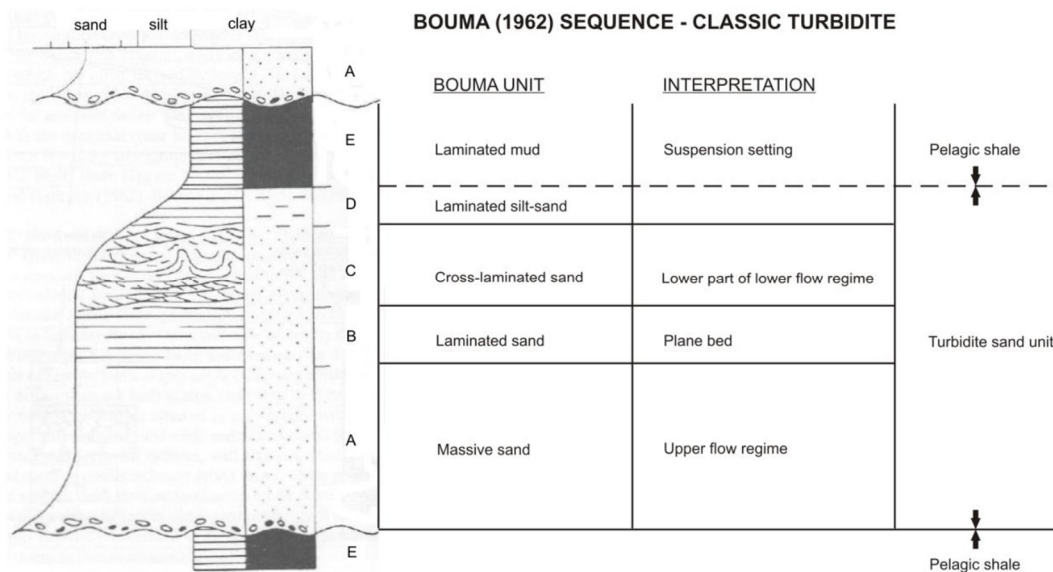


Figura 17 - Modelo geral de distribuição de fácies de um depósito turbidítico segundo Bouma, 1962 (adaptado de Selley, 1988; Selley, 1996).

2.7 Metodologia

A presente dissertação teve como principal objetivo a modelização do cubo de impedâncias acústicas, do potencial reservatório de hidrocarbonetos subamostrado, localizado no *deep-offshore*. Para alcançar o objetivo proposto foi implementada uma metodologia organizada por três fases, identificadas nos parágrafos seguintes;

- Fase (1) - Preparação dos dados de *input* do algoritmo da GSI ZONES:

A construção do modelo de zonas foi realizada através da interpretação de unidades sísmicas, diferenciadas pelo tipo de assinatura dos refletores utilizando o *software* Petrel 2013. O modelo de zonas permitiu o condicionamento espacial das populações litológicas (Areias / Argilas).

Para cada zona foram atribuídas distribuições locais de IA do tipo triangular, representativas das populações litológicas (% do tipo de fácies, valor máximo e mínimo, média e desvio padrão).

O cálculo das distribuições locais, teve por base os dados de poços disponibilizados pela Partex Oil and Gas (*logs* Sónico - DT e Densidade - RHOB), na aplicação da teoria da substituição de fluídos (Gassmann) e o estudo da geologia da bacia sedimentar.

Com base na documentação de reservatórios análogos em estágio de produção, foi determinada a possibilidade da existência de hidrocarbonetos na zona em estudo (gás de origem biogénica). Com base neste pressuposto foram criados dois cenários diferenciados pelas distribuições locais de IA (cenário *baseline* – Salmoura e cenário Gás), que permitiram simular o tipo de fluído presente na zona “alvo” (sistema de canais turbidíticos do Miocénico superior).

O estudo da variografia horizontal para cada zona do modelo, foi realizado com base na análise espacial das amplitudes dos refletores sísmicos (cubo 3D da sísmica real, disponibilizado pela Partex Oil and Gas). Foram utilizados o módulo GeoVAG para obtenção dos variogramas experimentais e para o ajuste dos variogramas a modelos teóricos de variogramas o módulo GeoMOD.

A *wavelet* utilizada para a convolução dos coeficientes de refletividade foi disponibilizada pela equipa do CERENA (IST). A *wavelet* do tipo estatístico foi estimada através dos dados sísmicos recorrendo-se à utilização do *software* Hampson-Russel.

- Fase (2); Computação do algoritmo da GSI ZONES:

Foram simulados os dois cenários diferenciados pelo tipo de fluído presente na zona “alvo” (Salmoura ou Gás), obtendo-se para cada situação os respetivos cubos de correlação, de sísmica sintética e de IA.

- Fase (3); Validação dos resultados obtidos para cada cenário:

A validação e análise dos resultados obtidos pela computação do algoritmo da GSI ZONES, foi realizada através da correlação entre os dados sísmicos reais face aos dados da sísmica sintética, pela identificação das principais estruturas geológicas nos cubos da sísmica sintética e de impedâncias, pela reprodução dos histogramas dos dados experimentais face aos histogramas das realizações e pela comparação dos variogramas das imagens simuladas com o modelo teórico ajustado dos dados experimentais.

De modo a visualizar a metodologia de trabalho implementada, apresenta-se na Figura 18 o esquema ilustrativo.

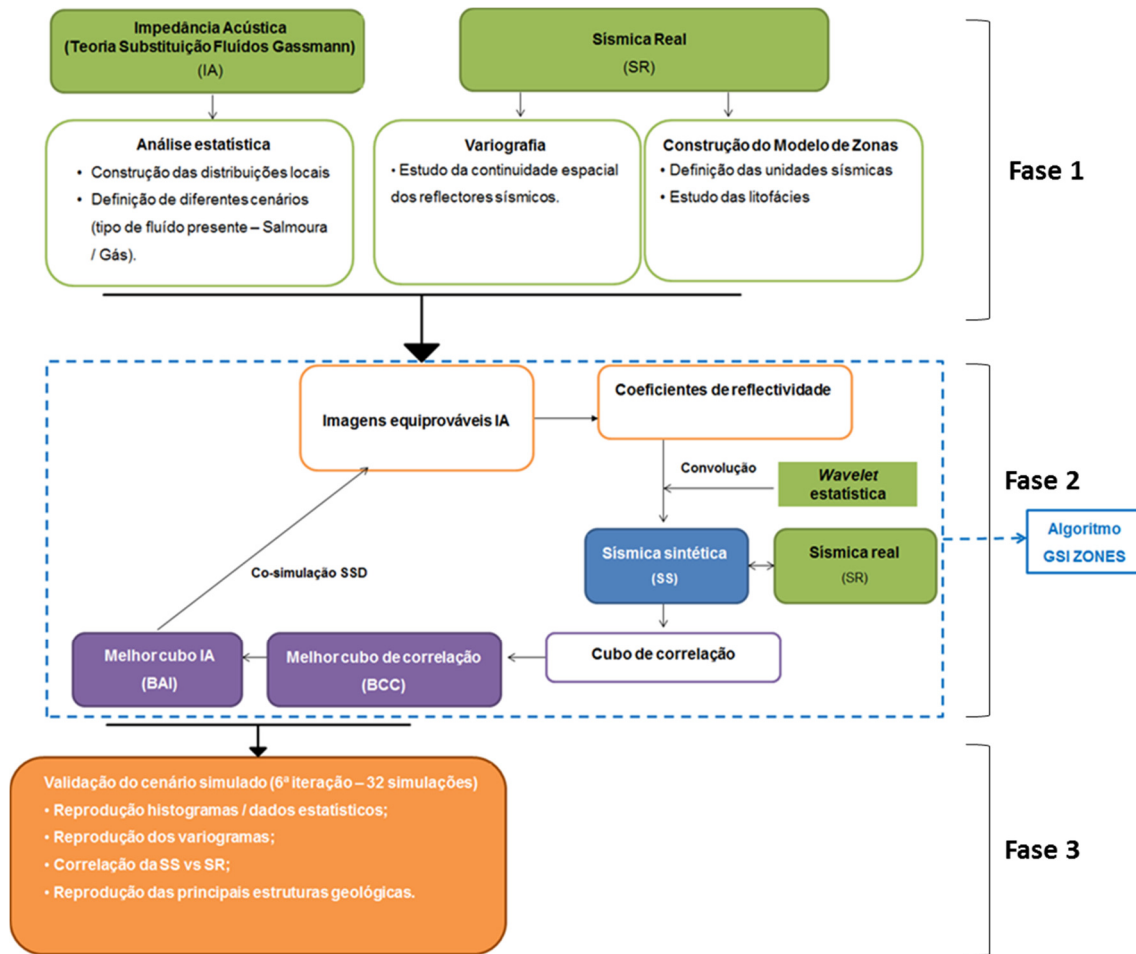


Figura 18 – Esquema ilustrativo da metodologia implementada.

3 CASO DE ESTUDO

Neste capítulo procedeu-se à inversão sísmica da propriedade petrofísica IA, do potencial reservatório de hidrocarbonetos, constituído por canais de areia de origem turbidítica, datados do Miocénico Superior (Messiniano 7-8Ma), através da aplicação do algoritmo de inversão global estocástica (GSI ZONES) proposto e desenvolvido pelo CERENA (IST).

A implementação da metodologia iniciou-se com o cálculo dos parâmetros de *input* do algoritmo da GSI ZONES;

- Definição do cubo sísmico e respetivo zonamento (cubo de zonas);
- Definição das distribuições locais das IA para cada zona definida;
- Estudo da variografia para cada zona definida;
- Estimativa da *wavelet*.

O estudo em apreço pretende solucionar a situação da subamostragem de dados de poços. Perante a ausência de “*hard-data*” (dados de poços) na zona do cubo sísmico, foram utilizados métodos alternativos para calcular os histogramas e variografia da variável experimental em estudo, IA. Desta forma as distribuições locais para a propriedade petrofísica IA foram calculadas tendo por base os dados disponíveis de poços (Logs DT – tempo de trânsito e RHOB - densidade) e com recurso à aplicação da teoria da substituição de fluídos de Gassmann. O estudo da geologia regional da bacia sedimentar foi fundamental para definir as distribuições locais das IA.

O estudo da variografia e ajuste do modelo teórico da variável experimental teve por base a utilização dos refletores sísmicos reais. A convolução dos coeficientes de refletividade foi realizada com base na *wavelet* estatística extraída através dos dados sísmicos, fornecida pela equipa do CERENA (IST).

3.1 Dados e Interpretação Sísmica

O conjunto de dados utilizado no presente trabalho consiste no cubo sísmico 3D em tempo, fornecido pela Partex Oil and Gas, adquirido no *offshore* de águas profundas, na periferia de três poços exploratórios (W1, W2, W3) (Figura 19). O volume sísmico corresponde a uma área de aproximadamente 1040km² (52km x 20km). A aquisição dos dados sísmicos ocorreu em profundidades de lâmina de água que variam entre os 500 a 1150m.

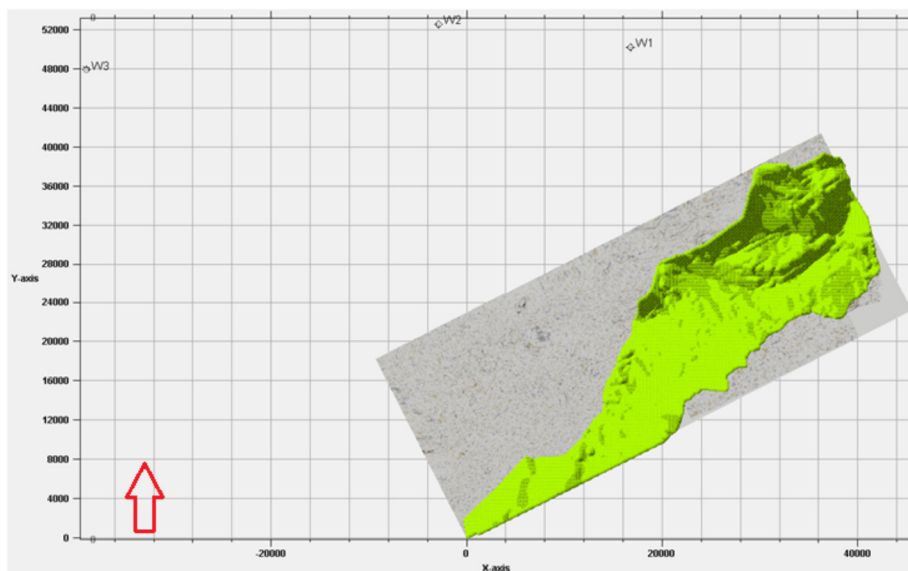


Figura 19 - Localização da área em estudo com dados de sísmica 3D e poços exploratórios.

A informação presente no cubo sísmico, disponibilizada pela Partex Oil and Gas, está limitada verticalmente ao TWT 2000ms (Figura 20). O limite definido engloba as unidades sísmicas de maior interesse para o presente estudo de interpretação e caracterização de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos (canais turbidíticos datados do Miocénico Superior).

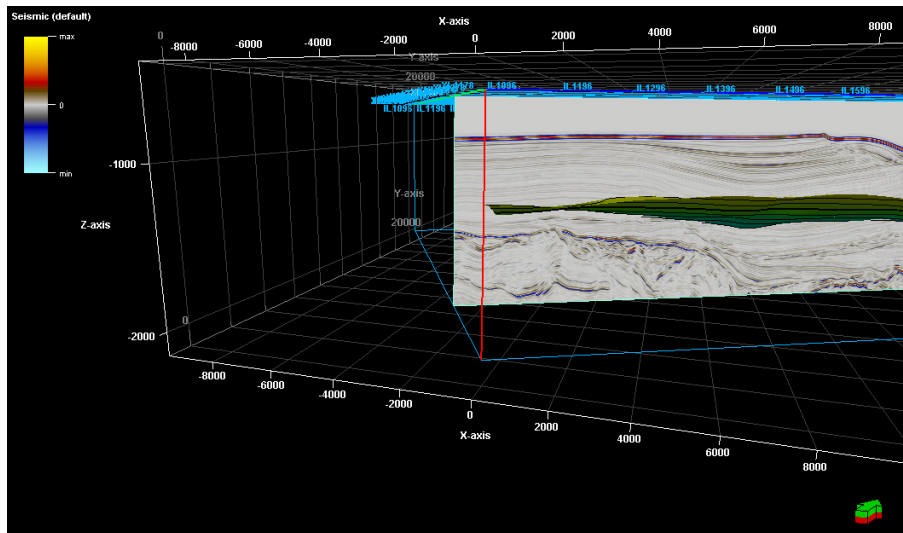


Figura 20 - Vista do Petrel, sísmica original limitada ao TWT 2000 ms.

Para a interpretação do cubo sísmico, caracterização e identificação de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos foi utilizado o *software* de interpretação e modelização sísmica Petrel 2013. A interpretação do cubo sísmico original em tempo (*Inlines*, *Crosslines* e *Time Slices*) permitiu uma melhor compreensão da continuidade espacial da unidade sísmica “alvo” (canais turbidíticos do Miocénico Superior) e definição das diferentes unidades e seqüências sísmicas.

No âmbito do presente trabalho importa caracterizar a Mega seqüência sísmica que engloba a unidade sísmica onde se localiza a zona “alvo” (definida na literatura como Mega seqüência sísmica III). A correta definição das várias unidades sísmicas teve fundamental importância na definição do zonamento do cubo sísmico que serviu de *input* para a computação do algoritmo da IGE. Tendo por base a pesquisa bibliográfica, a Mega seqüência sísmica III é composta por depósitos do Neogénico e encontra-se limitada na base pela descontinuidade M e no topo pelo fundo marinho (Figura 21).

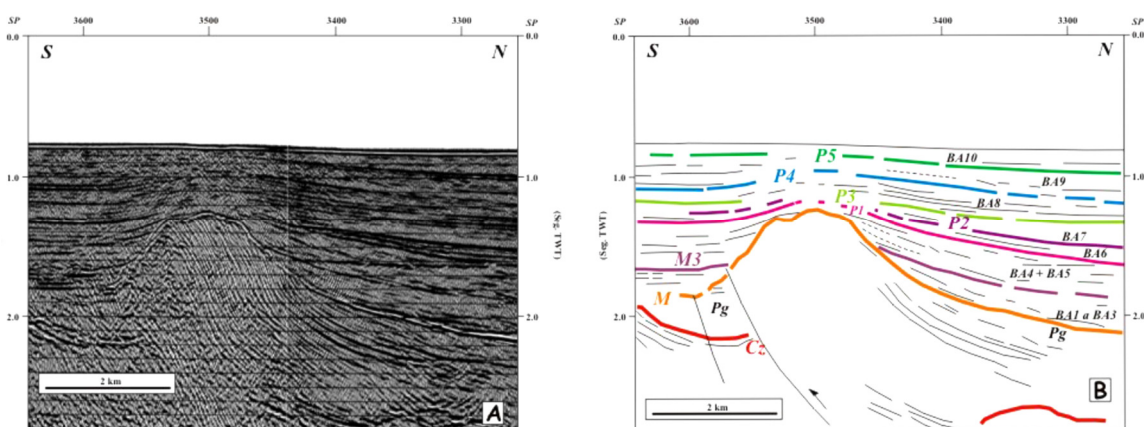


Figura 21 - Excerto da linha sísmica (A) e interpretação sismostratigráfica (B). Destaca-se a existência de um cavalcamento associado a uma possível intrusão salina. Roque (2007)

A descontinuidade M revela-se como a descontinuidade mais proeminente presente na bacia sedimentar da zona de estudo, sendo identificável à escala de toda a bacia, surge no registo acústico como uma reflexão de forte amplitude, elevada continuidade lateral e carácter irregular, que trunca as reflexões internas das unidades sísmicas subjacentes pertencentes às Mega sequências sísmicas I e II, denotando a sua origem erosiva. A descontinuidade M corresponde assim à expressão acústica de uma discordância/hiato que separa depósitos do Paleogénico (Paleocénico superior ou Eocénico ou Oligocénico) de depósitos do Miocénico, embora o lapso de tempo envolvido possa ser superior, pois em alguns locais esta superfície trunca inclusivamente depósitos do Mesozóico. Tal expressa a natureza diacrónica desta superfície de discordância (Roque, 2007).

Nesta Mega sequência identificam-se dez unidades sísmicas (designadas de BA1 a BA10) estruturadas em três sequências sísmicas designadas da mais antiga para a mais recente A, B e C (Figura 22), correspondentes a três sequências tectonostratigráficas cuja deposição foi controlada por diferentes episódios de subsidência neogénica, que testemunham a ocorrência de etapas distintas de sedimentação na bacia sedimentar e a instalação de um novo regime oceanográfico, bem expressa na arquitetura sismostratigráfica da última sequência (Roque, 2007).

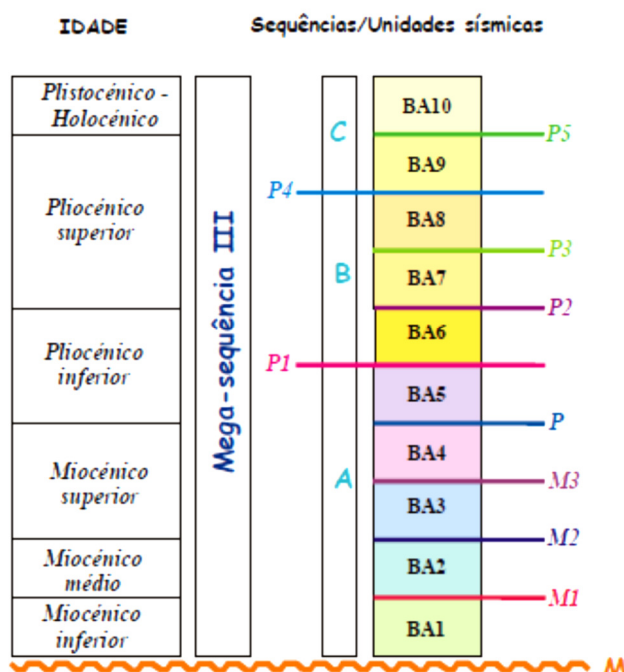


Figura 22 - Coluna sismostratigráfica para o domínio tectonostratigráfico da Bacia sedimentar em estudo. Roque (2007)

Segue-se a descrição das unidades sísmicas que compreendem o cubo sísmico que foi utilizado na computação do algoritmo da IGE.

- Unidade Sísmica BA3: Esta unidade sísmica está limitada na base pela descontinuidade M2 e no topo pela descontinuidade M3. É constituída por depósitos atribuídos ao Miocénico superior.

Exibe fácies semitransparente com reflexões internas de baixa amplitude e continuidade. No sector Oriental recobre a unidade sísmica de fácies caótica, cujo final da instalação terá ocorrido no Tortoniano. Este enquadramento estratigráfico permite atribuir uma idade teórica de Tortoniano aos depósitos que constituem a unidade sísmica BA3. Esta unidade é composta por argilas cinzentas plásticas com abundante glauconite e pirite (Roque, 2007).

- Unidade Sísmica BA4: Esta unidade sísmica está limitada na base pela descontinuidade M3 e no topo pela descontinuidade P, apresentando ambas carácter irregular, e corresponde a depósitos do Miocénico superior com cerca de 7.0Ma. Encontra-se bem representada no sector Oriental da Bacia profunda, perdendo importância em direcção a Oeste, não sendo reconhecida no sector Ocidental. Destaca-se das unidades adjacentes pela sua fácies paralela estratificada característica, com reflexões internas de elevada amplitude com continuidade elevada a média. Atendendo à fácies exibida, sugere poder tratar-se de um extenso corpo arenoso, de idade Messiniano. Estas areias representam lóbulos de “*lower-fans*” deposicionais. No sector Ocidental da bacia não é possível distinguir a unidade BA4 da unidade BA3 devido à perda da sua assinatura característica em direcção a Oeste. Esta unidade consiste em argilas e siltes com intercalações de lentículas de areia muito fina (Roque, 2007).
- Unidade Sísmica BA5: Esta unidade sísmica está limitada na base pela descontinuidade P e no topo pela descontinuidade P1, correspondendo a depósitos do Pliocénico inferior, com cerca de 4.0Ma. Encontra-se melhor representada no sector Oriental da Bacia, sofrendo uma dramática redução de espessura para Sudoeste em direcção à bacia profunda. Apresenta fácies semitransparente, embora próximo do topo se reconheça a presença de reflexões com elevada amplitude e baixa continuidade lateral. No sector Ocidental a unidade sísmica BA5 atinge espessura considerável no domínio mais profundo da Bacia, apresentando uma configuração agradável que testemunha outra fase de subsidência sofrida pela Bacia. As reflexões internas desta unidade terminam em *onlap* contra a descontinuidade basal P, em direcção a Sul e são truncadas a topo pela descontinuidade P1. Esta unidade consiste de argilas intercaladas com argilas arenosas representando depósitos hemipelágicos, e camadas de areias turbidíticas (Roque, 2007).

Na Figura 23 estão indicadas as litologias associadas às unidades sísmicas da Mega sequência sísmica III. Destaca-se a sua natureza predominantemente siliciclástica, em especial, desde o Miocénico superior ao Plistocénico.

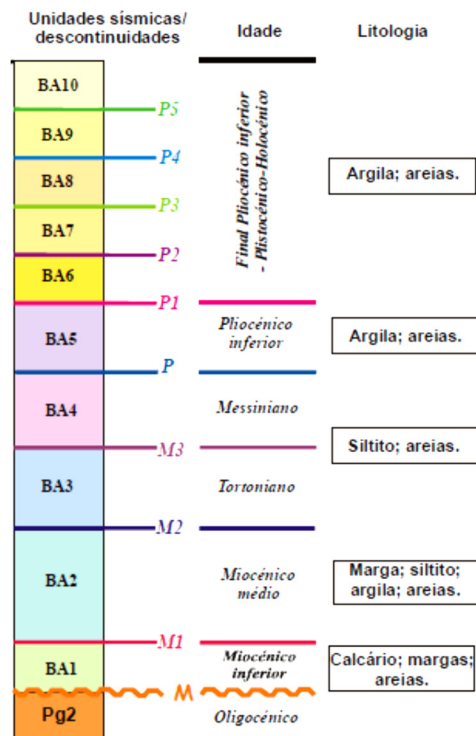


Figura 23 - Correlação entre a litostratigrafia e a sismostratigrafia. Roque (2007)

- **Mapeamento do Sistema de Canais – Zona “Alvo”**

A zona “alvo” está datada do Miocénico Superior (Messiniano) e representada pela unidade sísmica BA4. A definição do cubo sísmico para a computação da IGE englobou a unidade sísmica BA4 e as zonas adjacentes (BA3 e BA5) (Figura 24).

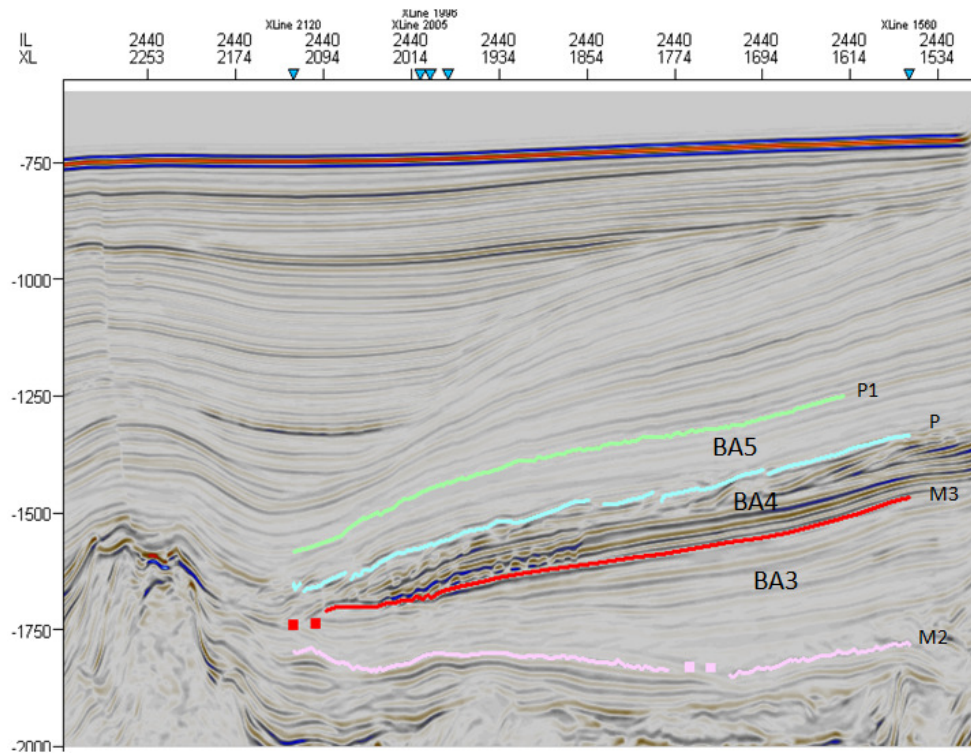


Figura 24 – Interpretação da Inline 2440 (Petrel), dos horizontes sísmicos (M2, M3, P e P1) que definem as unidades sísmicas relevantes para o caso de estudo (BA3, BA4 e BA5).

A interpretação do cubo sísmico permitiu identificar uma possível região - zona “alvo” com potencial para acumulação de hidrocarbonetos, correspondente à unidade sísmica BA4. Nessa região foram identificados vários elementos geomorfológicos, designadamente um sistema de canais turbidíticos, bem estruturado ao longo do horizonte sísmico, altos estruturais provocados pelo movimento ascendente de corpos salinos, e a presença de anomalias de amplitude “*Bright spot*” (Figura 25).

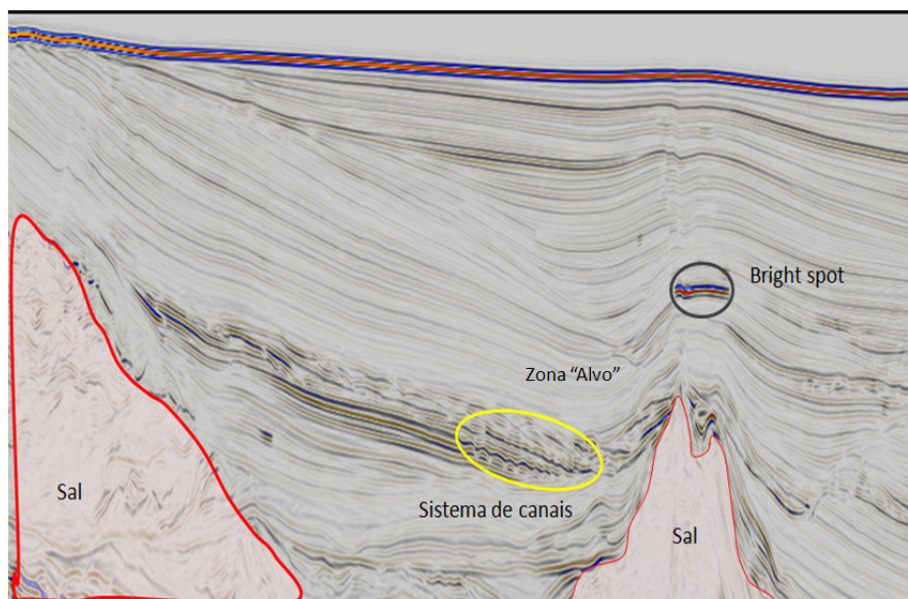


Figura 25 – Vista Petrel do cubo sísmico original (Inline 2507), identificação do sistema de canais turbidíticos – zona “alvo” e anomalia de amplitude “Bright spot”.

Para obter uma melhor compreensão do desenvolvimento dos canais foi necessário criar um cubo “*flattened*”. Adotou-se como superfície de referência o topo do reservatório (superfície fornecida pela Partex Oil and Gas). Na Figura 26, apresenta-se o resultado do cubo “*flattened*” onde é possível visualizar o desenvolvimento horizontal dos refletores das unidades sísmicas, associadas aos depósitos turbidíticos.



Figura 26 - Vista Petrel Inline 2505, cubo “flattened”.

Na Figura 27 está identificado o sistema de canais através do cubo “*flattened*” da sísmica original ao TWT 1500ms. A zona “alvo” foi limitada ao desenvolvimento do sistema de canais conforme assinalado a amarelo.

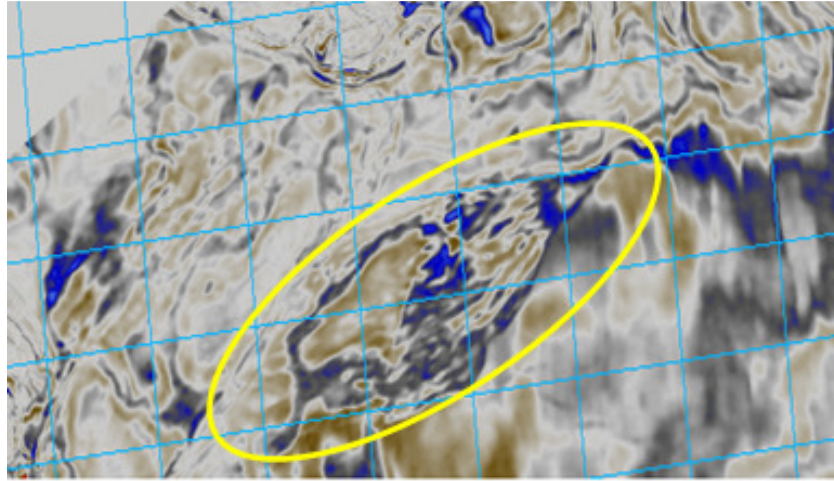


Figura 27 – Vista Petrel TWT 1500ms, cubo da sismica original “flattened” com a identificação do sistema de canais - zona “alvo”.

Importa salientar a presença do alto estrutural na zona “alvo” provocado pelo movimento de corpos salinos (Figura 28).

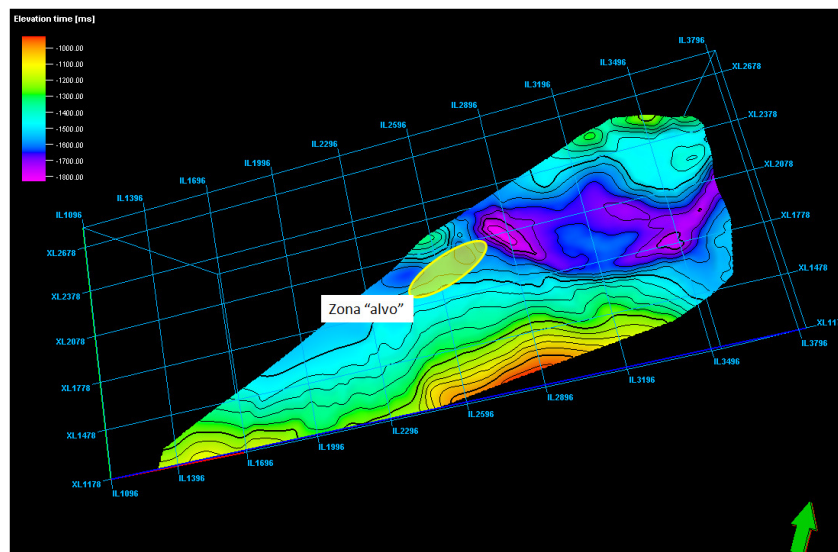


Figura 28 – Vista Petrel, topo do reservatório com identificação da zona “alvo” junto a um alto estrutural.

A análise do complexo de canais permitiu concluir tratar-se do lóbulo de uma “*lower fan*”, pertencente a um sistema deposicional turbidítico, onde os refletores sísmicos são paralelos e contínuos.

3.2 Definição do Modelo de Zonas

O cubo sísmico definido no *software* Petrel 2013 tem de dimensão 235 *inlines*, 260 *crosslines* e 600ms na vertical. A transformação das amplitudes sísmicas para a escala vertical é de 2ms. O cubo sísmico que representa a área total estudada tem 234x259x300 células, com dimensão 1x1x1.

Em termos de dimensão real, cada *inline* está à distância de 18,75m entre si e cada *crossline* está à distância de 12,5m. A área total equivale a 4.368m por 3.225m (cerca de 14.000km²). A profundidade estimada para o potencial reservatório é aproximadamente de 2.000m, admitindo que a propagação média das ondas sísmicas, a partir do fundo do oceânico, até ao topo do potencial reservatório é de 3.500m/s (valor da velocidade correspondente a uma idade das rochas “média” e para uma profundidade “média”, indicado por Brown 2004). Para a frequência predominante de 35Hz e, para a velocidade média de 3500m/s, a resolução mínima vertical é cerca de 25m, dimensão abaixo da qual não é possível identificar estruturas.

A construção do cubo sísmico foi realizada no *software* Petrel 2013 (Figura 29), através da criação de uma “*simple grid*”. A geometria do modelo teve por base os horizontes sísmicos interpretados que definem as unidades sísmicas BA3, BA4 e BA5.

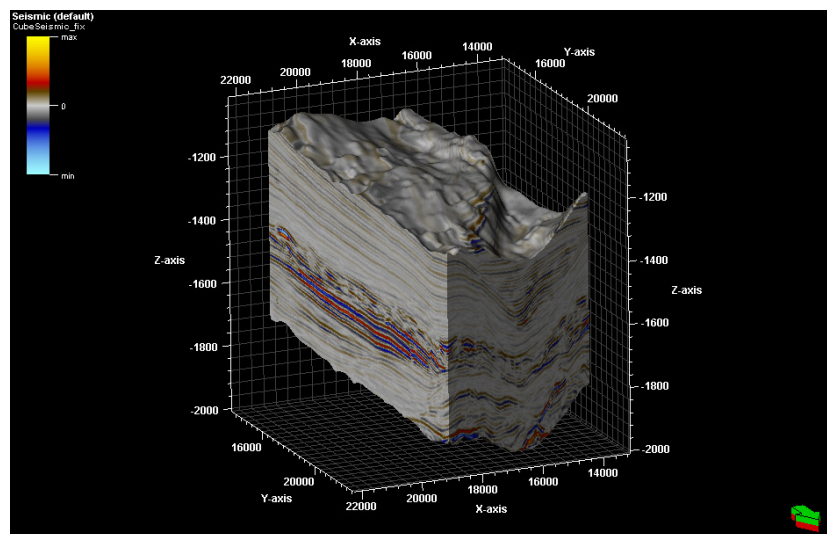


Figura 29 – Cubo Sísmico. (Petrel 2013)

A Figura 30 ilustra o modelo após “regularização” da malha.

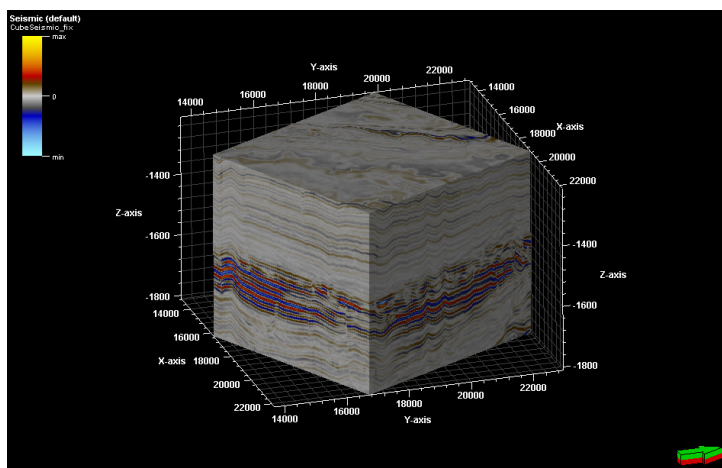


Figura 30 – Cubo das amplitudes sísmicas. (Petrel 2013)

A definição das 4 zonas (0 a 3) está conforme apresentado na Tabela 5.

Tabela 5 – Correspondência do modelo de zonas utilizado no GSI ZONES.

Modelo de Zonas				
Zona	Unidade Sísmica	Época	Idade	Cor
Zona 0	N/A	N/A	N/A	Roxa
Zona 1	BA5	Pliocénico inferior	Zancleano	Azul
Zona 2	BA4	Miocénico superior	Messiniano	Verde
Zona 3	BA3		Tortoniano	Vermelho

A criação da zona 0 está relacionada com a introdução no algoritmo da GSI ZONES de um modelo com limites paralelos. Perante esta situação foi necessário criar horizontes fictícios que permitiram obter um paralelismo. A Figura 31 ilustra o cubo de zonas conforme correspondência identificada na Tabela 5.

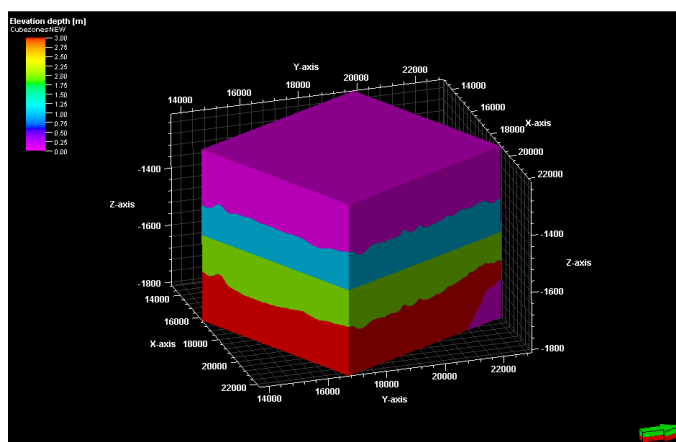


Figura 31 – Identificação das zonas do modelo a importar no algoritmo da GSI Zones (Petrel 2013).

3.3 Estudo das Distribuições Locais

O estudo em apreço traduz a situação onde os dados de poços são escassos e não coexistem com os dados sísmicos. Os dados disponíveis dos 3 poços, localizados na periferia, permitiram obter uma visão global do comportamento litológico da bacia sedimentar da zona de estudo.

Com o objetivo de criar registos de IA utilizou-se a teoria da substituição de fluídos de Gassmann. A computação das equações de Gassmann foi realizada através do *software* Matlab2012, a partir do qual foi possível obter intervalos de valores de IA, para cada tipo de fácies, associados às diferentes zonas definidas no modelo.

3.3.1 Modelo de Fácies

Tendo por base o estudo da geologia da bacia sedimentar, foi possível associar tipos de fácies a cada zona do cubo sísmico. A zona 3 (Unidade sísmica BA3) é caracterizada por argilas, a zona 2 (Unidade sísmica BA4 – zona “alvo”) é composta por argilas intercaladas por areias finas que corresponde ao sistema de canais turbidíticos. A zona 1 (Unidade sísmica BA5) está associada a fácies representativas de argila e argilas arenosas. Na Tabela 6 está representado o tipo de fácies definido para cada zona do modelo.

Tabela 6 – Modelo de fácies para cada zona do cubo sísmico.

Modelo de Fácies				
Zona	Unidade Sísmica	Era	Idade	Fácies
Zona 1	BA5	Pliocénico inferior	Zancleano	Argilas / Argilas arenosas
Zona 2 (zona "alvo")	BA4	Miocénico superior	Messiniano	Argilas / Areias
Zona 3	BA3		Tortoniano	Argilas

O primeiro passo na aplicação das equações de Gassmann consistiu na definição dos valores de *input*. Admitiu-se que a zona “alvo” está a uma profundidade de 2.000m (topo do potencial reservatório). Com base neste pressuposto foi possível obter os valores de *input* necessários para computar as equações de Gassmann. O *script* do Matlab utilizado para computar as equações de Gassmann está apresentado no Anexo 6.3.

Os valores dos parâmetros de *input* utilizados no cálculo das equações de Gassmann estão apresentados na Tabela 7.

Tabela 7 – Valores iniciais dos parâmetros das equações de Gassmann.

Valores iniciais para as equações de Gassman	
VP	9.600 ft/s
VS	5.700 ft/s
Densidade	2.2 g/cm ³
Temperatura	65 °C
Pressão	3.000 Psi
Sat. Inicial água	1.00

Para simular os valores de IA para os dois tipos de fácies definidos (areias e argilas) foi necessário definir limites das propriedades petrofísicas. Para o efeito teve-se em conta o diagrama apresentado na Figura 32 que permitiu definir percentagens de argila (% finos) consoante o tipo de material que se pretendia caracterizar.

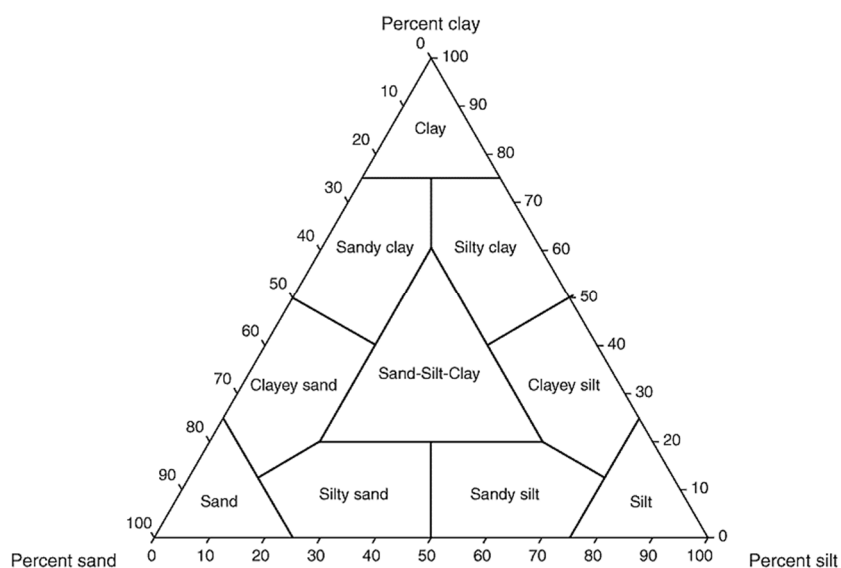


Figura 32 - Diagrama de fácies. Shepard (1954)

Foram introduzidos parâmetros diferenciadores do tipo de fácies e fluido a simular nas equações de Gassmann, de acordo com os intervalos definidos na Tabela 8. Os parâmetros utilizados para simular os tipos de fácies foram os seguintes:

- Porosidade efetiva;
- Percentagem de argila (V_{clay});
- Saturação final de água;
- Tipo de fluido (Salmoura ou Gás).

A Tabela 8 resume os valores limites para os parâmetros mencionados, utilizados no cálculo dos intervalos de IA, associados ao tipo de fácies, e líquido presente.

Tabela 8 – Propriedades petrofísicas do modelo de fácies a utilizar nas Equações de Gassmann.

Modelo de Fácies (Parâmetros das equações de Gassman)		
Propriedade	Areias	Argilas
Porosidade	0.13 - 0.30	0 - 0.13
Volume Argila (% finos)	0 - 0.35	0.35 - 1.0
Saturação final água	0.1 - 0.6	0.6 - 1.0

Os intervalos obtidos para as IA permitiram classificar o tipo de fácies de acordo com o tipo de fluido simulado que se apresentam na Tabela 9.

Tabela 9 – Intervalos de valores de IA, obtidos através da aplicação das equações de Gassmann.

Valores iniciais para as equações de Gassman	
Fácies e fluidos	Valores IA (kPa s/m)
Areias com Gás	4.600 - 5.600
Areias com Salmoura	5.500 - 6.500
Argilas com Salmoura	6.300 - 8.000

Com base nos intervalos de IA apresentados na Tabela 9, foi possível construir distribuições que representassem possíveis cenários litológicos com diferentes tipos de fluidos presentes. Por tratar-se de um lóbulo inferior da “fan”, é expectável que exista um volume superior de argilas face às areias para a zona “alvo”.

No presente estudo, optou-se por utilizar distribuições do tipo triangular para cada zona. A construção das distribuições locais foi realizada utilizando o *software* geoestatístico, desenvolvido pelo CERENA (IST), o Geoms2.

3.3.2 Análise Exploratória de Dados

Na presente análise exploratória, caracterizou-se o comportamento estatístico univariado do conjunto de amostras, definido com base no modelo de fácies. Nesta etapa extraiu-se toda a informação possível acerca dos dados disponíveis, caracterizando e quantificando as relações entre a informação existente.

Para a análise univariada foi utilizado o *software* Geoms2, como forma de obter as ferramentas estatísticas para o estudo da variável experimental IA, nomeadamente para se obter o histograma das frequências de ocorrência, agrupadas por classes de frequências, que permite visualizar a tendência de concentração dos dados (tendência simétrica ou assimétrica), e a “*box-plot*”, onde são representados os valores, máximo, mínimo, média, mediana e os quartis, possibilitando uma avaliação, não só da simetria dos dados, mas também da sua dispersão (Figura 33).

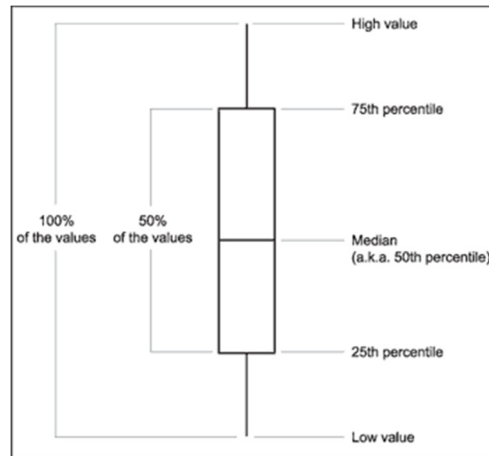


Figura 33 – “Box-plot”.

Foram igualmente calculados os dados estatísticos, medidas da tendência central, como a média, mediana, quartis e percentis, e as medidas de dispersão, como o desvio padrão e variância.

- **Zona 1 (Argilas / Argilas Arenosas)**

Os resultados da análise univariada, para a zona 1 do modelo, são apresentados na Figura 34, na qual é possível observar que a IA tem um valor mínimo de 6.432kPa s/m e máximo de 7.671kPa s/m, o valor médio é de 7.153kPa s/m, a mediana tem um valor de 7.191kPa s/m e a variância de 80.987. A média é menor do que a mediana o que significa que há menor frequência para os valores abaixo da média. Apesar dos valores da média e da mediana serem praticamente idênticos, o histograma não é simétrico já que existem 2 populações distintas (fácies do tipo Argilas e Argilas arenosas). Na *box-plot* é representada a distribuição dos valores onde é possível observar graficamente a relação entre a média, a mediana e os quartis.

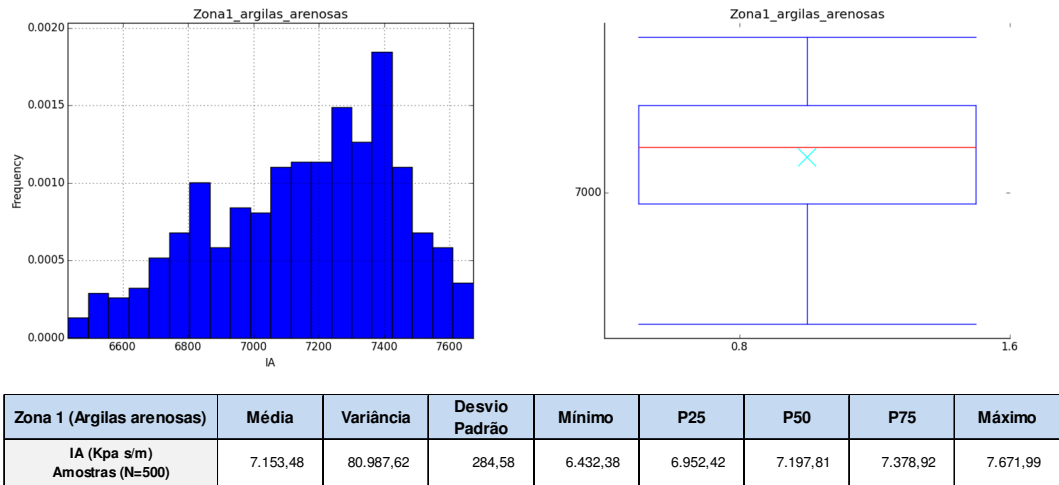


Figura 34 - Análise univariada da impedância acústica para a zona 1.

- Zona 2 (Argilas / Areias) – Cenário A c/ fluido presente: Salmoura**

Os resultados da análise univariada, para a zona 2 (cenário A – fluido presente: Salmoura) do modelo, são apresentados na Figura 35, na qual é possível observar que a IA regista um valor mínimo de 5.650kPa s/m e máximo de 7.982kPa s/m, o valor médio é de 6.870kPa s/m, a mediana tem um valor de 6.900kPa s/m e a variância de 246.956. A média é menor do que a mediana o que significa que há menor frequência para os valores abaixo da média. Apesar dos valores da média e da mediana serem praticamente idênticos, o histograma não é simétrico já que existem 2 populações distintas (fácies do tipo Areia e Argilas). Na *box-plot* é representada a distribuição dos valores onde é possível observar graficamente a relação entre a média, a mediana e os quartis.

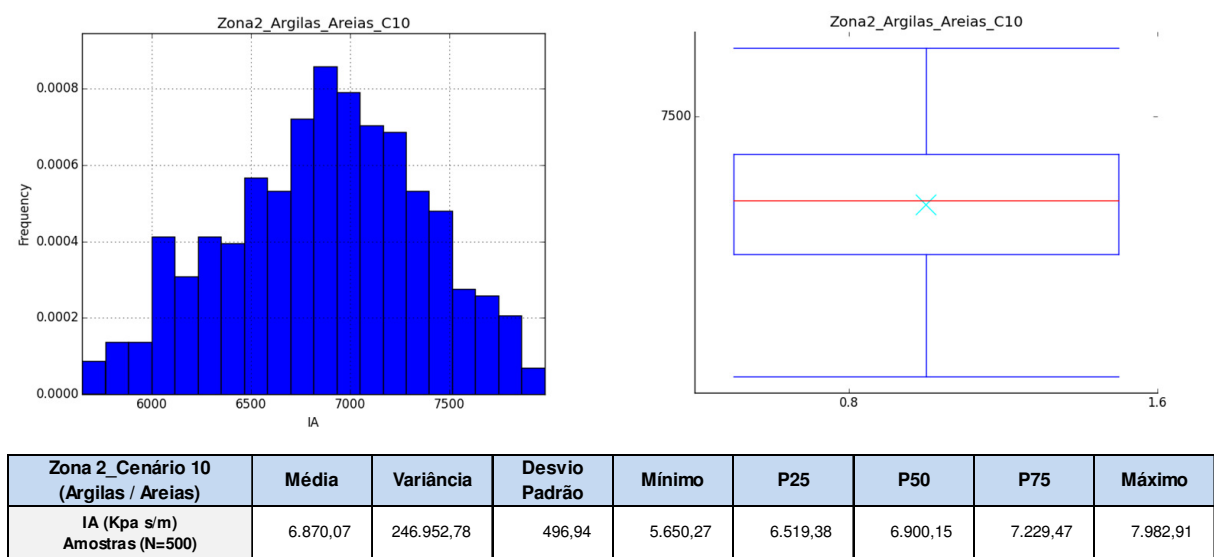
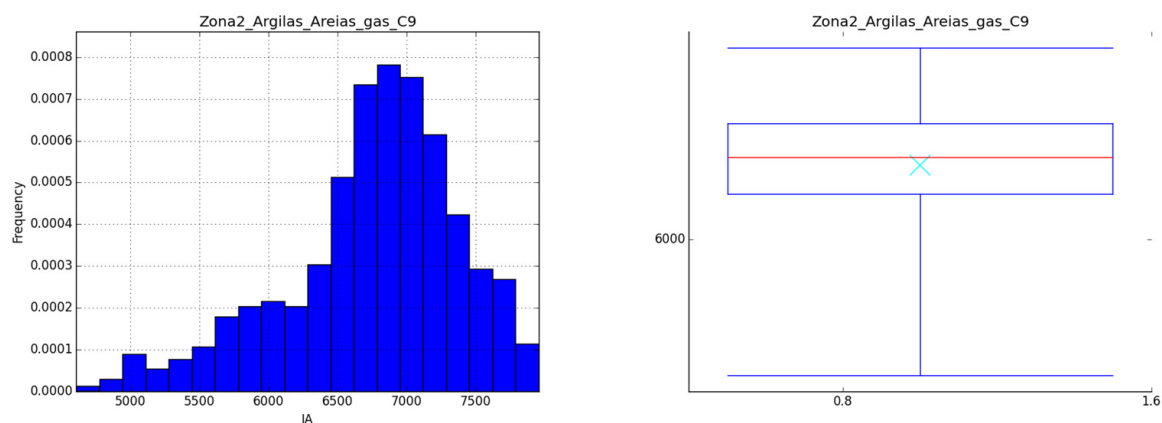


Figura 35 - Análise univariada da IA para a zona 2, cenário A (Salmoura.)

- **Zona 2 (Argilas / Areias) – Cenário B c/ fluido presente: Gás**

Os resultados da análise univariada, para a zona 2 (cenário B – fluido presente: Gás) do modelo, são apresentados na Figura 36, na qual é possível observar que a IA tem um valor mínimo de 4.608kPa s/m e máximo de 7.956kPa s/m, o valor médio é de 6.752kPa s/m, a mediana tem um valor de 6.839kPa s/m e a variância de 399.884. A média é menor do que a mediana o que significa que há menor frequência para os valores abaixo da média. Apesar dos valores da média e da mediana serem praticamente idênticos, o histograma não é simétrico já que existem 2 populações distintas (fácies do tipo Areia e Argilas). O histograma traduz uma distribuição assimétrica à direita (assimetria negativa). Na *box-plot* é representada a distribuição dos valores onde é possível observar graficamente a relação entre a média, a mediana e os quartis.

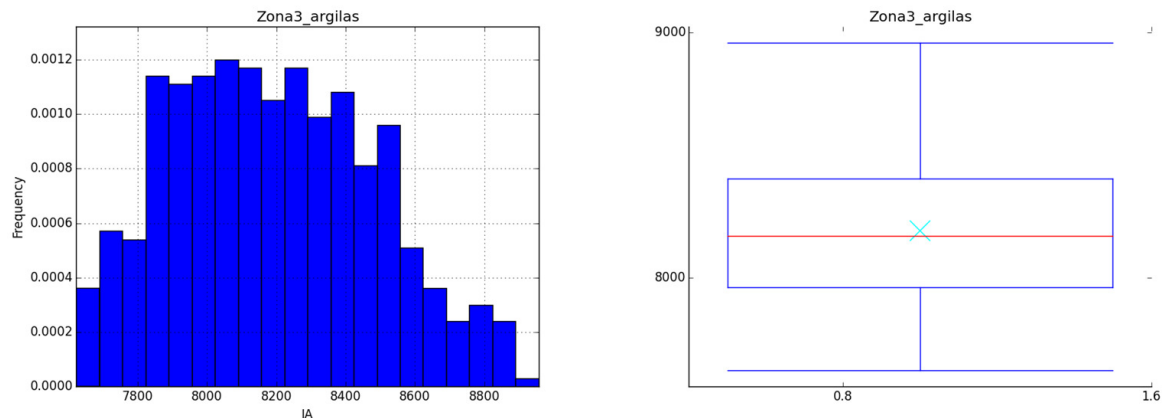


Zona 2, Cenário 9 (Argilas / Areias)	Média	Variância	Desvio Padrão	Mínimo	P25	P50	P75	Máximo
IA (Kpa s/m) Amostras (N=1.000)	6.752,45	399.884,67	632,36	4.608,42	6.461,54	6.839,07	7.187,15	7.956,24

Figura 36 - Análise univariada da impedância acústica para a zona 2, cenário B (Gás).

- **Zona 3 (Argilas)**

Os resultados da análise univariada, para a zona 3 do modelo, são apresentados na Figura 37, na qual é possível observar que a IA tem um valor mínimo de 7.622kPa s/m e máximo de 8.957kPa s/m, o valor médio é de 8.191kPa s/m, a mediana tem um valor de 8.168kPa s/m e a variância de 85.922. A média é maior do que a mediana o que significa que há maior frequência para os valores abaixo da média. A simetria do histograma revela a existência de apenas uma população (fácies do tipo Argilas). Na *box-plot* é representada a distribuição dos valores onde é possível observar graficamente a relação entre a média, a mediana e os quartis.



Zona 3 (Argilas)	Média	Variância	Desvio Padrão	Mínimo	P25	P50	P75	Máximo
IA (Kpa s/m) Amostras (N=500)	8.191,59	85.922,14	293,12	7.622,66	7.959,93	8.168,68	8.403,75	8.957,04

Figura 37 - Análise univariada da impedância acústica para a zona 3.

3.4 Análise da Continuidade Espacial

O estudo da distribuição espacial das propriedades é feito com o objetivo de perceber a variabilidade das mesmas tanto no plano horizontal XY como no vertical. A variação no plano horizontal dá uma ideia da mudança lateral da propriedade numa camada e a variação no plano vertical é relacionada com a alteração da propriedade em profundidade.

Estes modelos teóricos de variogramas calculados nesta fase foram utilizados, ao longo de todo o estudo, nos métodos de simulação e de inversão global estocástica. Estes variogramas foram também utilizados para validar os resultados obtidos, já que os métodos utilizados pressupõem que sejam sempre honrados os variogramas teóricos, definidos tendo por base os variogramas experimentais.

O estudo da variografia horizontal foi realizado com base na análise da continuidade espacial dos refletores sísmicos, através do *software* geoestatístico Geoms. Para o cálculo dos variogramas experimentais foram utilizados o módulo GeoVAG, e para o ajuste destes variogramas a modelos teóricos de variogramas o módulo GeoMOD. A obtenção da continuidade vertical foi realizada através do estudo geológico das unidades compreendidas no modelo de zonas

3.4.1 Construção dos Variogramas Experimentais

Recorreu-se ao módulo GeoVAG para calcular os variogramas com o objetivo de estudar o comportamento dos refletores sísmicos reais (continuidade das amplitudes).

Os variogramas são ferramentas muito úteis para a análise da dispersão e anisotropia das variáveis. Permitem classificar, quantitativamente, a variabilidade dos fenômenos regionalizados. Deste modo, calcularam-se vários variogramas experimentais, em diferentes direções, para cada uma das zonas definidas no modelo, de forma a averiguar a continuidade espacial das amplitudes da área amostrada.

Para a construção dos variogramas foram escolhidas duas direções, (0,0) e (90,0), que estão de acordo com as direções principais de continuidade espacial dos refletores sísmicos, sobretudo para distâncias mais reduzidas.

O variogramas experimentais obtidos para as zonas do modelo são apresentados nas Figuras 38,39 e 40 respetivamente.

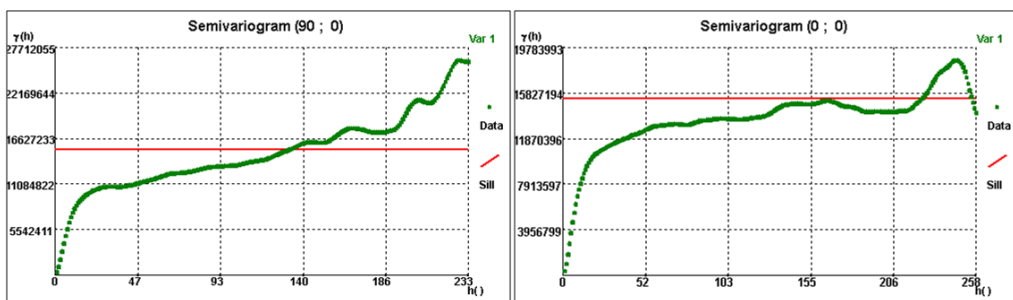


Figura 38 – Variogramas experimentais para a zona 1.

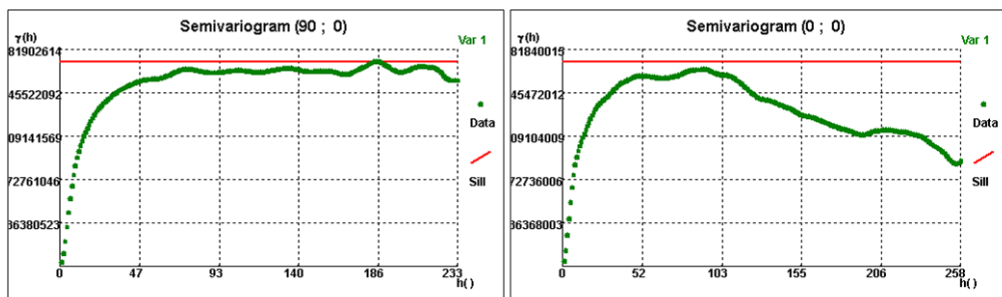


Figura 39 - - Variogramas experimentais para a zona 2.

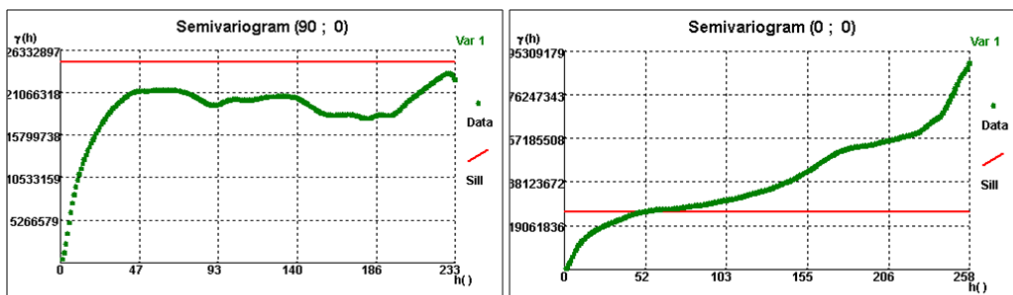


Figura 40 - Variogramas experimentais para a zona 3.

3.4.2 Variogramas e Modelos Teóricos de Ajustamento

Após o cálculo dos variogramas experimentais, para as diferentes direções de cada zona do modelo, procedeu-se ao ajuste do modelo teórico, que é uma função matemática que define a continuidade espacial do fenómeno no espaço não amostrado, tendo por base os valores conhecidos. O modelo teórico é representado por uma curva atenuada média que seja função de um número reduzido de parâmetros e que, quantifique a continuidade espacial da propriedade, para o efeito foi utilizado o módulo GeoMOD.

Como foi acima referido os variogramas foram todos ajustados com modelos de duas estruturas e, não houve necessidade de considerar efeito de pepita. O patamar e as amplitudes foram definidos para cada zona e direções principais. Os patamares foram definidos tendo em consideração a variância total do conjunto de amostras. As amplitudes foram definidas por forma a ajustar os modelos teóricos aos variogramas experimentais

A Tabela 10 resume os parâmetros obtidos e, indica as direções principais para cada zona do modelo.

Tabela 10 – Parâmetros dos variogramas teóricos para cada zona do modelo.

Parâmetros dos variogramas teóricos			
Zona	Direcção	Patamar	Amplitude
Zona 1	(90;0) (Main direction)	C1 - 11197739 C2 - 3046734	A1 - 27 A2 -932
	(0;0) (Minor direction 1)		A1 - 29 A2 -173
Zona 2	(90;0) (Main direction)	C1 - 163656013 C2 - 7637280	A1 - 46 A2 -428
	(0;0) (Minor direction 1)		A1 - 41 A2 -330
Zona 3	(90;0) (Main direction)	C1 - 21557591 C2 - 1895968	A1 - 46 A2 -167
	(0;0) (Minor direction 1)		A1 - 41 A2 -92

Nas Figuras 41, 42 e 43 estão representados os variogramas para cada uma das zonas do modelo.

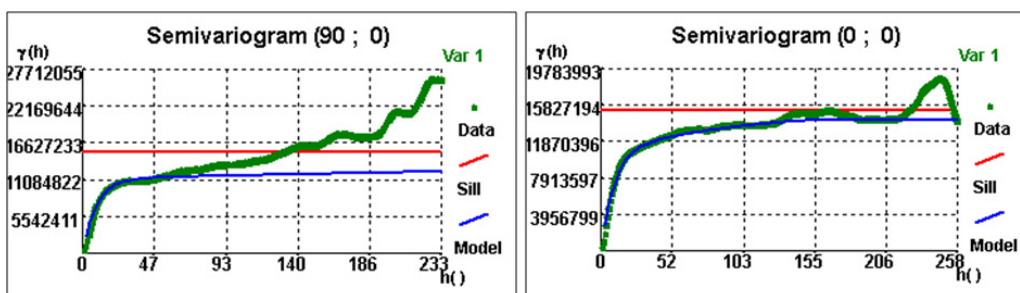


Figura 41 - Modelos ajustados aos variogramas para as direções principais da zona 1.

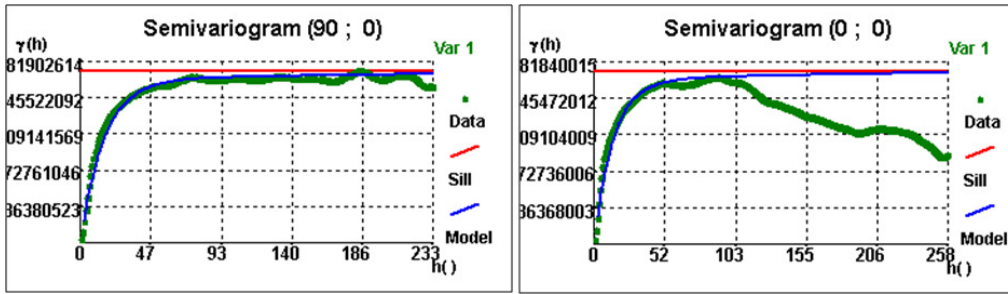


Figura 42 - Modelos ajustados aos variogramas para as direções principais da zona 2.

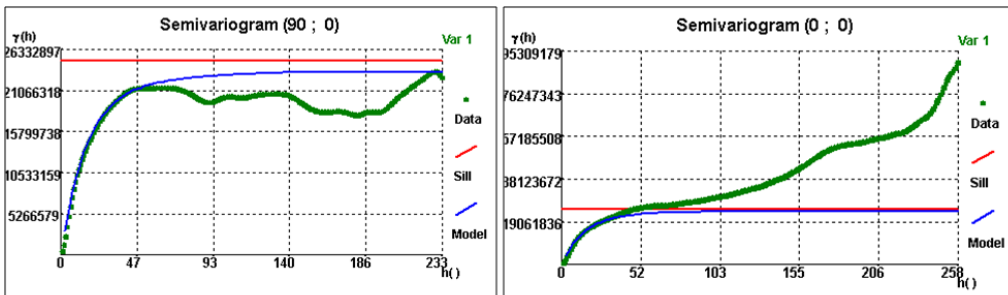


Figura 43 - Modelos ajustados aos variogramas para as direções principais da zona 3.

3.5 Estimativa da *Wavelet*

A estimativa da *wavelet* é considerada uma etapa chave para o processo de inversão. No estudo em apreço, a ausência de dados de poços, na zona dos dados sísmicos, resultou na impossibilidade de “amarrar” os dados e estimar a *wavelet*, através da curva de tempo no registro de poço (*Checkshot*), que permite criar uma relação tempo-profundidade. Para o efeito foi utilizada uma *wavelet* estatística fornecida pela equipa do CERENA (IST).

A *wavelet* foi extraída da sísmica através do *software* Hampson-Russell Suite (CGG) (Figura 44), que permite estimar a *wavelet* consoante o tipo definido, *Angle Dependent*, *Time Variant* e *Space Variant*.

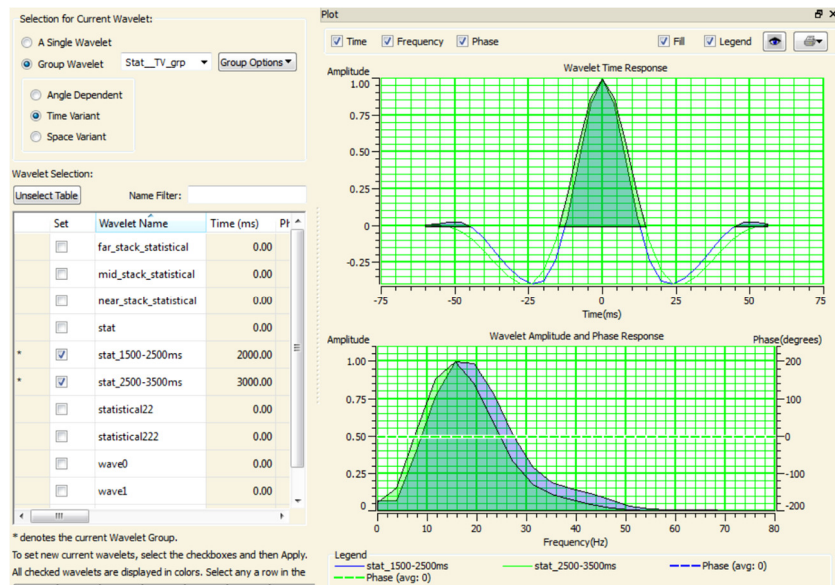


Figura 44 - Exemplo da visualização do *set-up* para a estimativa de *wavelets time variant* do *software* Hampson-Russel. Retirado do site CGG.

O comprimento definido para a estimativa da *wavelet* estatística foi 121ms, que corresponde a 61 valores de amplitude. A amplitude da *wavelet* foi escalada para cada cenário com o objetivo de obter valores de amplitude, da sísmica sintética, equivalentes aos observados na sísmica real. A *wavelet* utilizada para o cenário A (fluido presente Salmoura) está representada na Figura 45.

A *wavelet* utilizada no cenário B (fluido presente Gás) é proporcional à apresentada na Figura 45.

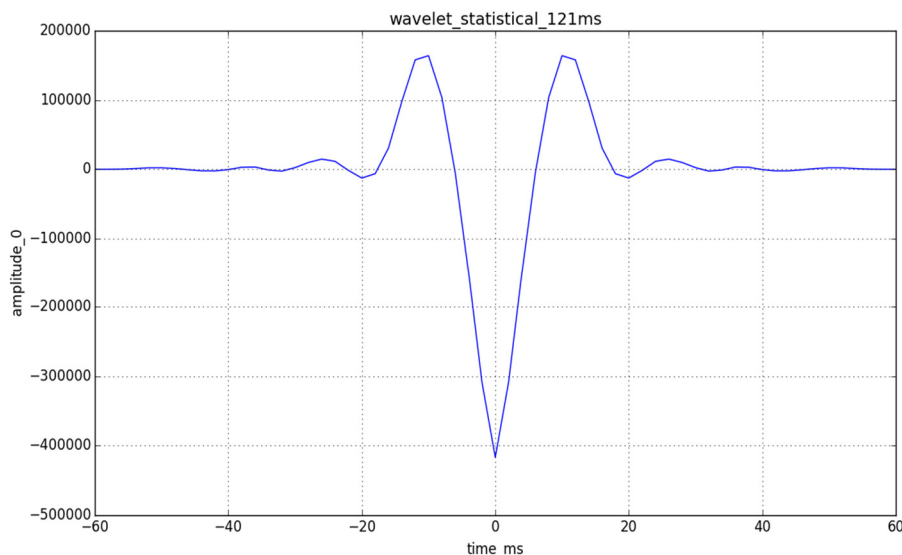


Figura 45 - *Wavelet* utilizada no cenário A, vista do *software* Geoms2.

3.6 Resultados Obtidos

Neste capítulo, apresenta-se os resultados obtidos, para os dois cenários, através da implementação do algoritmo de inversão sísmica estocástica proposto e desenvolvido pelo CERENA (IST), o GSI ZONES. A simulação estocástica é um processo de obtenção de realizações equiprováveis a partir de modelos de distribuição de probabilidades de variáveis aleatórias. Embora, os reservatórios não sejam o resultado de processos aleatórios, apresentam atributos que fazem com que se comportem como se o fossem. As vantagens do uso da simulação estocástica são a reprodução do modelo espacial, a consistência com a informação secundária e, o acesso à incerteza de um modelo de reservatório (Chambers R.L. et al., 2000).

Quantitativamente, a imagem obtida por um modelo de simulação pretende reproduzir a variabilidade do fenómeno através de dois estatísticos: i) a função de distribuição que garante a frequência das diferentes classes do histograma e, ii) o variograma que reproduz a continuidade espacial das amostras. Para além de ter a mesma variabilidade, a imagem simulada passa pelos mesmos pontos experimentais. Isto significa que a influência dos valores das amostras nos mapas simulados é determinada pela maior ou menor continuidade espacial denunciada nos modelos de variogramas. Para o efeito foram modelados dois cenários para o tipo de fluido presente na zona “alvo” (zona 2), salmoura e gás. A diferenciação de cada cenário traduziu-se na avaliação preliminar das distribuições locais da IA, obtidas através da aplicação da teoria da substituição de fluídos de Gassmann.

A primeira etapa do processo consiste na parametrização dos *inputs* do algoritmo. Na realização das imagens equiprováveis foi necessário definir o número de simulações/realizações utilizadas no algoritmo. De uma forma geral, poucas realizações geram mapas irregulares, porém um grande número de realizações pode promover uma convergência. No presente caso de estudo, optou-se por definir 6 iterações com 32 realizações para o cálculo da inversão pretendida.

Na Figura 46 apresenta-se o gráfico com a evolução da correlação do modelo global para o cenário B (fluido presente Gás). A mesma evolução na correlação foi observada para o cenário A.

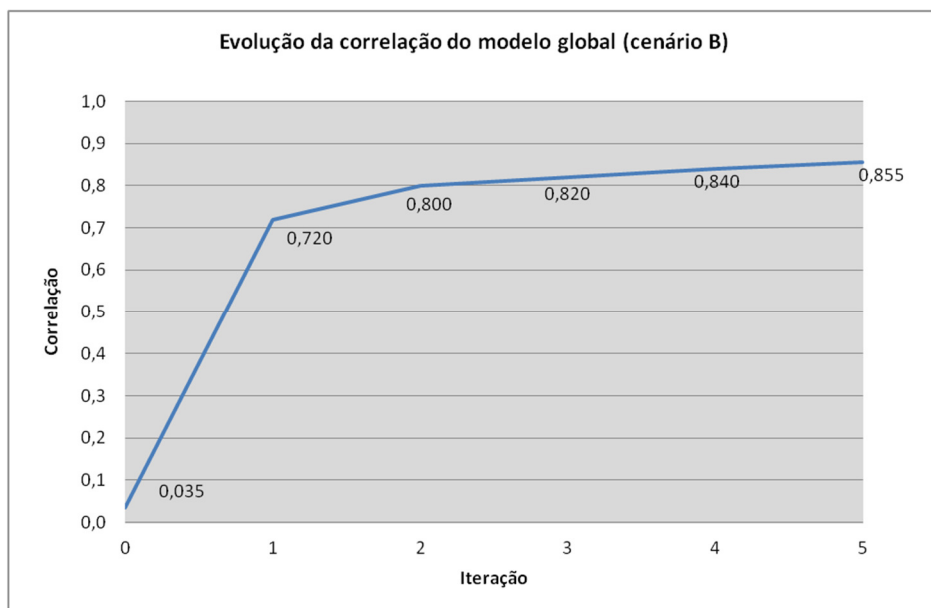


Figura 46 - Evolução da correlação do modelo global para o cenário B (fluido presente Gás).

Os resultados demonstraram uma convergência na correlação. Através da experimentação de diferentes números de realizações, verificou-se que o seu aumento promove uma diminuição nos valores do desvio padrão. Do ponto de vista computacional, a execução de 32 realizações provou ser suficiente para a presente simulação.

3.6.1 Cenário A (Areias com Salmoura - *Baseline*)

O primeiro cenário apresentado simula a presença do fluido Salmoura no potencial reservatório (zona “alvo”). A obtenção deste cenário resultou da otimização dos seguintes parâmetros; histogramas, *wavelet* e variografia. A computação destes parâmetros permitiu obter uma correlação global entre a sísmica sintética e a real de 0,855. Este foi considerado o cenário *Baseline*.

Na Figura 47 apresenta-se o cubo da sísmica sintética obtido na 6ª iteração (realização 2) e, o cubo da sísmica real.

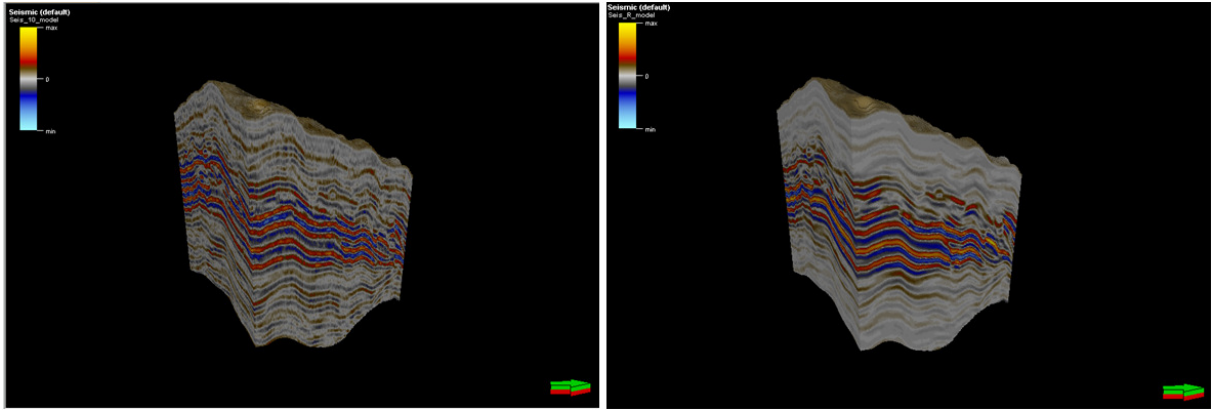
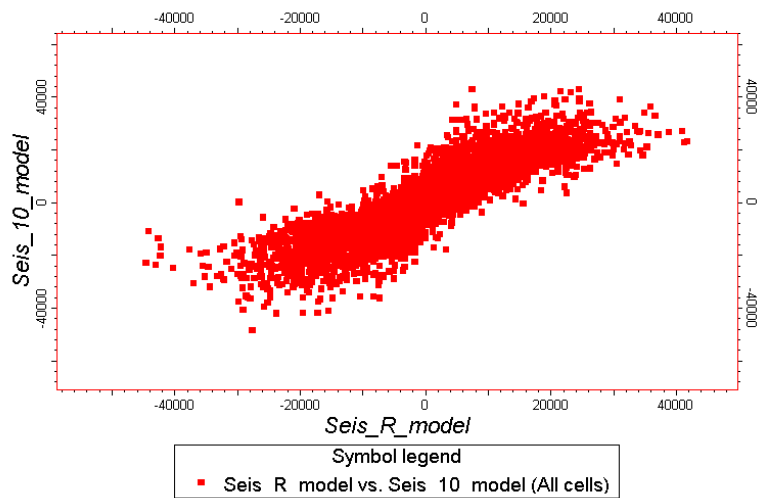


Figura 47 - Cubo da sísmica sintética (esq.) obtido na 6ª iteração (realização 2) e cubo da sísmica real (dir.).

A avaliação da correlação entre os modelos foi obtida utilizando a funcionalidade do Petrel 2013 (*function window*). A Figura 48 apresenta a correlação obtida entre os valores das amplitudes do modelo real e sintético. A pouca dispersão dos valores em torno do eixo xy revela o elevado valor de correlação obtido entre os modelos sintético e real.



Cenário A (Areias c/ Salmoura) Modelo Global N=10.544.294 (valores das amplitudes)	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Variância	Coefficiente Correlação
Modelo sísmica real	-57.833	48.689	-25,03	8.066	65.074.155,72	0,855
Modelo sísmica sintética (it 6_sim2)	-69.790	63.059	28,15	10.438	108.960.169,06	

Figura 48 – Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real (global) e o modelo da sísmica sintética.

A análise dos dados estatísticos entre os dois modelos revela uma grande proximidade entre os valores. Esta situação traduz uma correlação elevada, conforme ilustrado pelo gráfico de dispersão de pontos

(Figura 48). A Figura 49 ilustra os histogramas com as várias classes das amplitudes para o modelo global da sísmica real e sintética. A equivalência entre os histogramas confirma a correlação elevada obtida na IGE para o cenário A.

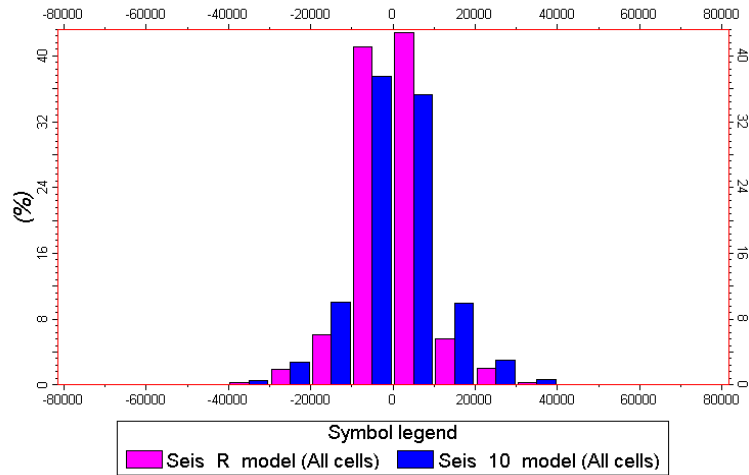


Figura 49 – Histograma das amplitudes para o modelo global da sísmica real (magenta) e sintética (azul).

O principal objetivo do trabalho consistiu em caracterizar a potencial capacidade de armazenamento de hidrocarbonetos da zona “alvo”, composta por canais de origem turbidítica. Assim procedeu-se à análise detalhada para esta zona.

A primeira etapa consistiu na avaliação da correlação entre as amplitudes da sísmica real e sintética. Para se proceder à análise consistente dos resultados obtidos na IGE, para ambos os cenários, foi definida uma posição no modelo ($i=125; j=125; k=193$). A escolha da posição teve por base os resultados obtidos no cubo das impedâncias acústicas (visualização de aglomerados com valores baixos de IA) e, da presença de meandros de canais observados no cubo da sísmica real.

A Figura 50 apresenta as imagens obtidas para o cubo da sísmica sintética e real, para a secção definida pela posição $i=125; j=125; k=193$ respetivamente.

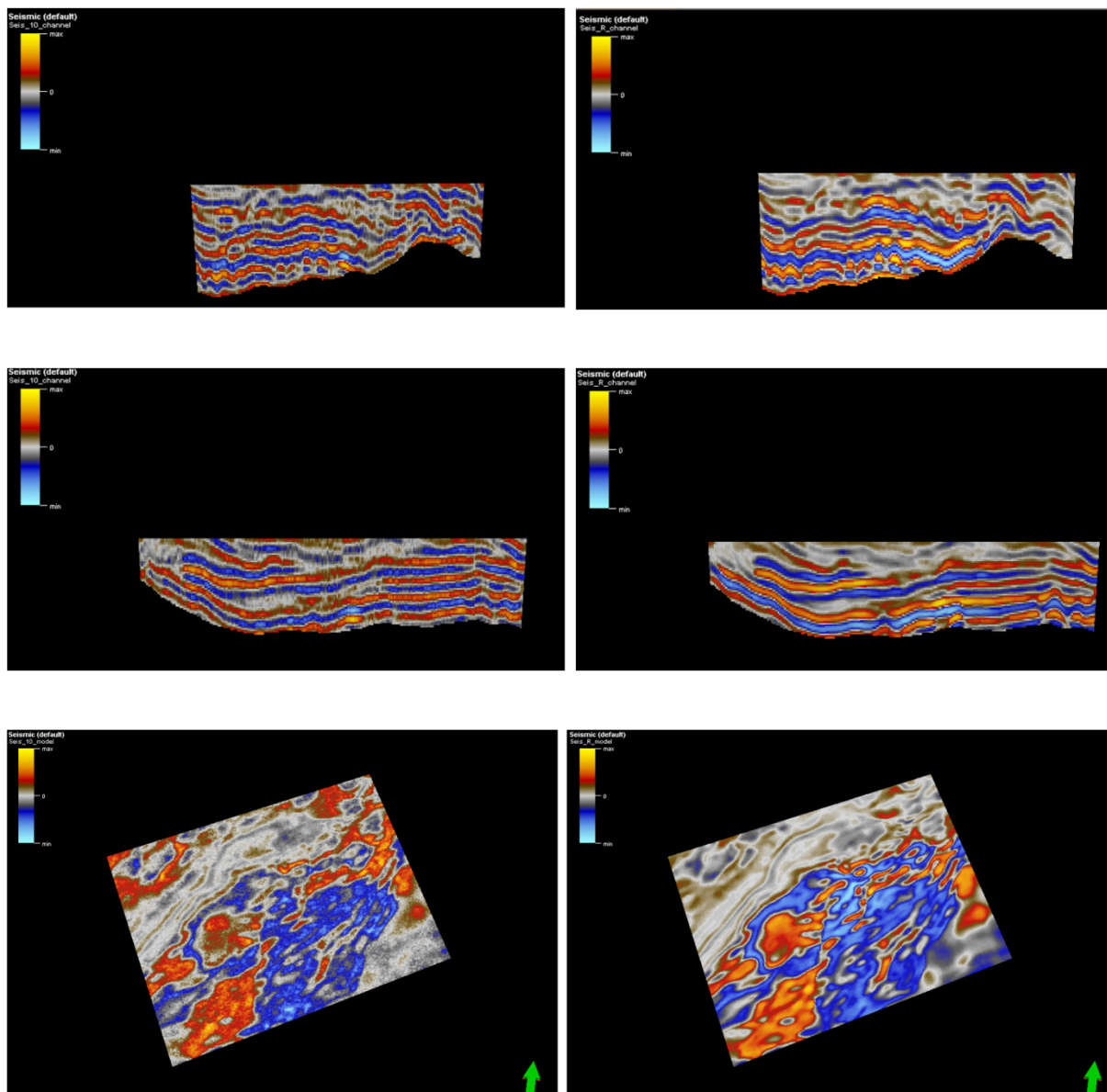
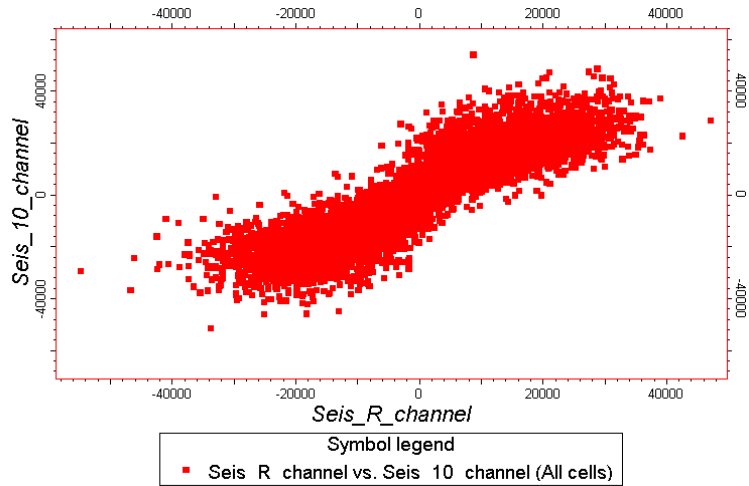


Figura 50 - Imagens obtidas para a sísmica sintética (lado esquerdo) e real (lado direito) para a sec o definida pela posi o $I=125$, $J=125$ e $K=193$, respetivamente.

A Figura 51 apresenta a correla o obtida entre os valores das amplitudes do modelo real e sintético para a zona "alvo". A pouca dispersão dos valores em torno do eixo xy revela o elevado valor de correla o obtido entre os modelos sintético e real de 0,890. A análise dos dados estatísticos entre os dois modelos revela uma grande proximidade entre os valores, situa o que traduz uma correla o elevada conforme ilustrado pelo gráfico de dispersão de pontos.



Cenário A (Areias c/ Salmoura) Zona "alvo" N=3.097.507 (valores das amplitudes)	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Variância	Coefficiente Correlação
Modelo sísmica real	-57.833	48.689	-72,95	13.119	172.116.553,84	0,890
Modelo sísmica sintética (it 6_sim2)	-69.790	63.059	174,63	16.029	256.957.857,26	

Figura 51 - Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real e o modelo da sísmica sintética para a zona "alvo".

A análise dos valores, máximo e mínimo, das amplitudes da sísmica sintética para a zona "alvo", confirmaram a presença de reflexões internas de elevada amplitude com continuidade elevada a média. Este tipo de contraste, acentuado na energia dos refletores, pode ser representativo de um corpo arenoso associado a ambientes deposicionais não-estacionários (ex. correntes turbidíticas).

A Figura 52 ilustra os histogramas com as várias classes das amplitudes para a zona "alvo" da sísmica real e sintética. A equivalência entre os histogramas confirma a correlação elevada obtida na IGE para o cenário A.

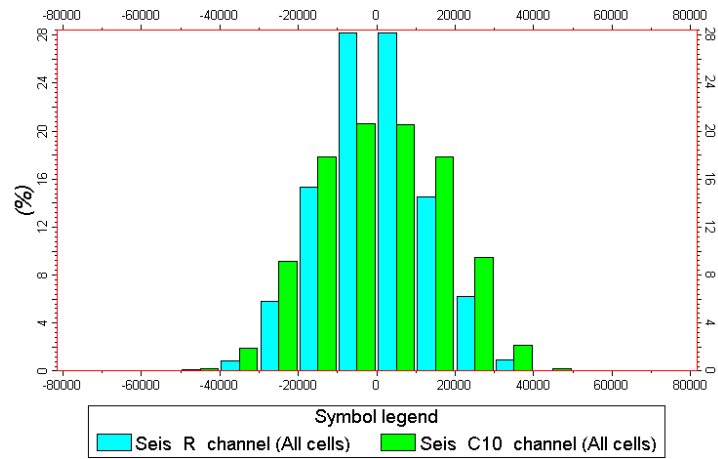
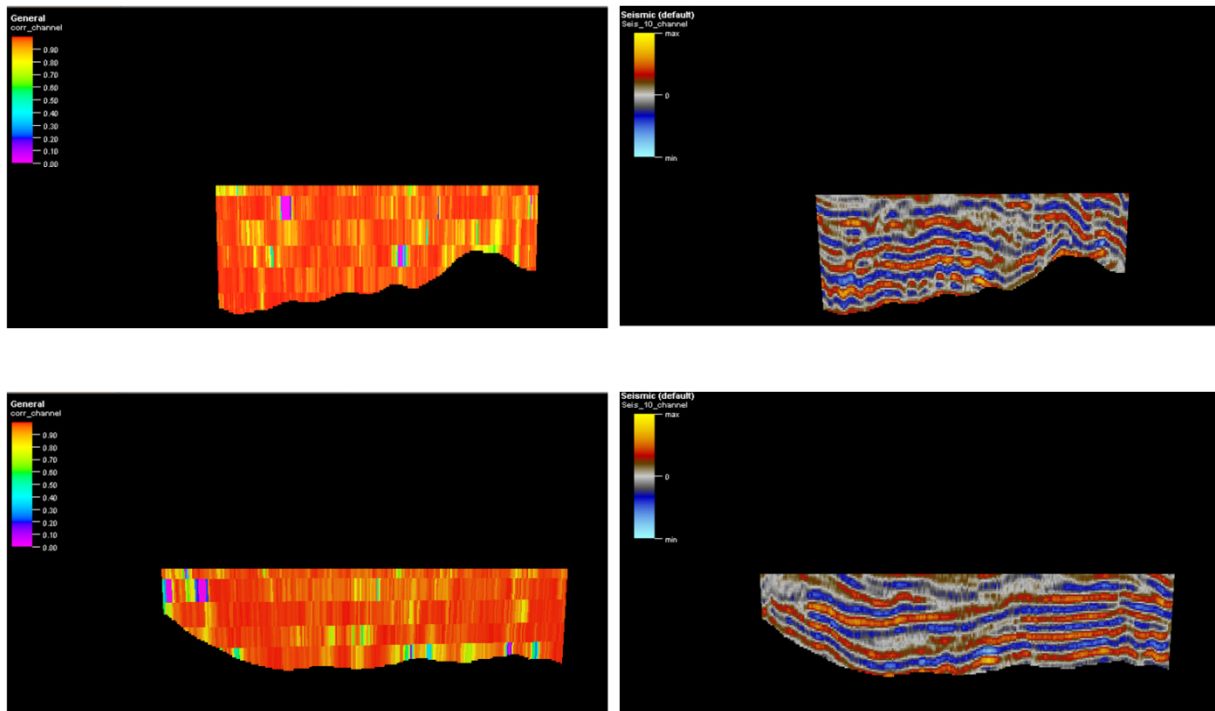


Figura 52 - Histograma das amplitudes para a zona “alvo” da sísmica real (azul) e sintética (verde).

A Figura 53 apresenta as imagens obtidas para a correlação (da simulação 2) entre a sísmica sintética e real para a secção definida pela posição $i=125$; $j=125$; $k=193$ respetivamente.



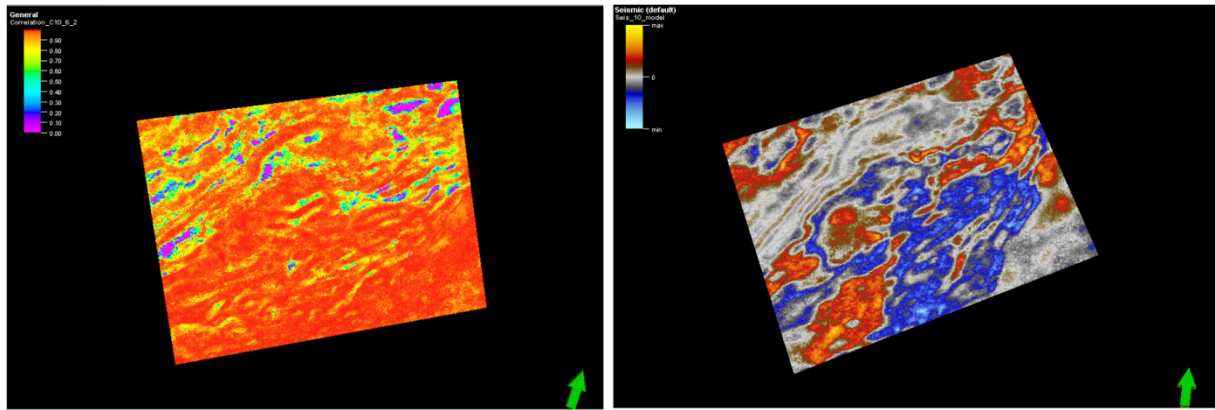


Figura 53 - Imagens obtidas para a correlação (lado esquerdo). No lado direito está a imagem correspondente da sísmica sintética para a secção definida pela posição $I=125$, $J=125$ e $K=193$.

Os valores reduzidos, observados para a correlação, em particular, na imagem da secção $k=193$, estão associados à transição de zonas. Na zona de fronteira, o cálculo da IGE simula valores com base nas distribuições e variografia das duas zonas, que no caso da zona 2 e zona 3 são distintas, resultando nos valores baixos de correlação.

A Figura 54 ilustra a presença de duas zonas, para a secção $k=193$, zona “alvo”, a azul e, zona 3, a vermelho.

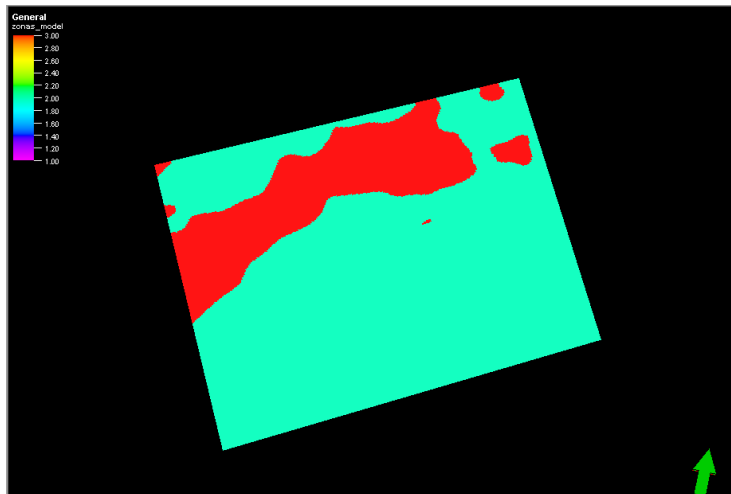
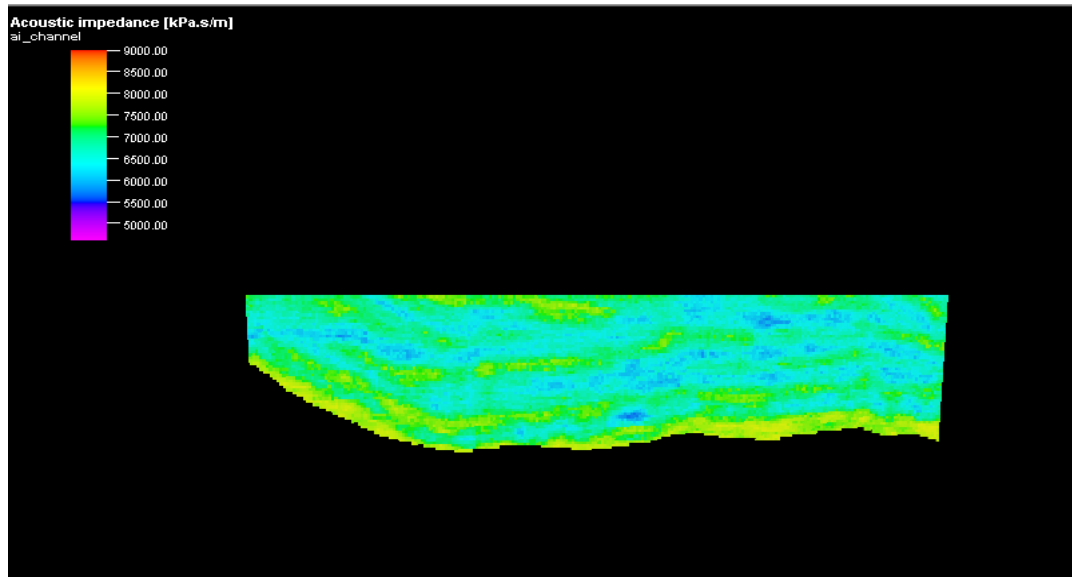
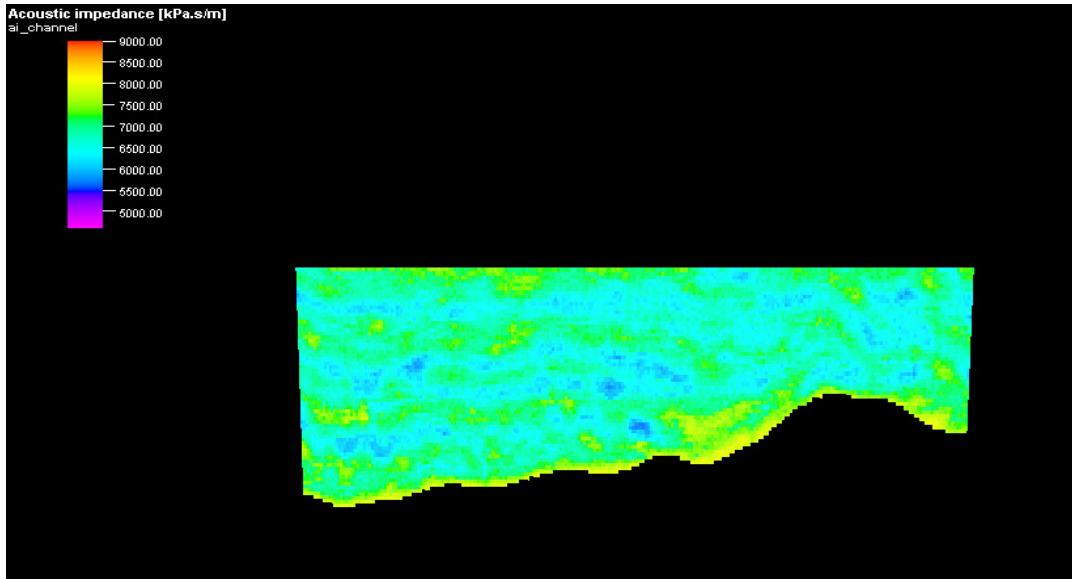


Figura 54 – Distinção de zonas para a secção $K=193$ (zona “alvo” a azul e zona 3 a vermelho).

O principal objetivo do cálculo da IGE consistiu na obtenção do cubo das IA. Os resultados obtidos para a realização nº2 da 6ª iteração, para a secção definida pela posição $i=125$; $j=125$ e $k=193$, são apresentados na Figura 55.



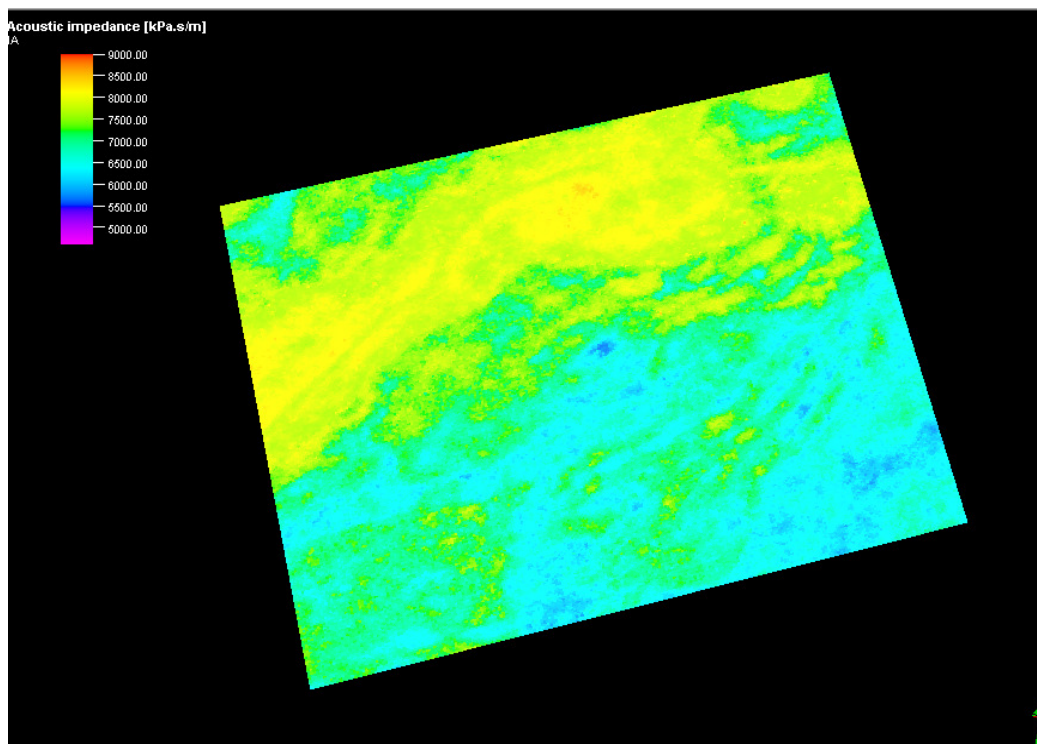


Figura 55 – Imagens obtidas para o cubo das impedâncias acústicas na zona “alvo”, para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.

A avaliação das imagens obtidas permitiu identificar zonas representativas de valores baixos de IA. Foi possível observar os meandros do sistema de canais identificados pela variação lateral dos valores de IA. As zonas identificadas a azul-escuro (baixos valores de IA $\approx 5500\text{kPa.s/m}$) podem sugerir zonas com porosidades elevadas, podendo ter capacidade de armazenar hidrocarbonetos.

A análise dos dados estatísticos entre as distribuições das IA para o modelo sintético e a distribuição inicial para a zona “alvo” (obtida através da teoria da substituição de fluídos) revela uma grande proximidade entre os valores, situação que traduz uma correlação elevada conforme ilustrado pelo histograma apresentado na Figura 56.

Os histogramas de frequência de valores das amostras são semelhantes aos histogramas dos valores simulados. Os valores simulados (azul) extremos aparecem com menor frequência do que no conjunto de amostras (rosa), existindo uma atenuação dos valores extremos. Observa-se ainda, um aumento da frequência dos valores em torno da média, como se pode verificar pela análise conjunta da Figura 57, dos dados estatísticos dos conjuntos de amostras e da realização nº2.

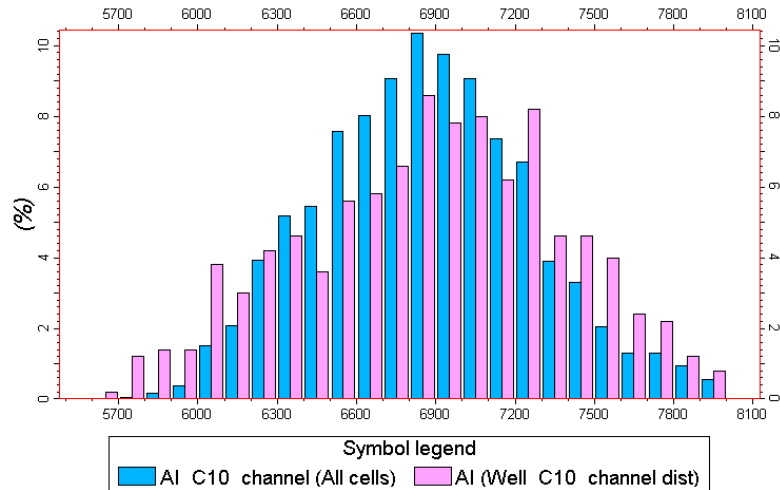


Figura 56 - Histograma das distribuições inicial (rosa) e obtida pela IGE (azul) das IA para a zona “alvo”.

Zona 2_Cenário A (Argilas / Areias)	Média	Variância	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
IA (Kpa s/m) Amostras (N=500) (Dist. Inicial)	6.870,07	246.952,78	496,94	5.650,27	7.982,91
IA (Kpa s/m) Amostras (N=3.097.507) (IGE: it 6_sim2)	6.867,38	159.482,16	399,35	5.650,27	7.982,91
IA (Kpa s/m) Amostras (N=3.097.507) (IGE: Média simulações)	6.867,49	154.450,01	393,00	5.651,39	7.977,41

Figura 57 – Avaliação das distribuições inicial e obtida pela IGE das IA (sim_2 e média das simulações) para a zona “alvo”.

Os valores da média das 32 realizações são atenuados quando comparados com os valores da realização nº2. Este facto é comprovado pela redução da variância da média das realizações (154.450) face à da realização nº2 (159.482). A comparação das imagens da IA para a realização nº2 e para a média das simulações apresenta-se na Figura 58.

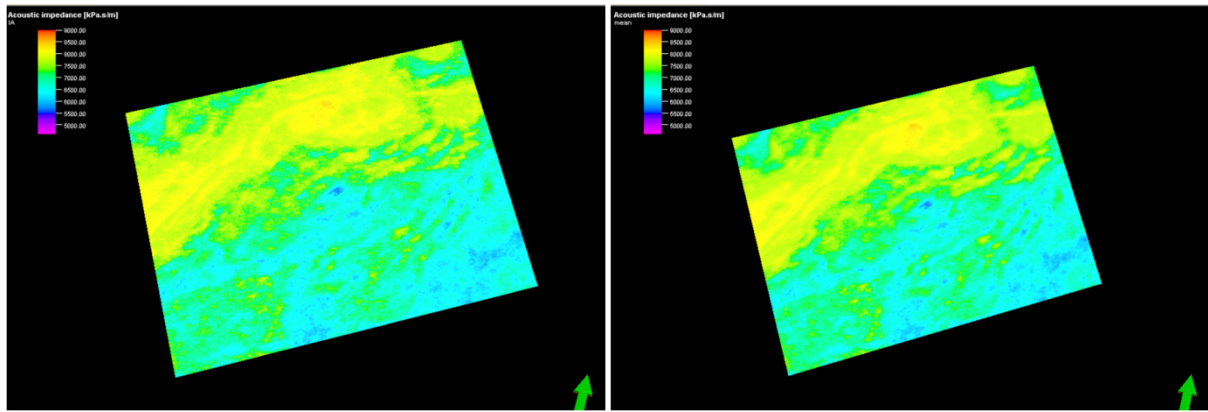


Figura 58 - Imagens obtidas para a secção definida pela posição K=193, da IA realização 2 (lado esquerdo). No lado direito está a imagem da IA para a média das 32 realizações.

Os variogramas teóricos são reproduzidos nas simulações geradas (Figura 59). A correlação no modelo global, que avalia as amplitudes reais e as sintéticas para a iteração final, apresenta um valor de 0,855.

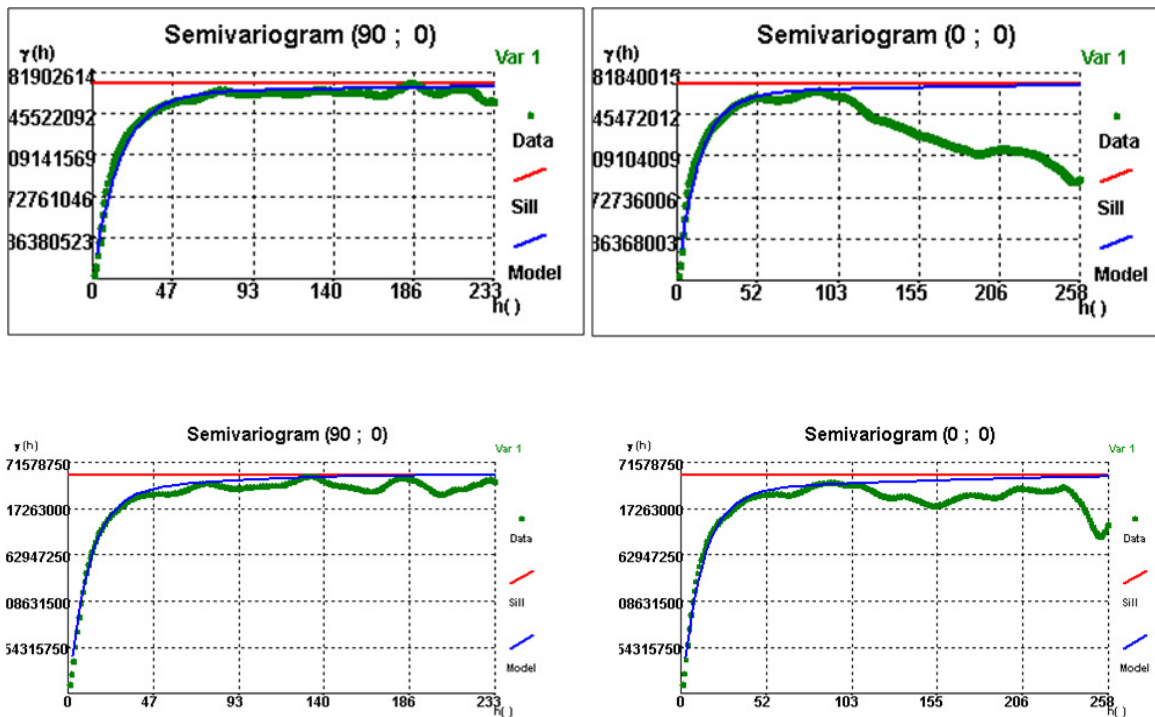


Figura 59 - Variogramas para a zona 2 das direções principais. Em cima estão representados os variogramas da sísmica real. Em baixo os variogramas da sísmica sintética obtidos através da IGE para a realização 2

A análise apresentada dos resultados obtidos através do método da IGE permite concluir que todos os princípios que estão na base do método são verificados. Assim, a dispersão espacial, os histogramas e, os principais padrões geomorfológicos são reproduzidos no cubo da sísmica sintética e das IA.

A Figura 60 apresenta os resultados obtidos para o modelo global na 6ª iteração para o cubo sintético, o melhor cubo de IA (BAI) e, o melhor cubo de correlações (BCC).

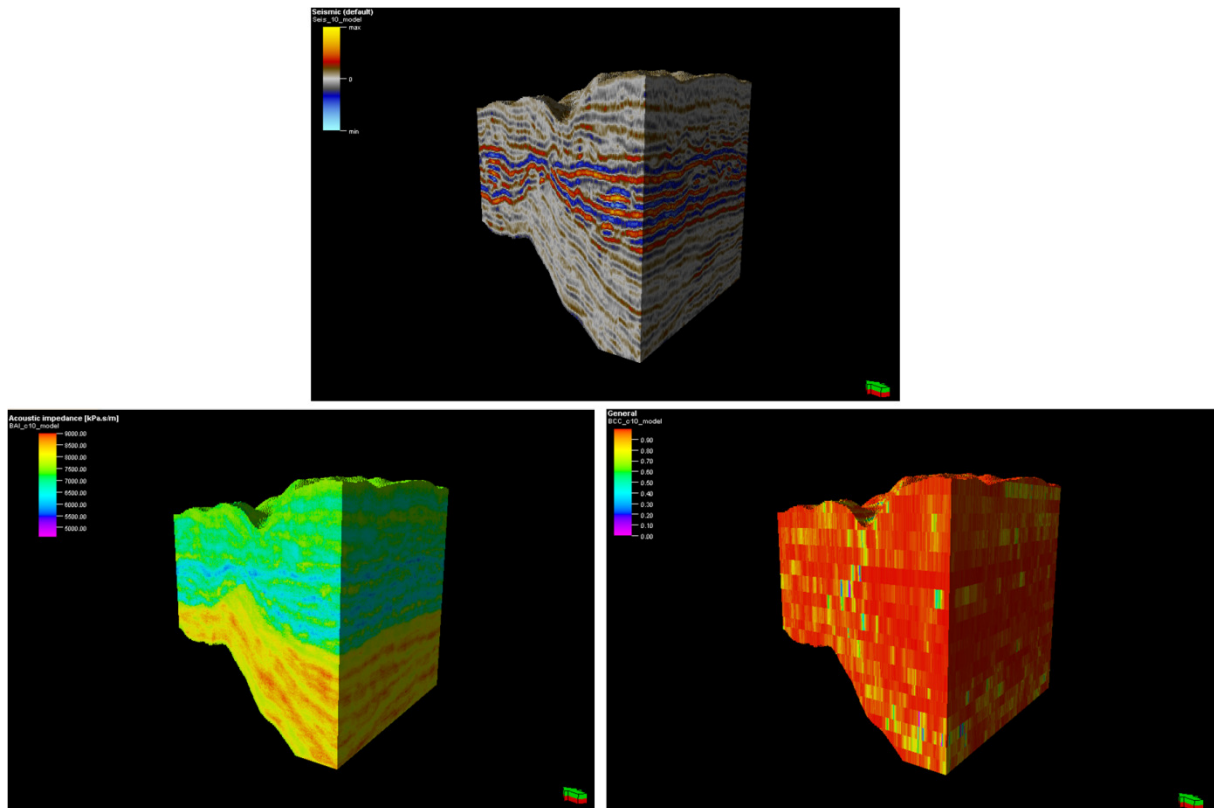


Figura 60 - Resultado obtido na 6ª iteração para o cubo sintético (em cima), o melhor cubo de IA (BAI) (em baixo à esquerda) e o melhor cubo de correlações (BCC) (em baixo à direita).

3.6.2 Cenário B (Areias com Gás)

O cenário B simula a presença do fluido Gás na zona “alvo” do potencial reservatório. A construção do cenário B teve por base o cenário *Baseline* (cenário A). Este cenário difere do *Baseline* na distribuição dos valores de IA para a zona “alvo” e na *wavelet*, que foi escalada para minimizar as diferenças entre as amplitudes reais e sintéticas.

A computação dos parâmetros otimizados permitiu obter uma correlação global entre a sísmica sintética e a real de 0,854.

Na Figura 61 apresenta-se o cubo da sísmica sintética obtido na 6ª iteração (realização nº1) e o cubo da sísmica real. No Anexo 6.2.1 apresenta-se a evolução dos resultados ao longo das iterações para o cubo da sísmica sintética, cubo das melhores IA (BAI) e, o cubo das melhores correlações (BCC).

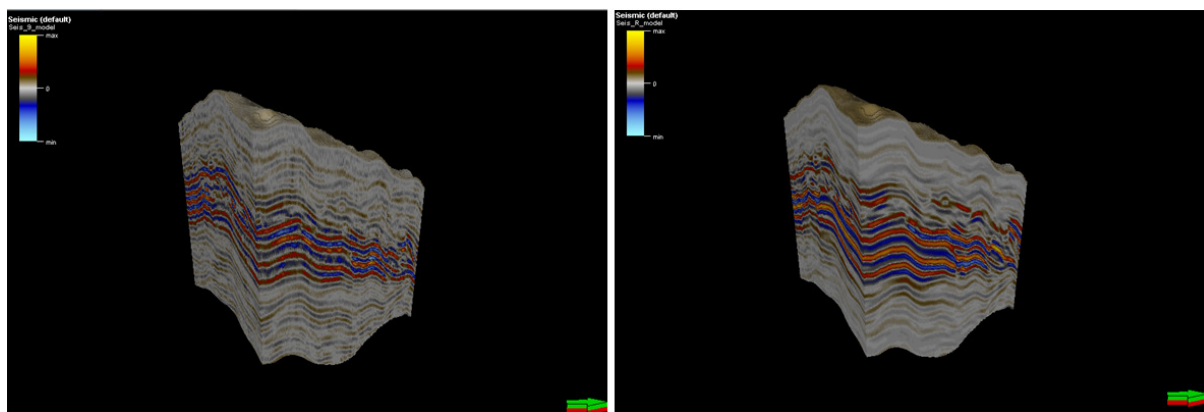
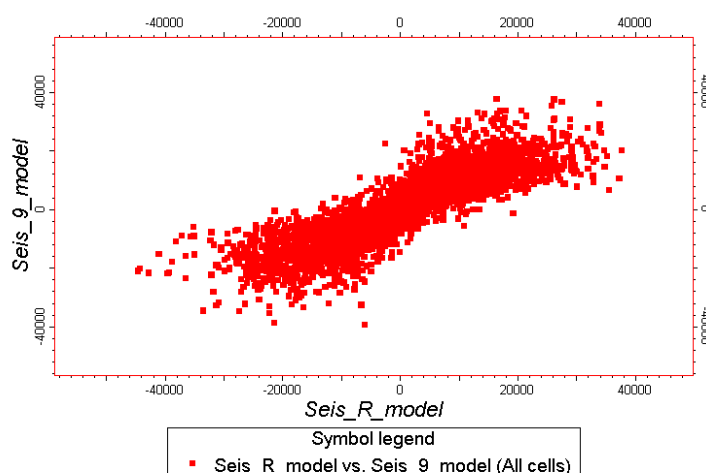


Figura 61 - Cubo da sísmica sintética obtido na 6ª iteração (realização 1) e o cubo da sísmica real.

A Figura 62 apresenta a correlação obtida entre os valores das amplitudes do modelo da sísmica real e sintético. A pouca dispersão dos valores em torno do eixo xy revela o elevado valor de correlação obtido entre os modelos sintético e real de 0,854.



Cenário B (Areias c/ Gás) Modelo Global N=10.544.294	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Variância	Coefficiente Correlação
Modelo sísmica real	-57.833	48.689	-25,03	8.066	65.074.155,72	0,854
Modelo sísmica sintética (it 6_sim1)	-55.636	57.826	18,62	7.724	59.660.327,82	

Figura 62 – Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real (global) e o modelo da sísmica sintética.

A análise dos dados estatísticos entre os dois modelos revela uma grande proximidade entre os valores, situação que traduz uma correlação elevada conforme ilustrado pelo gráfico de dispersão de pontos

(Figura 62). A Figura 63 ilustra os histogramas com as várias classes das amplitudes para o modelo global da sísmica real e sintética. A equivalência entre os histogramas confirma a correlação elevada, obtida na IGE para o cenário B.

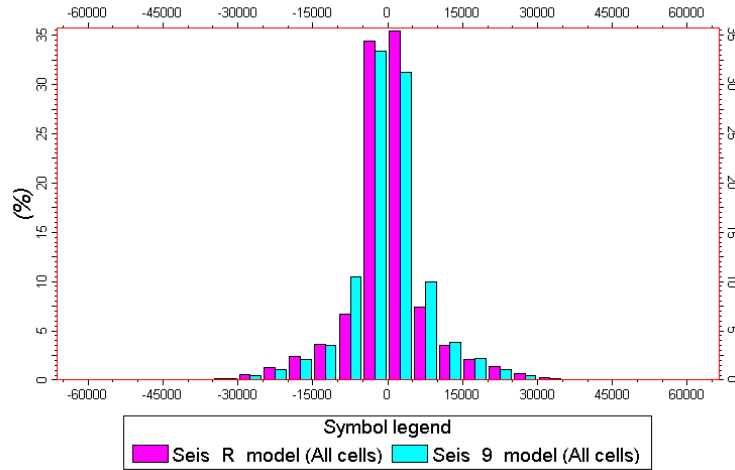


Figura 63 – Histograma das amplitudes para o modelo global da sísmica real (magenta) e sintética (azul).

De forma idêntica ao realizado para o cenário A, procedeu-se à caracterização da zona "alvo", composta por canais de origem turbidítica. A primeira etapa consistiu na avaliação da correlação das amplitudes entre a sísmica real e sintética para a zona "alvo". A análise dos resultados obtidos na IGE foi definida para a mesma posição identificada para o cenário A ($i=125$; $j=125$; $k=193$).

A Figura 64 apresenta as imagens obtidas para a sísmica sintética e real para a secção definida pela posição $i=125$; $j=125$; $k=193$ respetivamente.

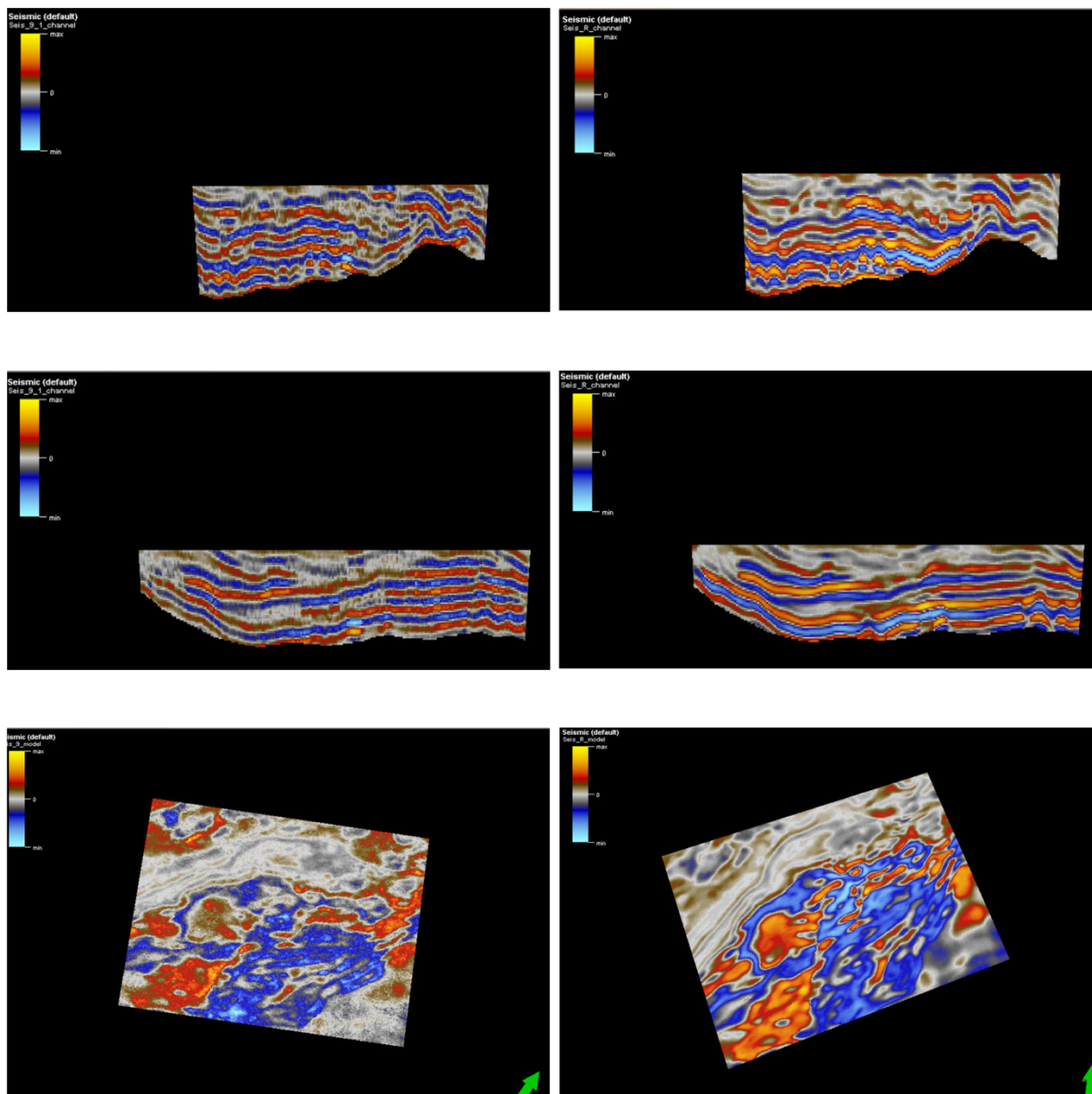
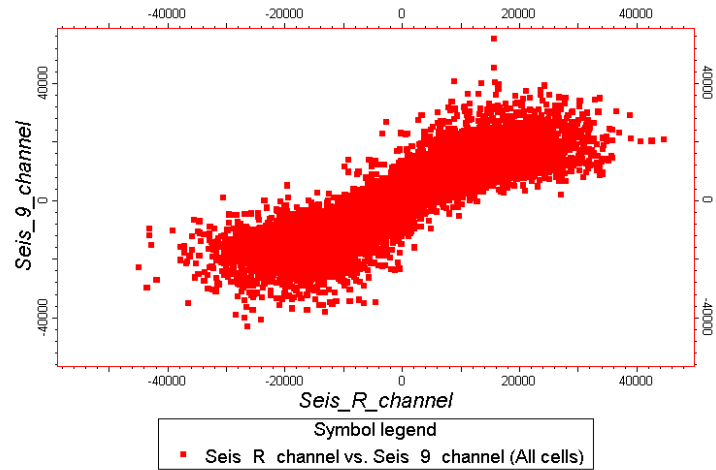


Figura 64 - Imagens obtidas para a sísmica sintética (lado esquerdo) e real (lado direito) para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.

A Figura 65 apresenta a correlação obtida entre os valores das amplitudes do modelo real e sintético para a zona “alvo”. A pouca dispersão dos valores em torno do eixo xy revela o elevado valor de correlação obtido entre os modelos sintético e real de 0,871. A análise dos dados estatísticos entre os dois modelos revela uma grande proximidade entre os valores, situação que traduz uma correlação elevada conforme ilustrado pelo gráfico de dispersão de pontos.



Cenário B (Areias c/ Gás) Zona "alvo" N=3.097.507 (valores das amplitudes)	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Variância	Coefficiente Correlação
Modelo sísmica real	-57.833	48.689	-72,95	13.119	172.116.553,84	0,871
Modelo sísmica sintética (it 6_sim1)	-55.636	57.826	79,57	12.765	162.937.728,60	

Figura 65 - Avaliação da correlação entre o modelo da sísmica real e o modelo da sísmica sintética para a zona “alvo”.

A Figura 66 ilustra os histogramas com as várias classes das amplitudes para a zona “alvo” da sísmica real e sintética. A equivalência entre os histogramas confirma a correlação elevada, obtida na IGE para o cenário B.

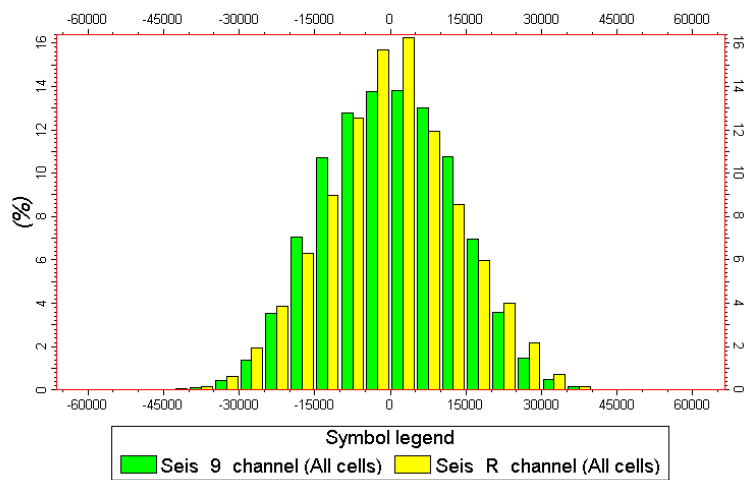


Figura 66 - Histograma das amplitudes para a zona “alvo” da sísmica real (amarelo) e sintética (verde).

A Figura 67 apresenta as imagens obtidas para a correlação (da realização n^o1) entre a sísmica sintética e real para a secção definida pela posição $i=125$; $j=125$; $k=193$ respetivamente.

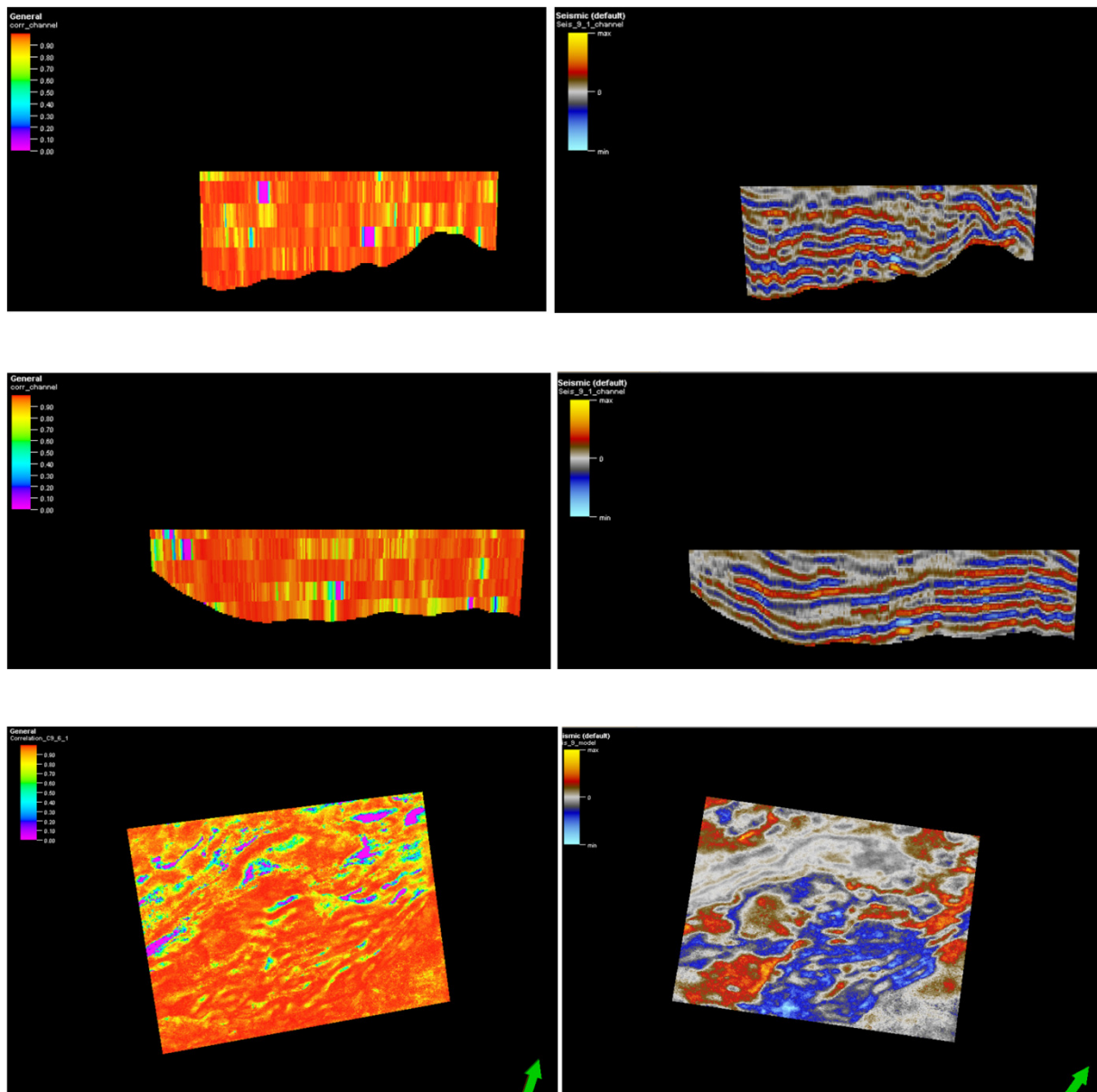
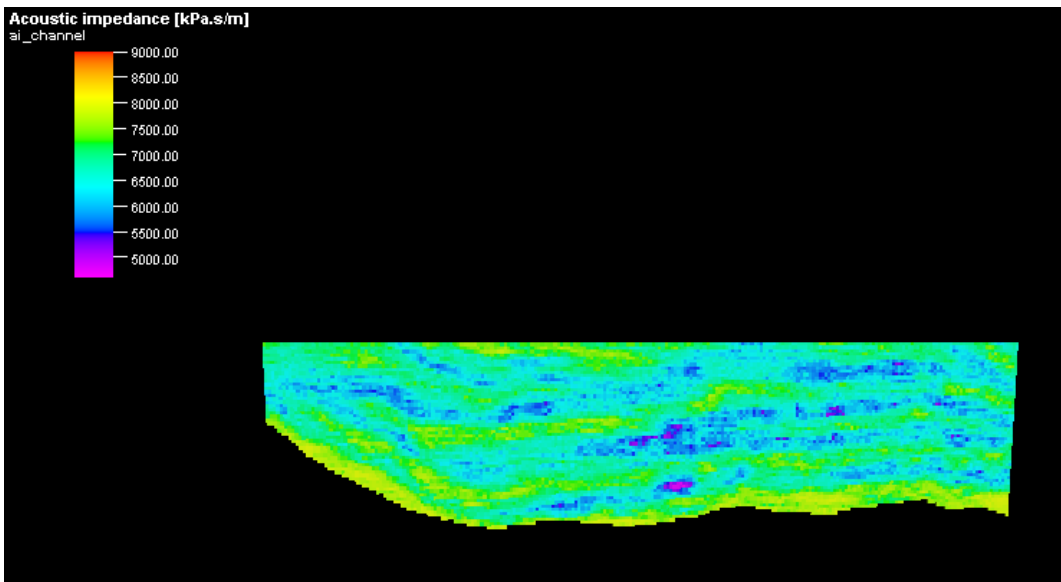
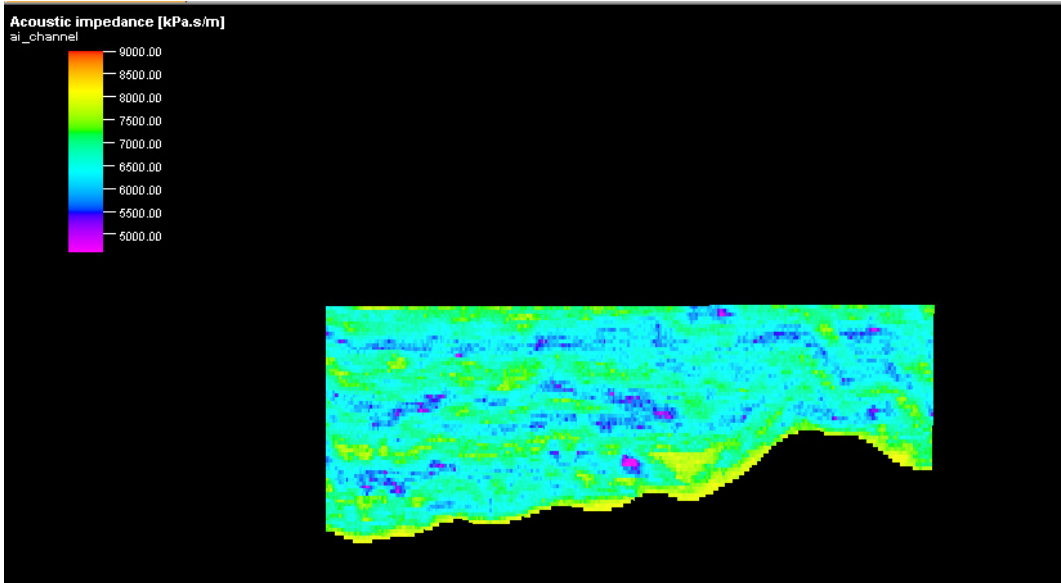


Figura 67 - Imagens obtidas para a correlação (lado esquerdo). No lado direito está a imagem correspondente da sísmica sintética para a secção definida pela posição $I=125$, $J=125$ e $K=193$.

De forma idêntica ao observado no cenário A, os valores baixos observados para a correlação, em particular, na imagem da secção $k=193$, estão associados à transição de zona.

O principal objetivo do cálculo da IGE consistiu na obtenção do cubo das IA. Os resultados obtidos para a realização n^o1 da 6^a iteração, para a secção definida pela posição $i=125$; $j=125$ e $k=193$ são apresentados na Figura 68.



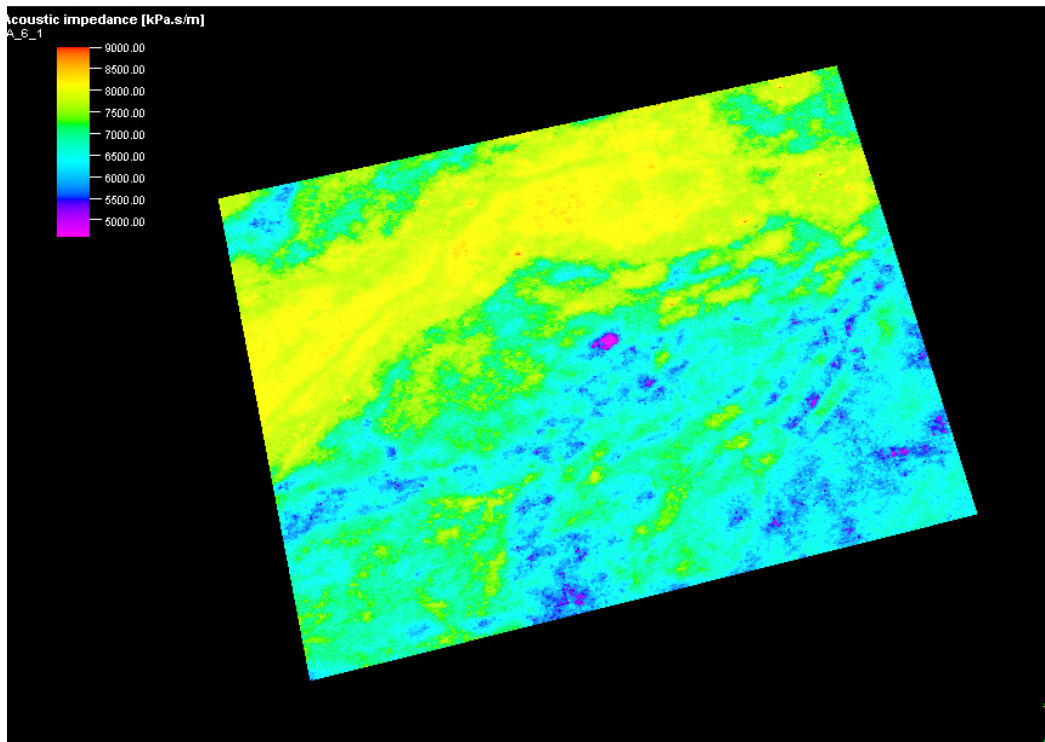


Figura 68 – Imagens obtidas para o cubo das impedâncias acústicas na zona “alvo”, para a seção definida pela posição I=125, J=125 e K=193.

A avaliação das imagens obtidas permitiu identificar as mesmas zonas representativas de valores baixos de IA identificadas no cenário A. As zonas identificadas a magenta (baixos valores de IA $\approx 4600\text{kPa.s/m}$) podem de forma idêntica, ao interpretado para o cenário A, representar zonas com porosidades elevadas, podendo ter capacidade de armazenar hidrocarbonetos.

A identificação de aglomerados com valores reduzidos de IA para a mesma localização, independente do cenário simulado, permite concluir tratar-se de potenciais zonas com valores de porosidade elevados, com eventual capacidade para armazenar hidrocarbonetos.

A análise dos dados estatísticos entre as distribuições das IA para o modelo sintético e a distribuição inicial para a zona “alvo” (obtida através da teoria da substituição de fluídos) revela uma grande proximidade entre os valores, situação que traduz uma correlação elevada conforme ilustrado pelo histograma apresentado na Figura 69.

Os histogramas de frequência de valores das amostras são semelhantes aos histogramas dos valores simulados. Os valores simulados (laranja) extremos aparecem com menor frequência do que no conjunto de amostras (verde). Regista-se ainda, uma atenuação dos valores extremos com um aumento de frequência dos valores em torno da média, como se pode verificar pela análise conjunta da Figura 70 dos dados estatísticos dos conjuntos de amostras e da realização n^o1.

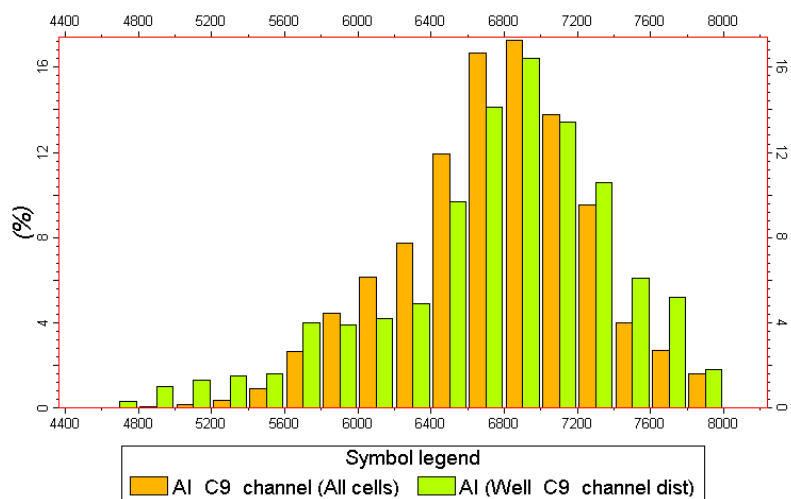


Figura 69 - Histograma das distribuições inicial (verde) e obtida pela IGE (laranja) das IA para a zona “alvo”.

Zona 2_Cenário B (Argilas / Areias)	Média	Variância	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
IA (Kpa s/m) Amostras (N=1.000) (Dist. Inicial)	6.752,45	399.884,67	632,36	4.608,42	7.956,24
IA (Kpa s/m) Amostras (N=3.097.507) (IGE: it 6_sim1)	6.750,75	254.138,09	504,12	4.608,42	7.956,24
IA (Kpa s/m) Amostras (N=3.097.507) (IGE: Média simulações)	6.750,78	243.702,19	493,66	4.619,68	7.947,23

Figura 70 – Avaliação das distribuições inicial e obtida pela IGE das IA (sim_1 e média das simulações) para a zona “alvo”.

Os valores da média das 32 realizações são atenuados, quando comparados com os valores da realização nº1. Este facto é comprovado pela redução da variância da média das realizações (243.702) face à da realização nº1 (254.138). A comparação das imagens da IA para a realização nº1 e para a média das simulações apresenta-se na Figura 71.

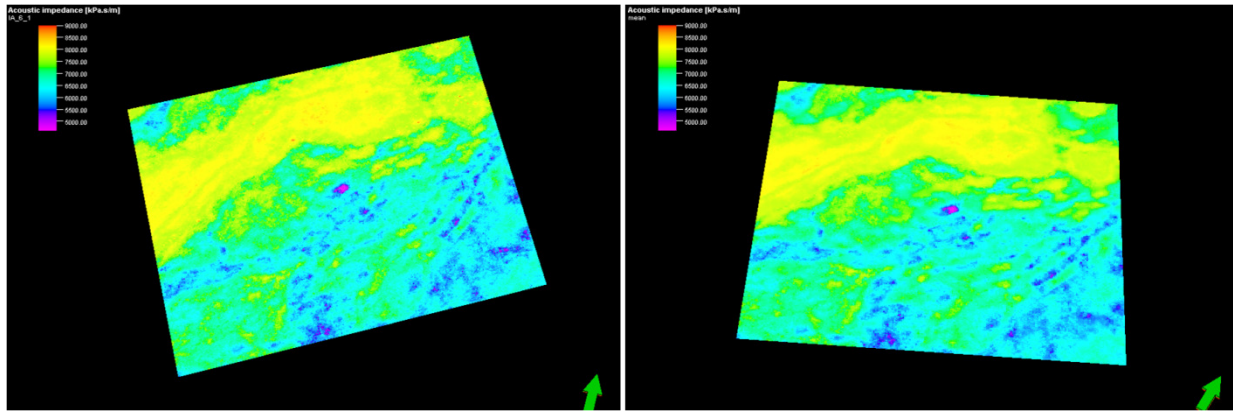


Figura 71 - Imagens obtidas para a secção definida pela posição K=193, da IA realização 1 (lado esquerdo). No lado direito está a imagem da IA para a média das 32 realizações.

Os variogramas teóricos são reproduzidos nas simulações geradas (Figura 72). A correlação do modelo global que avalia as amplitudes reais e as sintéticas para a iteração final apresenta um valor de 0,854.

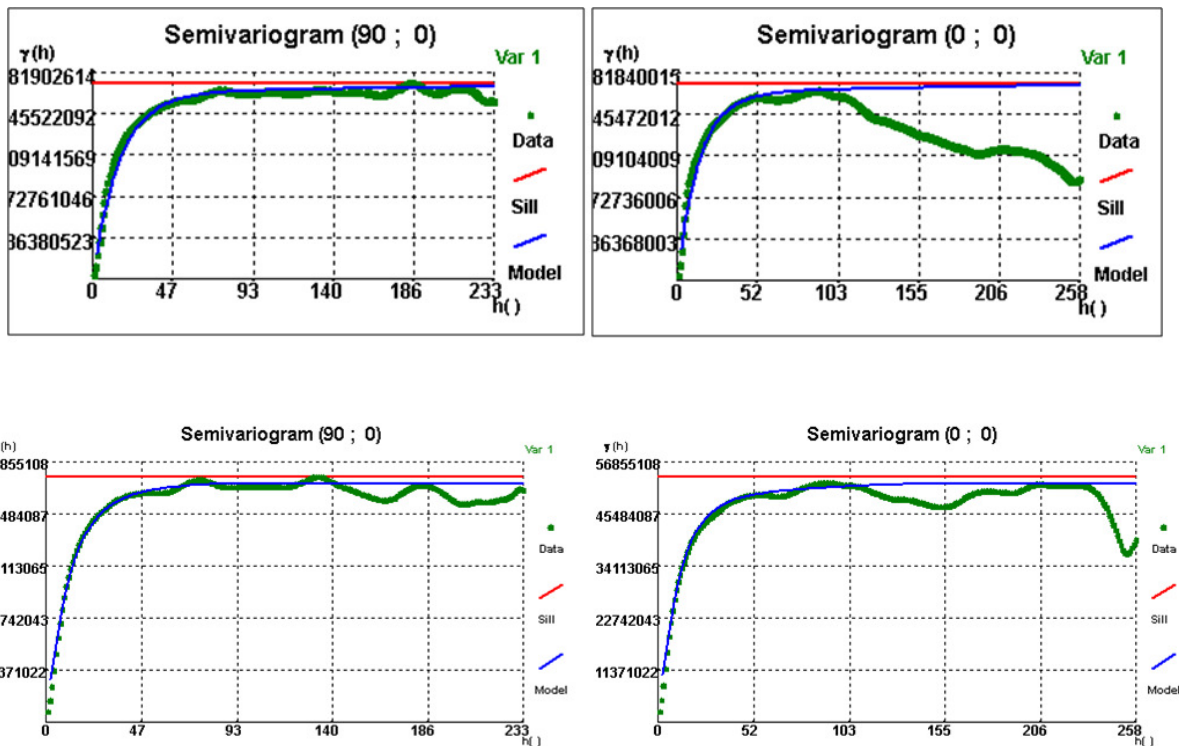


Figura 72 – Variogramas para a zona 2 das direções principais. Em cima estão representados os variogramas da sísmica real. Em baixo os variogramas da sísmica sintética obtidos através da IGE para a realização 1.

A análise apresentada dos resultados obtidos através do método da IGE permite concluir que todos os princípios que estão na base do método são verificados. Assim, a dispersão espacial, os histogramas e, os principais padrões geomorfológicos são reproduzidos no cubo da sísmica sintética e das IA.

A Figura 73 apresenta o resultado obtido (modelo global) na 6ª iteração para o cubo sintético, o melhor cubo de IA (BAI) e, o melhor cubo de correlações (BCC).

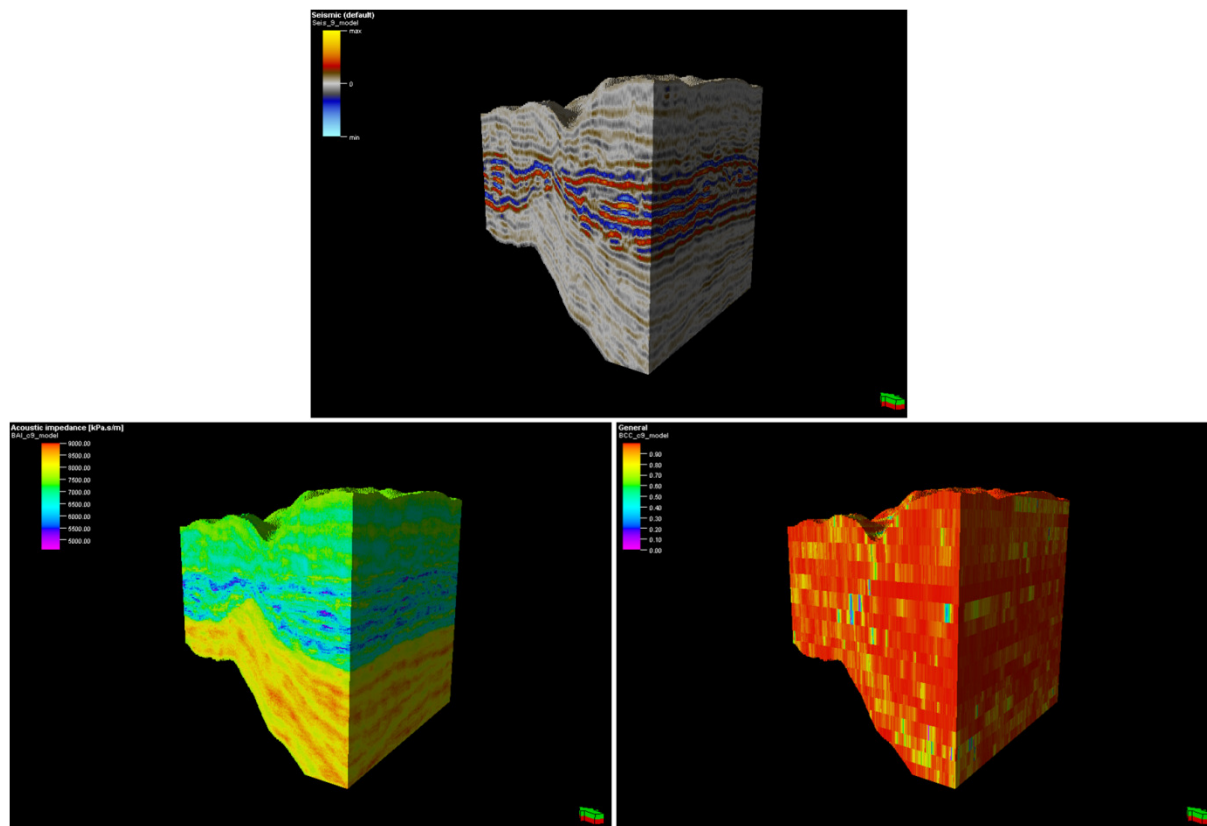


Figura 73 - Resultado obtido na 6ª iteração para o cubo sintético (em cima), o melhor cubo de IA (BAI) (em baixo à esquerda) e o melhor cubo de correlações (BCC) (em baixo à direita).

3.7 Avaliação da Incerteza

Possivelmente, mais importante do que gerar modelos dos valores mais prováveis das propriedades em estudo, ou modelos de equiprováveis de valores das propriedades, é conseguir avaliar a incerteza local e a incerteza espacial associada a cada um destes modelos. Através do método de simulação estocástica utilizado na IGE é possível medir estas duas grandezas.

A incerteza pode ser definida como a probabilidade de o valor num dado ponto x_0 exceder ou ser menor do que um dado valor de corte, ou a probabilidade de o valor local de x_0 estar contido entre os dois quartis (Soares, 2006).

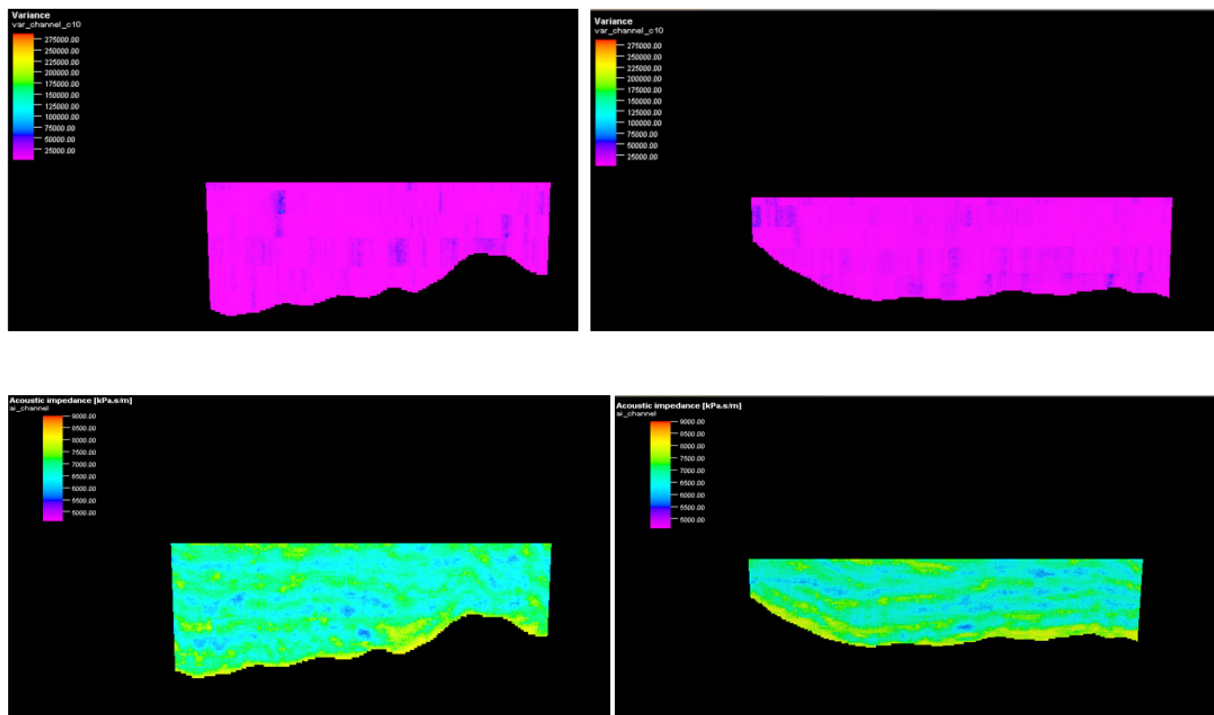
São conhecidos dois tipos de incerteza: local e espacial. Define-se incerteza local como aquela que contempla um ponto ou área específica (probabilidade individual), tal como citado acima. No entanto, a geoestatística centra-se na probabilidade de um conjunto de pontos exceder, simultaneamente, um dado valor limite (probabilidade conjunta). Esta última entende-se por incerteza espacial e resulta do

comportamento simultâneo do conjunto de variáveis. Para a sua determinação usam-se modelos geoestatísticos de simulação.

3.7.1 Incerteza Local

A incerteza local foi avaliada pelo cubo da variância das 32 realizações obtidas pela IGE, uma vez que a variação em cada ponto do cubo depende das diferenças entre cada ponto simulado e a média das simulações nesse ponto. Quando a variância da estimacão aumenta, influencia a função de distribuição local, aumentando a probabilidade de serem simulados pontos mais afastados da média, aumentando assim a variância da simulacão e a incerteza local.

Na Figura 74 apresentam-se os resultados obtidos para a variância das 32 realizações e os resultados da realizacão nº2 da IA para o cenário A (fluido presente Salmoura).



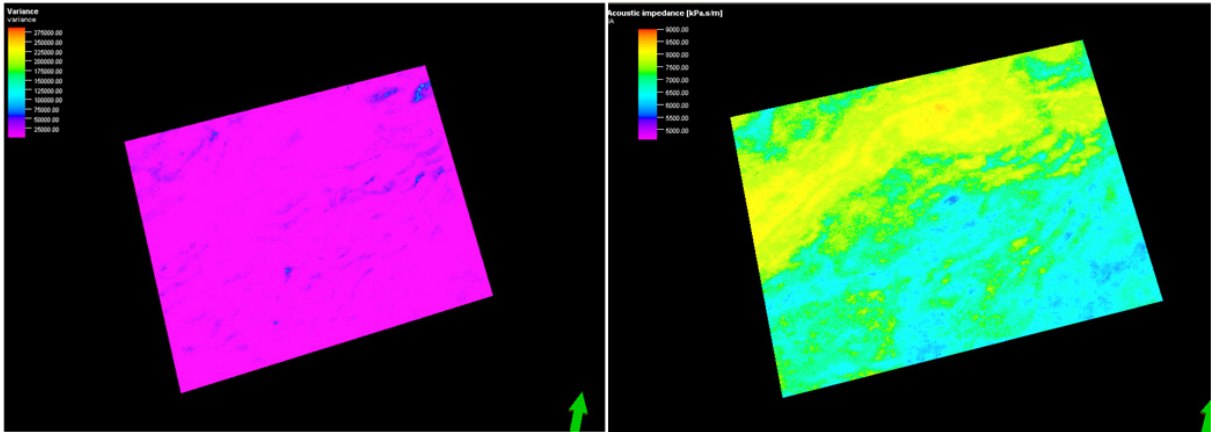
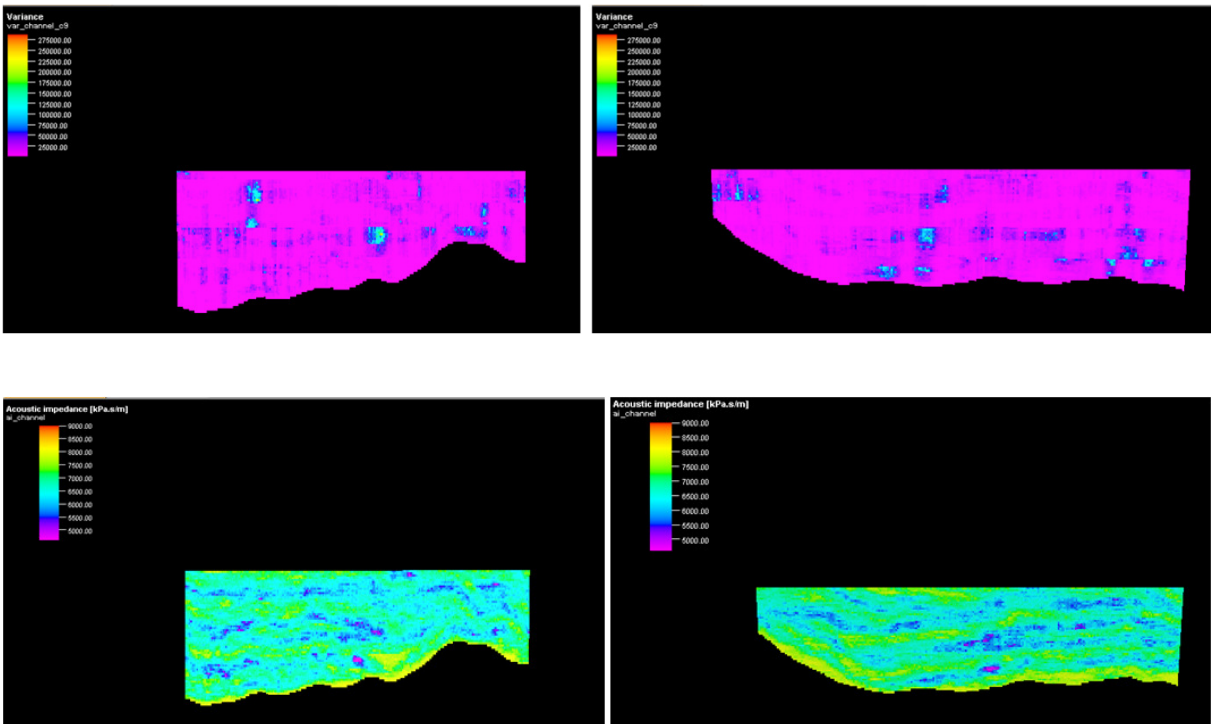


Figura 74 - Imagens obtidas para o cubo da variância das 32 realizações das IA na zona “alvo”, para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193, para o cenário A.

Na Figura 75 apresentam-se os resultados obtidos para a variância das 32 realizações e os resultados da realização 2 da IA para o cenário A (fluido presente Salmoura).



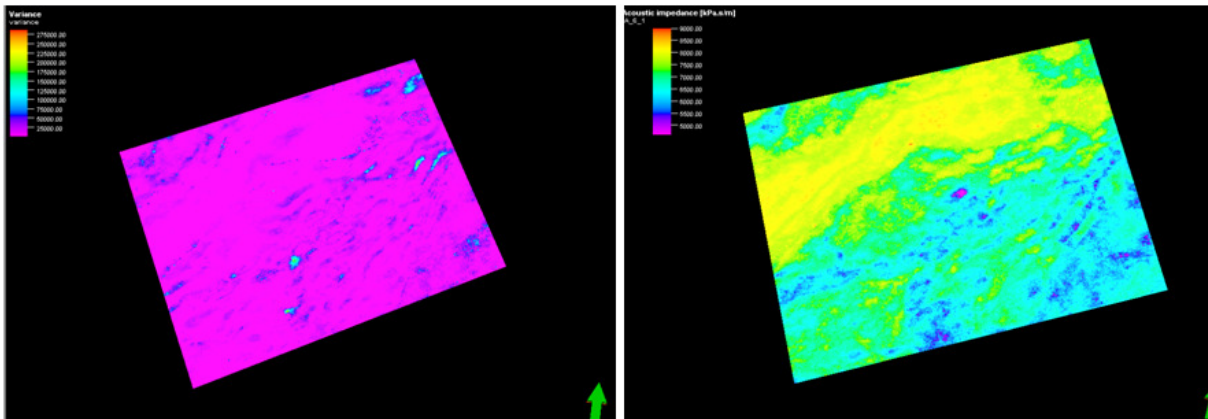


Figura 75 - Imagens obtidas para o cubo da variância das 32 realizações das IA na zona “alvo”, para a secção definida pela posição I=125, J=125 e K=193, para o Cenário B.

A análise dos resultados obtidos permitiu concluir que os valores reduzidos para a variância das simulações geradas pelo método sequencial direto no cálculo da IGE, está relacionada com a maior atenuação de valores que foi originada pela utilização da SSD e co-SSD, como se pode verificar nos histogramas e nos dados estatísticos analisados no capítulo 3.6.

3.7.2 Incerteza Espacial

Para avaliar a incerteza espacial, i.e., a probabilidade conjunta de vários pontos no espaço excederem o mesmo valor de corte, são usados os modelos geoestatísticos de simulação, com os quais se pretende gerar um conjunto de imagens do fenómeno espacial, nas quais os estatísticos de variabilidade espacial (histograma e variograma ou covariância espacial), quantificados pelas amostras, são reproduzidos. Estas imagens, com igualdade de representação do fenómeno espacial, denominam-se imagens equiprováveis (Soares, 2006).

A incerteza espacial foi avaliada através da análise de um conjunto de modelos simulados equiprováveis. Por exemplo, pode-se verificar que nas 8 realizações apresentadas na Figura 76 (para maior detalhe ver Anexo 6.1.3) para o cenário A, na zona assinalada, o valor da impedância é $\approx 5500\text{kPa s/m}$.

A zona assinalada caracteriza-se pela consistência de valores reduzidos de IA que estão associados a valores elevados de porosidade. Esta zona pode ter qualidade para reservatório de hidrocarbonetos.

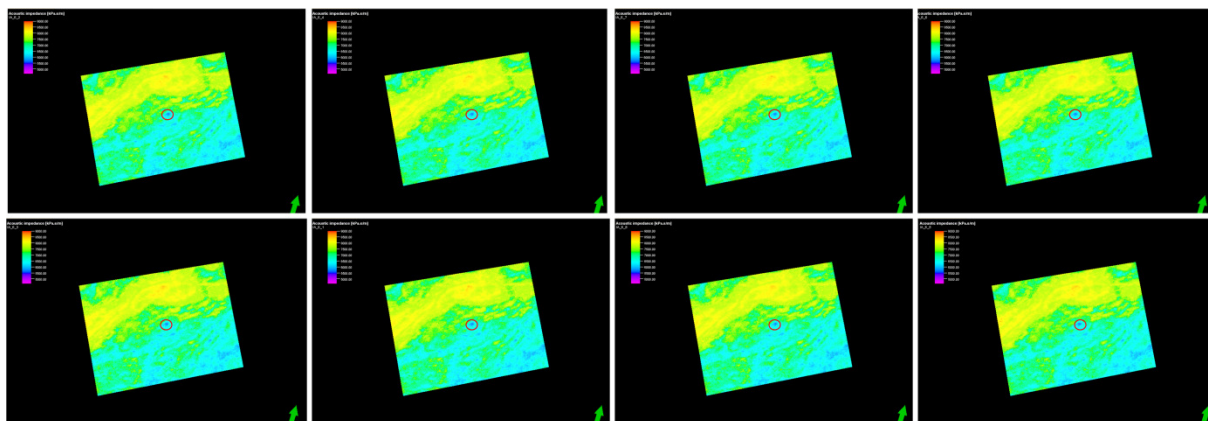


Figura 76 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA para o cenário A, na posição K=193.

Para o cenário B verifica-se que, para a mesma zona identificada para o cenário A, existe uma presença localizada de valores reduzidos de IA, com valores da ordem dos 4600kPa s/m.

Esta situação reforça a possibilidade, de a zona assinalada, ser dotada de propriedades petrofísicas, como porosidade elevada, com potencial para armazenar hidrocarbonetos. O conjunto das 8 imagens equiprováveis para o cenário B apresenta-se na Figura 77 (para maior detalhe ver Anexo 6.2.4).

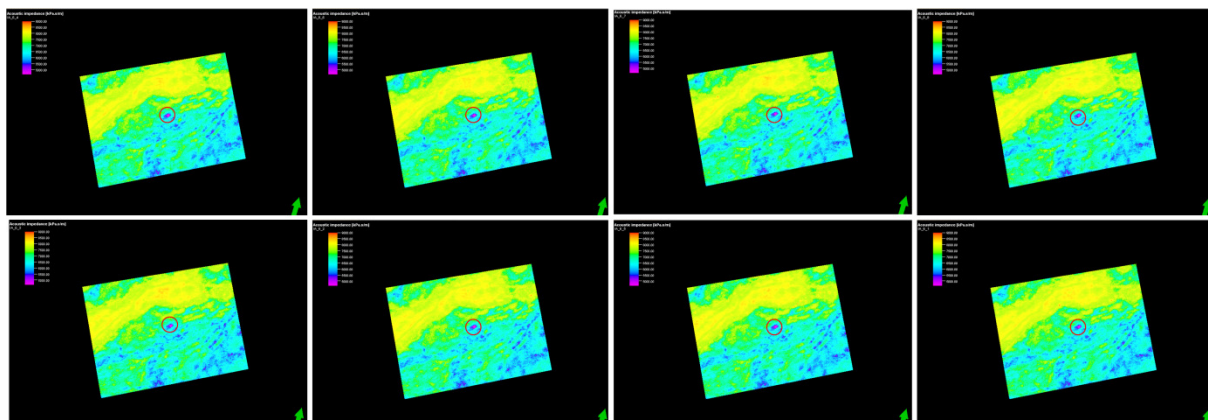


Figura 77 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA para o cenário B, na posição K=193.

Para avaliar a incerteza espacial calcularam-se os cubos dos percentis 25 e 75 de cada conjunto de pontos simulados. Ou seja, cada ponto destes cubos representa o percentil 25 ou 75, do conjunto de todos os valores simulados para cada ponto de todas as soluções equiprováveis.

Na Figura 78 apresentam-se os cubos do percentil 25 e 75, do mínimo, e máximo do conjunto das 32 realizações obtidas pela IGE da IA para o cenário A.

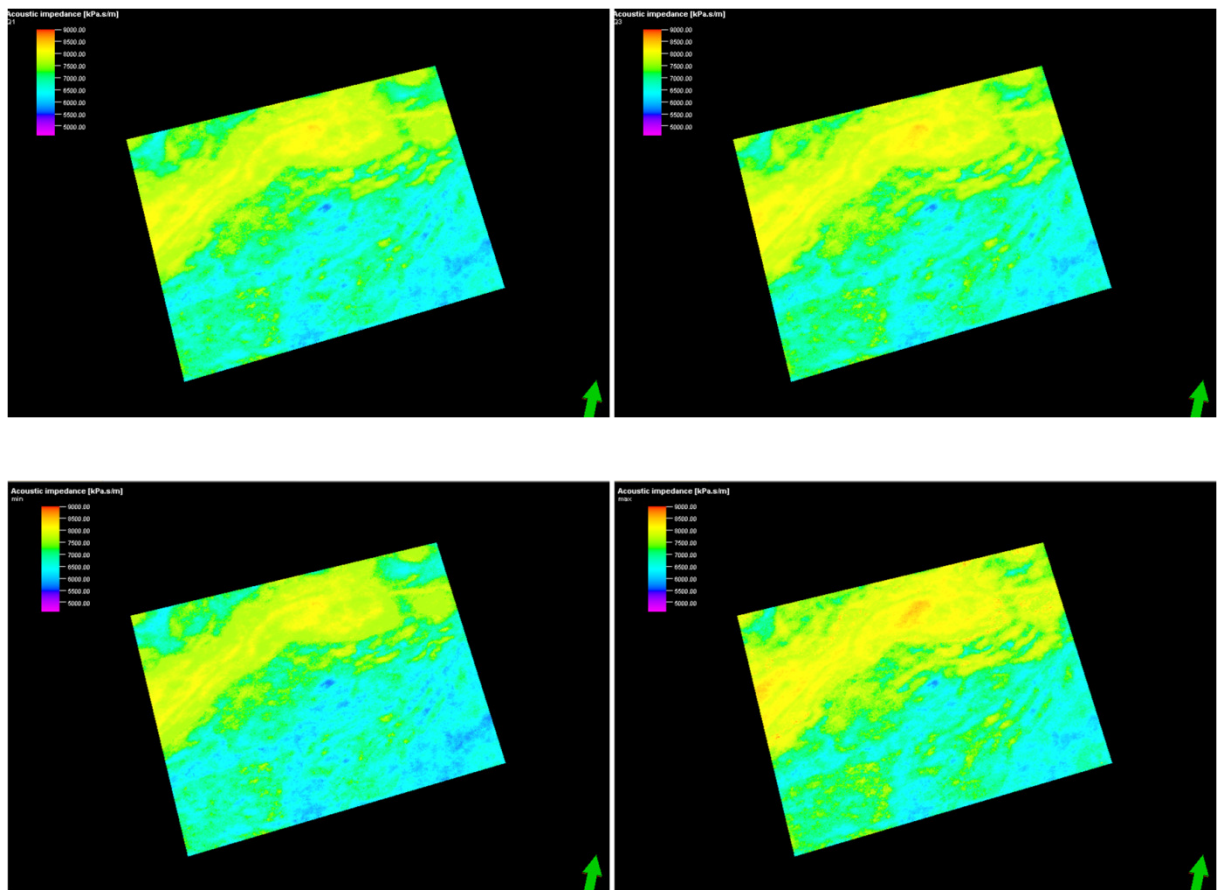


Figura 78 – Cenário A: Em cima Cubos do percentil 25 (esquerda) e 75 (direita). Em baixo Cubos do mínimo (esquerda) e máximo (direita), para a posição K=193.

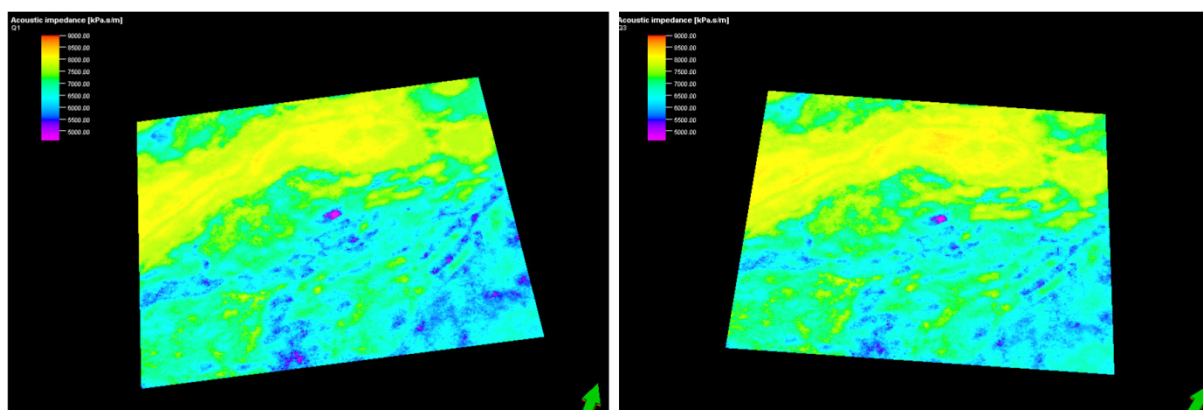
Na Figura 79 apresentam-se os dados estatísticos para o cenário A da avaliação da incerteza espacial para a zona “alvo”.

Zona 2_Cenário A IA (Kpa s/m) (Argilas / Areias)	Média	Variância	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
Distribuição Inicial Amostras (N=500)	6.870,07	246.952,78	496,94	5.650,27	7.982,91
IGE: it 6_sim2 Amostras (N=3.097.507)	6.867,38	159.482,16	399,35	5.650,27	7.982,91
IGE: BAI_it 6 Amostras (N=3.097.507)	6.866,33	157.547,96	396,92	5.650,27	7.982,91
IGE: Máximo_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.997,37	152.600,14	390,64	5.657,16	7.982,91
IGE: Mínimo_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.733,53	164.606,08	405,72	5.650,27	7.971,39
IGE: Média_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.867,49	154.450,01	393,00	5.651,39	7.977,41
IGE: Quartil 25_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.826,72	157.167,38	396,44	5.650,27	7.982,91
IGE: Quartil 75_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.908,88	153.609,64	391,93	5.651,24	7.982,91

Figura 79 – Quadro com os dados estatísticos do Cenário A, para a avaliação da incerteza espacial para a zona “alvo”.

Os histogramas da comparação dos dados estatísticos com a amostra original apresentam-se no Anexo 6.1.4.

Na Figura 80 apresentam-se os cubos do percentil 25 e 75, do mínimo, e máximo do conjunto das 32 realizações obtidas pela IGE da IA para o cenário B.



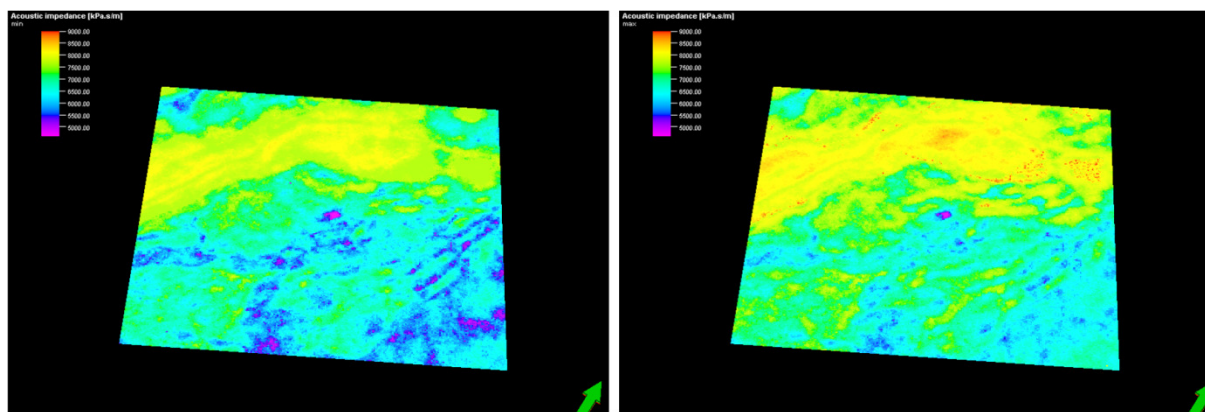


Figura 80 - Cenário B: Em cima Cubos do percentil 25 (esquerda) e 75 (direita). Em baixo Cubos do mínimo (esquerda) e máximo (direita), para a posição K=193.

Na Figura 81, apresentam-se os dados estatísticos para o cenário B da avaliação da incerteza espacial para a zona “alvo”.

Zona 2_Cenário B IA (Kpa s/m) (Argilas / Areias)	Média	Variância	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
Distribuição Inicial Amostras (N=1.000)	6.752,45	399.884,67	632,36	4.608,42	7.956,24
IGE: it 6_sim1 Amostras (N=3.097.507)	6.750,75	254.138,09	504,12	4.608,42	7.956,24
IGE: BAI_it 6 Amostras (N=3.097.507)	6.749,58	251.300,10	501,30	4.608,42	7.956,24
IGE: Máximo_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.927,06	211.619,44	460,02	4.674,40	7.956,24
IGE: Mínimo_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.556,33	307.814,41	554,81	4.608,42	7.945,65
IGE: Média_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.750,78	243.702,19	493,66	4.619,68	7.947,23
IGE: Quartil 25_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.695,21	259.719,92	509,63	4.608,42	7.951,26
IGE: Quartil 75_it 6 (32 sim.) Amostras (N=3.097.507)	6.809,06	230.812,13	480,43	4.628,07	7.956,24

Figura 81 - Quadro com os dados estatísticos do Cenário B, para a avaliação da incerteza espacial para a zona “alvo”.

Os histogramas da comparação dos dados estatísticos com a amostra original apresentam-se no Anexo 6.2.5.

4 NOTAS FINAIS

O âmbito da presente dissertação reforçou a grande aplicabilidade prática dos modelos de simulação estocástica. Para além de permitirem gerar modelos das propriedades petrofísicas dos reservatórios petrolíferos, possibilitam ainda avaliar de uma forma expedita a incerteza associada aos modelos e, efetuar a respetiva análise de riscos.

4.1 Conclusões

O estudo elaborado apresentou a temática de um campo subamostrado onde a escassez de informação dificulta a caracterização morfológica do reservatório. A utilização do algoritmo de inversão global estocástica por zonas (GSI ZONES) demonstrou ser uma ferramenta adicional e viável na fase inicial da caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos. A computação do algoritmo fornece dados associados à incerteza para cada cenário simulado. Os dados apresentados da incerteza podem ser utilizados no cálculo das reservas (P90, P50 e P10) numa fase inicial da decisão da viabilidade do potencial reservatório.

Nos primeiros cenários simulados utilizou-se uma *wavelet* teórica do tipo Ricker de fase zero. As correlações obtidas para este tipo de *wavelet* foram muito reduzidas, com coeficiente de correlação na ordem de 0,55. A *wavelet* estatística utilizada no algoritmo GSI ZONES permitiu atingir um coeficiente de correlação para a zona “alvo” (canais turbidíticos do Miocénico superior) de 0,89 no cenário A (fluido presente Salmoura) e de 0,87 no cenário B (fluido presente Gás).

Para a análise do espaço de incerteza foram utilizadas ferramentas estatísticas. Assim, para a avaliação da incerteza local, foi utilizada a variância do conjunto de imagens equiprováveis simuladas. Na avaliação da incerteza espacial foram utilizados os cubos dos quartis, máximo e mínimo do conjunto de imagens equiprováveis simuladas. Pela análise do cubo das variâncias das imagens simuladas, foi possível verificar que a variância apresentava valores significativamente baixos, com a exceção na transição de zonas. Esta situação é confirmada pelos valores baixos observados no cubo das correlações.

O aumento da incerteza espacial na zona de fronteira deve-se à influência das distribuições locais e variografia da zona adjacente à qual se pretende simular o ponto. Para minimizar a influência da distribuição de zonas vizinhas garantiu-se uma relativa sobreposição entre as distribuições adjacentes, respeitando o tipo de fácies definido para cada zona do modelo. Na zona de falhas também se verificou um aumento da variância. Esta situação é confirmada pelos diferentes tipos de materiais presentes em cada plano da falha.

A utilização da teoria da substituição de fluídos de Gassmann permitiu simular tipos de fluídos presentes na zona “alvo”, através do balizamento de valores de IA. A utilização da modelação das propriedades petrofísicas das rochas provou ser uma ferramenta muito consistente quando os parâmetros de *input* das equações de Gassmann estão bem calibrados e respeitem as condições de pressão, temperatura do potencial reservatório.

A análise realizada para ambos os cenários permitiu identificar uma região ($i=125$; $j=125$ e $k=193$) caracterizada por valores baixos de IA, bem demarcada do resto da população circundante. A região identificada está associada a refletores sísmicos contínuos com amplitude negativa muito elevada. Esta situação comprova a passagem de um meio com IA elevada para um meio com menor IA. Este contraste acentuado das amplitudes pode sugerir a presença de um corpo arenoso. Esta zona poderá assim, ter potencial para armazenar hidrocarbonetos, porque valores baixos de impedância estão normalmente associados a valores elevados de porosidade.

A proximidade entre os valores de correlação para cada cenário (Salmoura e Gás) não permitiu concluir sobre a presença de hidrocarbonetos, possibilitando apenas identificar regiões confinadas caracterizadas por baixos valores de IA. Estas regiões podem confirmar a presença de um corpo arenoso, datado do Miocénico superior, conforme está descrito no estudo geológico da bacia sedimentar da região em estudo.

4.2 Próximos Estudos

O estudo apresentado tem potencialidade para ser explorado e aprofundado. Para situações análogas de campos subamostrados, a comprovação da veracidade dos modelos 3D de IA, obtidos através do algoritmo GSI ZONES, poderá ter consideráveis vantagens económicas nas fases iniciais do estudo da caracterização de reservatórios. A execução de poços exploratórios, em regiões remotas (*deep-offshore*), requer investimentos avultados.

Os passos seguintes na utilização e confirmação da robustez do algoritmo GSI ZONES poderão passar pelo cálculo de atributos sísmicos. O cálculo de atributos sísmicos (ex.: atributo amplitude RMS), utilizando o cubo da sísmica sintética, pode confirmar a existência de zonas com baixas impedâncias acústicas através da identificação de valores de amplitudes RMS elevados.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, F., 2012. Inversão Estocástica de Sísmica 3D Post-Stack e Dados de Poço para a Caracterização de Reservatórios e Modelação de Propriedades. Tese de mestrado, Universidade Nova Lisboa (não publicada), 83 p.
- Azevedo, L., et al. (2012) - Seismic Attributes for Constraining Geostatistical Seismic Inversion. Ninth International Geostatistics Congress, Oslo, Norway.
- Azevedo, L. (2013). Geostatistical methods for integrating seismic reflection data into subsurface Earth models. Lisboa: Instituto Superior Técnico.
- Barclay F., A. Bruun, K. B. Rasmussen, J. Camara-Alfaro, A. Cooke, D. Cooke, D. Salter, R. Godfrey, D. Lowden, S. McHugo, H. Özdemir, S. Pickering, F. Gonzalez-Pineda, J. Herwanger, S. Volterrani, A. Murineddu, A. Rasmussen, and R. Roberts, 2008, Seismic inversion reading between the lines: Oilfield Review, Spring, 42–63, accessed April 22, 2011; http://www.ocean.slb.com/Docs/PSIV-B1/Seismic_Inversion_ReadingBetween.pdf.
- Batzle, M. & Wang, Z. Seismic properties of pore fluids. Geophysics, 57, 11, pp. 1396-1408, 1992.
- Bortoli, L., Alabert, F., & Journel, A. (1993). Constraining stochastic images to seismic data. Geostatistics (pp. 325-557). Troia'92: Kluwer, Dordrecht.
- Bosh, M., Mukerji, T., & Gonzalez, E. F. (2010). Seismic inversion for reservoir properties combining statistical rock physics and geostatistics: A review. Geophysics, 75A165-75A176.
- Caers, J. (2000). Direct sequential indicator simulation. 6th International Geostatistics Congress, Cape Town.
- Caetano, H. (2009). Integration of seismic information in reservoir models: Global Stochastic Inversion. Lisboa: PhD Thesis, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L. & Eastwood, R. L. Relationship between compressional and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. Geophysics, 50, 551-570, 1985.
- Cooke, D. & Cant, J. (2010). Model-based seismic inversion: comparing deterministic and probabilistic approaches. CSEG Recorder.
- Cooke, D. & Schneider, W. (1983). Generalized linear inversion of reflection seismic data. SEG, 48, 665-676.

- Costa e Silva, A., Silva, F., Soares, A., & Weber, K. (1996). Fluvial Reservoir Modelling - Integration of Geological, Seismic and Production Data With Stochastic Modelling Techniques for Reservoir Management Optimisation. SPE 36190. 7th ADIPEC, Abu Dhabi, U.A.E., 13-16 October: SPE.
- Dewar, J. & Pickford, S. Rock physics for the rest of us – an informal discussion. CSEG Recorder, pp. 42-49, May, (2001).
- Domenico, S.N. Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. Geophysics, 49 (8), 1188-1195, (1984).
- Dvorkin, J., and A. Nur, (1996), Elasticity of high-porosity sandstones: Theory for two North Sea datasets: Geophysics, 61, 1363–1370.
- Dvorkin, J., and R. Uden, (2006). The challenge of scale in seismic mapping of hydrate and solutions: The Leading Edge, 25, no. 5, 637–642.
- Edgar, J., and M. van der Baan, (2011), How reliable is statistical wavelet estimation?: Geophysics, 76, V59V68.
- Farías, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J.; Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile. Tectonics 27 (TC1005)
- Filippova, K., Kozhenkov, A. & Alabushin, A. (2011). Seismic inversion techniques: choice and benefits. First Break. EAGE.
- Francis, A. (2005). Limitations of deterministic and advantages of stochastic seismic inversion. CSEG Recorder.
- Francis, A. & Hicks, G. (2006). Understanding stochastic seismic inversion. First Break, 1 - 26.
- Gardner, G.H.F.; Gardner, L.W. & Gregory, A.R. Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps, Geophysics, 39, pp 770-780, 1974.
- Gassmann, F. Elastic waves through a packing of spheres, Geophysics, 16, 673-685 pp, 1951.
- Hamilton, E. L. & Bachman, R.T. Sound velocity and related properties of marine sediments. J. Acoust. Soc. Am., Vol 72, n° 6. P: 1891-1904, 1982.

- Hampson, D. & Russel, B. (1984). First break interpretation using generalized linear inversion. CSEG Recorder, 20, 40-54.
- Hampson, D., Russell, B., and Bankhead, B., 2005, Simultaneous inversion of pre-stack seismic data: Ann. Mtg. Abstracts, Society of Exploration Geophysicists.
- Han, D. & Batzle, M. L. Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities. Geophysics, 69, 2, pp. 398-405, 2004.
- Han, D., Nur, A., & Morgani, D. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones, Geophysics, 51. (2):2093-2107, 1986.
- Hass, A. & Dubrule, O. (1994). Geostatistical inversion - a sequential method of stochastic reservoir modeling constrained by seismic data. First Break, 561-569.
- Ikelle, L., G. Roberts, and A. Weglein, 1997, Source signature estimation based on the removal of first-order multiples: Geophysics, 62, 1904–1920
- Journel, A. G. (1994). Modeling uncertainty: some conceptual thoughts. Geostatistics for the next century. Ed. Dimitrakopoulos, kluwer: academic pub.
- Kumar, D (2006). Tutorial on Gassmann Fluid Substitution: Formulation, Algorithm and Matlab Code. Chevron Energy Technology Company, California. GEOHORIZONS January 2006.
- Latimer, R. B., Davidson, R. & Van Riel, P. (2000). An interpreter's guide to understanding and working with seismic - derived acoustic impedance data. The Leading Edge.
- Lindseth, R. O. (1979). Synthetic Sonic Logs - A Process for Stratigraphic Interpretation. Geophysics. Calgary, Canada: SEG.
- Mantilla, A. E. (2002). Predicting Petrophysical Properties by Simultaneous Inversion of Seismic and Reservoir Engineering Data. PhD, Stanford University.
- Mavko G, Mukerji T & Dvorkin J. The Rock Physics Handbook, Cambridge University Press, 339 pp, 1998.
- Nunes, R., Almeida, J. (2010). Paralelização dos Algoritmos Simulação Sequencial Gaussiana, Indicatriz e Direta. Computers & Geociências N°36.
- Pendrel, J. (2001). Seismic Inversion - The Best Tool for Reservoir Characterization. CSEG Recorder.

- Pendrel, J. (2006). Seismic Inversion - Still the best tool for reservoir characterization. CSEG Recorder, 5-12.
- Pepper, R., Van Bommel, P. (2000) – Seismic Signal Processing Method and Apparatus for Generating a Cube of Variance Values.
- Pepper, R., Van Bommel, P. (2011). Patent No. 6757614. United States of America.
- Roque, A (2007). Tectonostratigrafia do cenozóico das margens continentais sul e sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigráfica. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências - Universidade de Lisboa.
- Riel, P. & Pendrel, J. (2000). Effect of well control on constrained sparse spike seismic inversion. CSEG Recorder.
- Russel, B. H. (1988). Introduction to Seismic Inversion Methods, Oklahoma, USA, SEG.
- Russel, B. & Hampson, D. (2006). The old and the new in seismic inversion. CSEG Recorder, 5 – 11.
- Sams, M. & Saussus, D. (2008). Comparison of uncertainty estimates from deterministic and geostatistical inversion. SEG, 1486-1490.
- Sancevero, S. S., Remacre, A. Z. & Portugal, R. S. (2006). O papel da inversão para a IA no processo de caracterização sísmica de reservatórios. Revista Brasileira de Geofísica. Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Schon, J.H. Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics. Vol.18 (3), 583 pp, (1996).
- Sheriff, R. E. (2002). Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics, SEG.
- Singh, V. and Srivastava, A.K. (2004), Understanding the seismic resolution and its limit for better reservoir characterization, GEOHORIZONS, V-9, No. 2, 5-36.
- Singleton, S., 2009, The effects of seismic data conditioning on prestack simultaneous impedance inversion: The Leading Edge, 28, no. 7, 772–781
- Smith, T. M., Sondergeld C. H. & RAI C. S. Gassmann fluid substitutions: A tutorial. Geophysics, 68, 2, 430-440 pp, 2003.

- Soares, A. (2001). Direct Sequential Simulation and Co-simulation. *Mathematical Geology*, 911-926.
- Soares, A. (2006). *Geoestatística para as Ciências da Terra e do Ambiente*, IST Press.
- Soares, A., Diet, J. D., & Guerreiro, L. (2007). Stochastic Inversion with a Global Perturbation Method. *Petroleum Geostatistics*. Cascais, Portugal: EAGE.
- Srivastava, R. P. & Sen, M. K. (2009). Fractal-based stochastic inversion of poststack seismic data using very fast simulated annealing. *Journal of Geophysics and Engineering*, 6, 412 - 425.
- Swisi, A. (2009). Post and Pre Stack Attribute Analysis and Inversion of Blackfoot 3D Seismic Dataset. MSc, University of Saskatchewan.
- Tarantola, Albert (2005). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. SIAM.
- Tetyukhina, D. (2010). High - resolution reservoir characterization by seismic inversion with geological constraints. Delft: Research Center Delft Earth and Statoil.
- Torres Verdín, C., Victoria, M. & Pendrel, J. (1999). Trace-based and geostatistical inversion of 3D seismic data for thin-sand delineation: An application in San Jorge Basin, Argentina. *The Leading Edge*.
- Vargas, H. (2005). *Stochastic Seismic Inversion using Genetic Algorithms*. IST - UTL.
- Wang, Z. *The Gassmann Equation Revisited: Comparing Laboratory Data with Gassmann's Predictions: Geophysics reprint series, Seismic and Acoustic Velocities of Reservoir Rocks, Vol.3, 2000.*
- Wang, Z. *Fundamentals of seismic rock physics, Geophysics, 66 (2), 398-412 pp, 2001.*
- Wang, Z., Nur, A. & Levin, F.K. *Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks, vol. 2, SEG Geophysics reprint series, 10, 192-200, 1992.*
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., & Gardner, L.W. *Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, Geophysics, 21, 41-70 pp, 1956.*

6 ANEXOS

6.1 Cenário A (fluido presente Salmoura)

6.1.1 BAI (“Melhor” Cubo da IA)

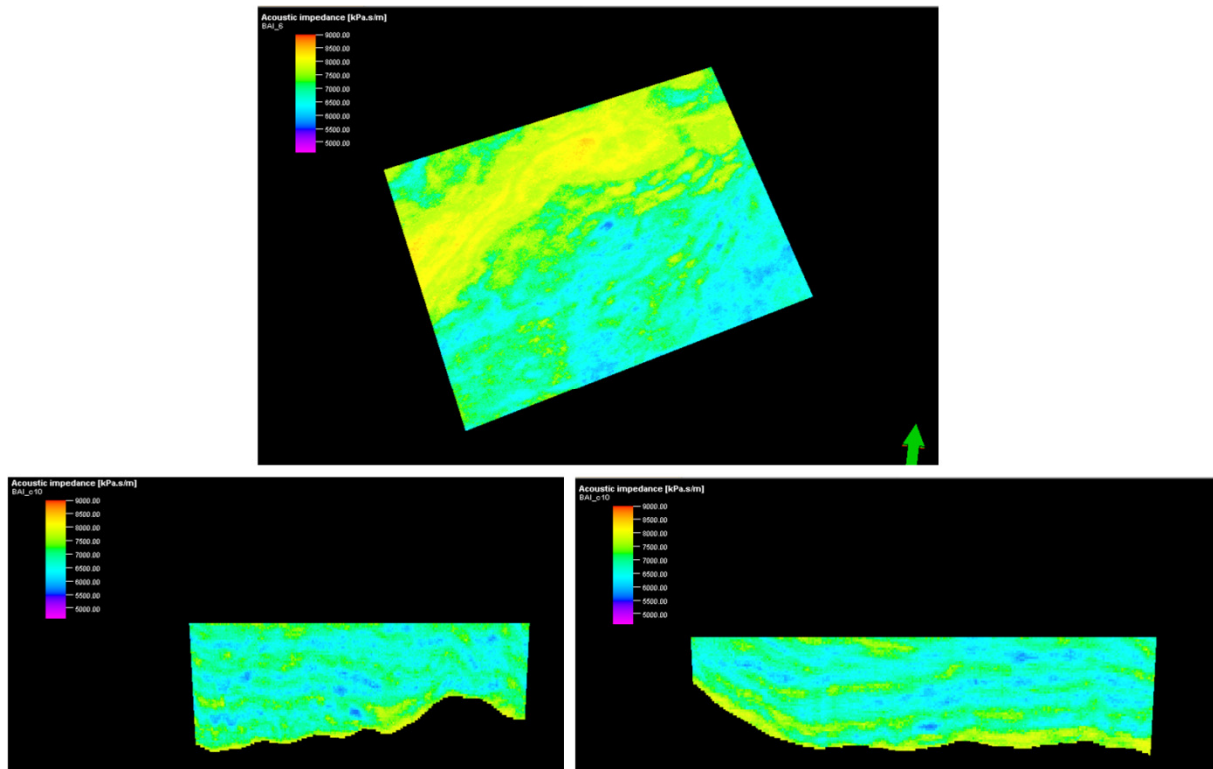


Figura 82 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores IA (BAI_it6) do cenário A (fluido presente Salmoura), para a secção K=193 (em cima), I=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).

6.1.2 BCC (“Melhor” Cubo de Correlações)

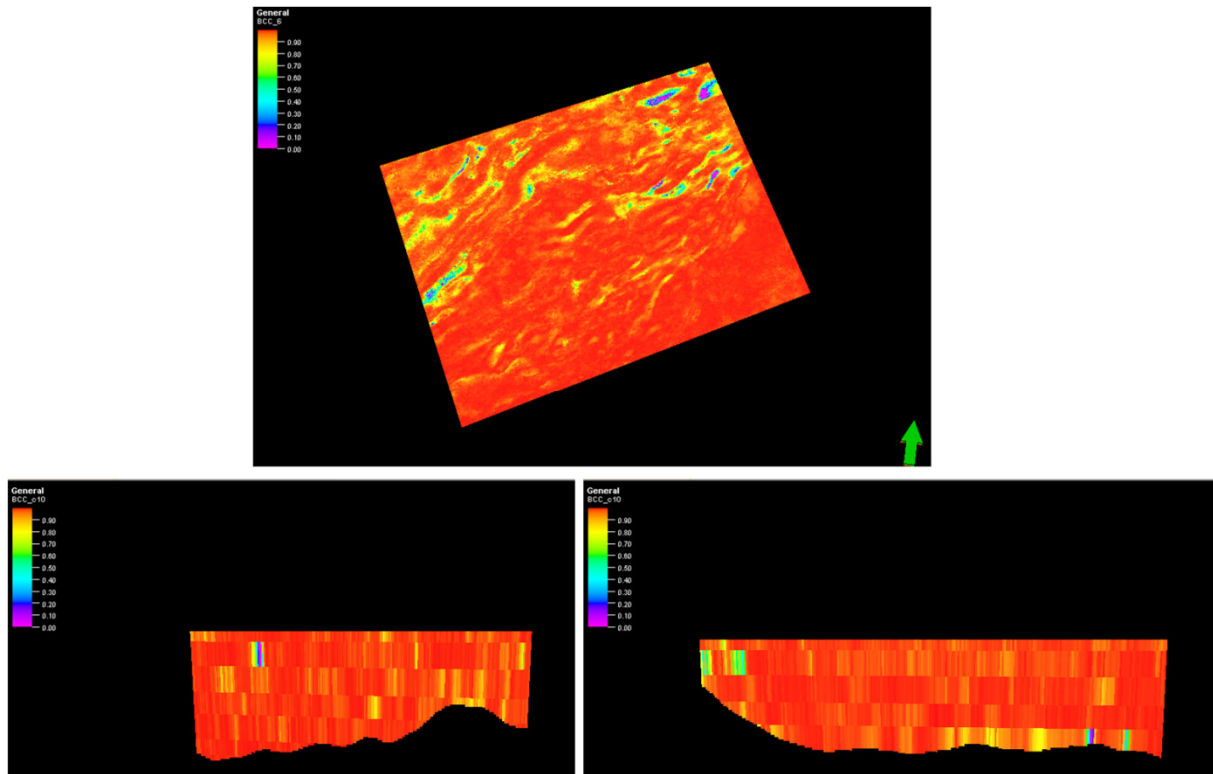


Figura 83 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores correlações (BCC_it6) do cenário A (fluido presente Salmoura), para a secção K=193 (em cima), l=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).

6.1.3 Realizações Equiprováveis do Cubo de IA (6ª iteração)

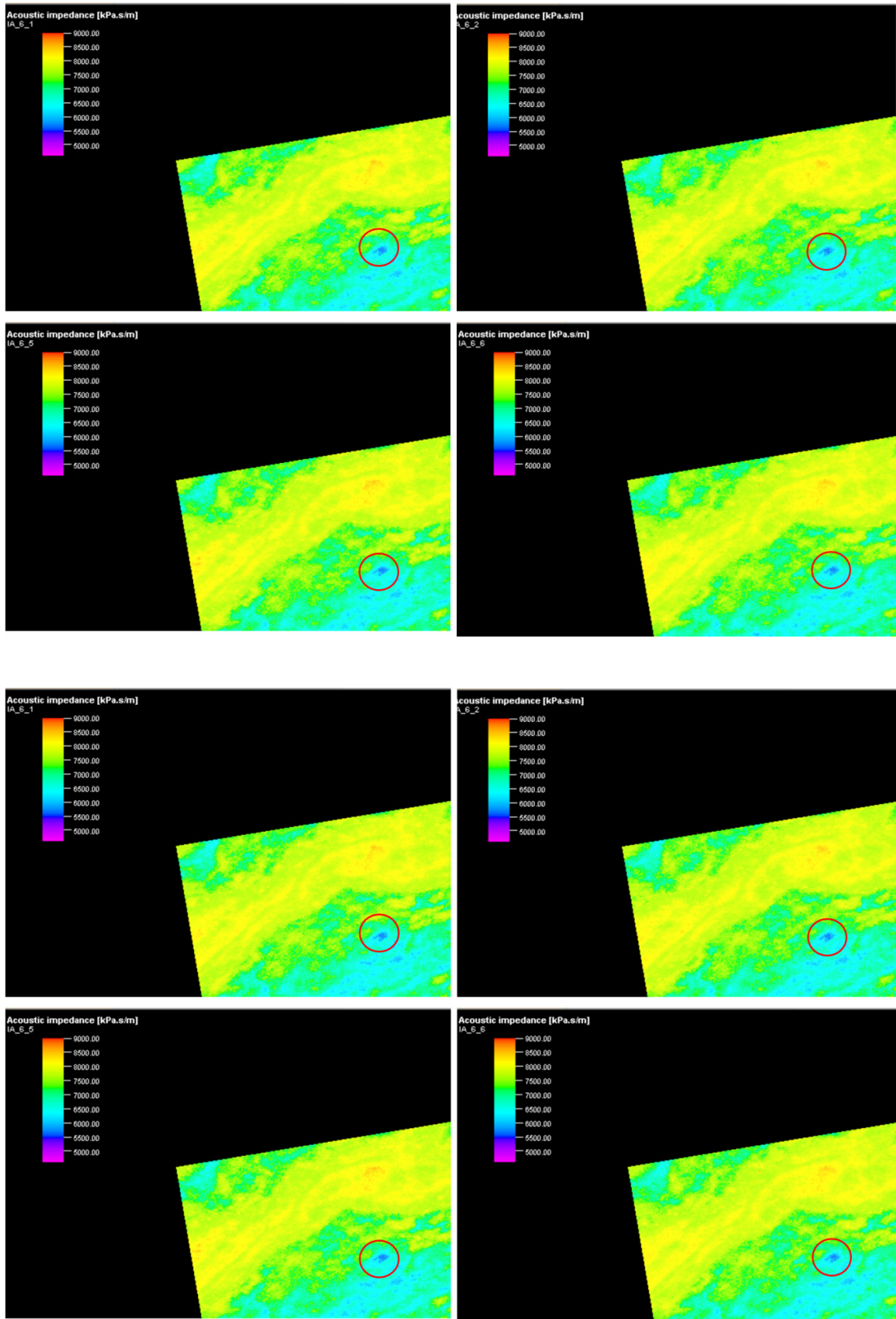


Figura 84 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA de 8 realizações IGE, para o cenário A, na secção K=193

6.1.4 Histogramas da IGE

Histogramas comparativos da amostra original com os dados estatísticos da IGE para o cenário A, na zona “alvo”:

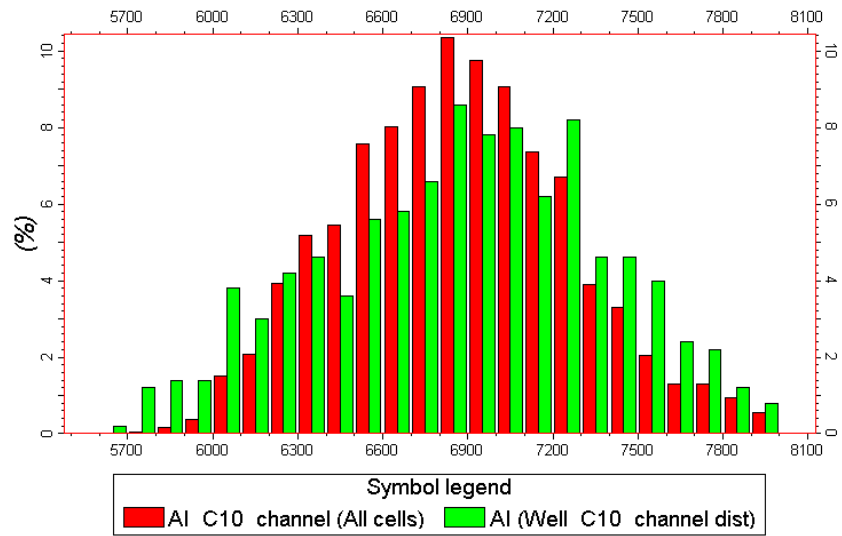


Figura 85 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao da realização nº2 (vermelho).

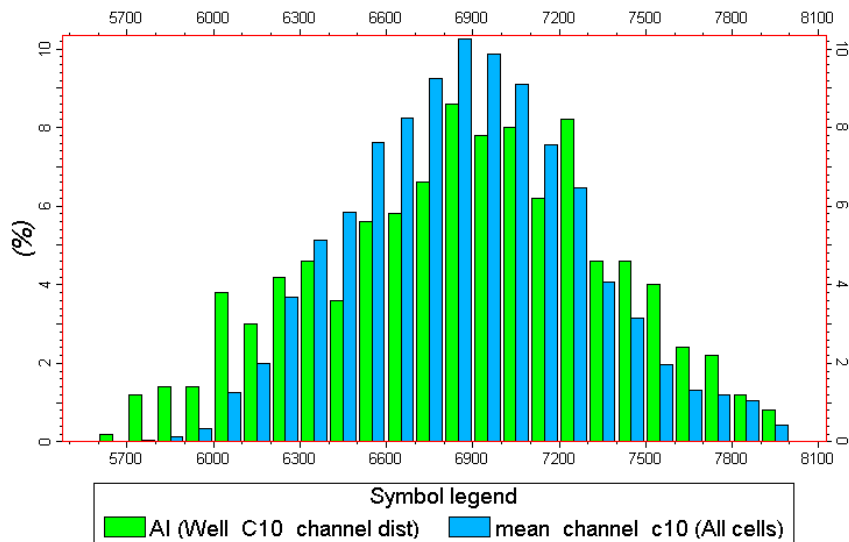


Figura 86 – Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação à média das 32 realizações (azul).

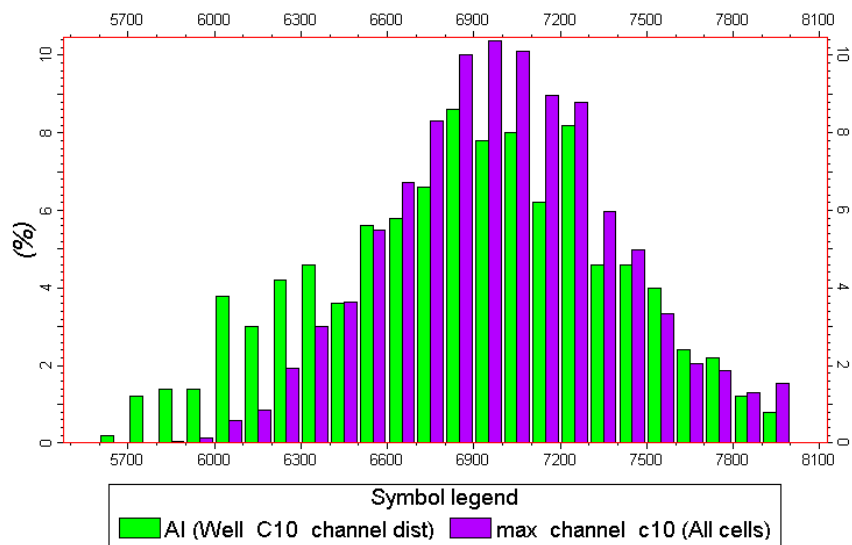


Figura 87 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao máximo das 32 realizações (roxo).

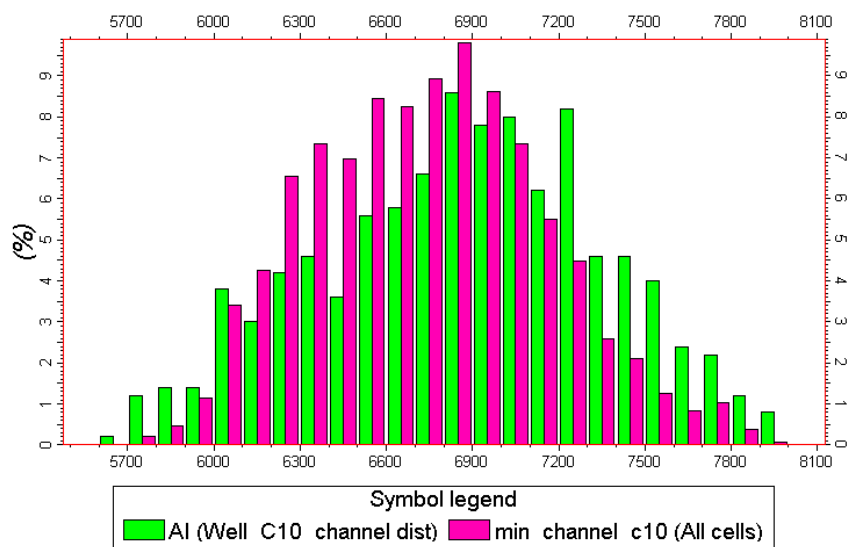


Figura 88 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao mínimo das 32 realizações (rosa).

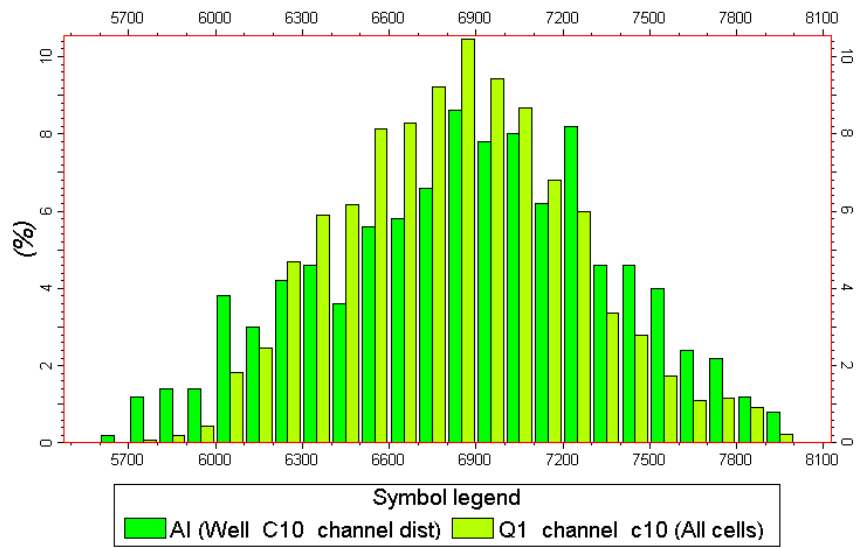


Figura 89 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao quartil 25 das 32 realizações (verde claro).

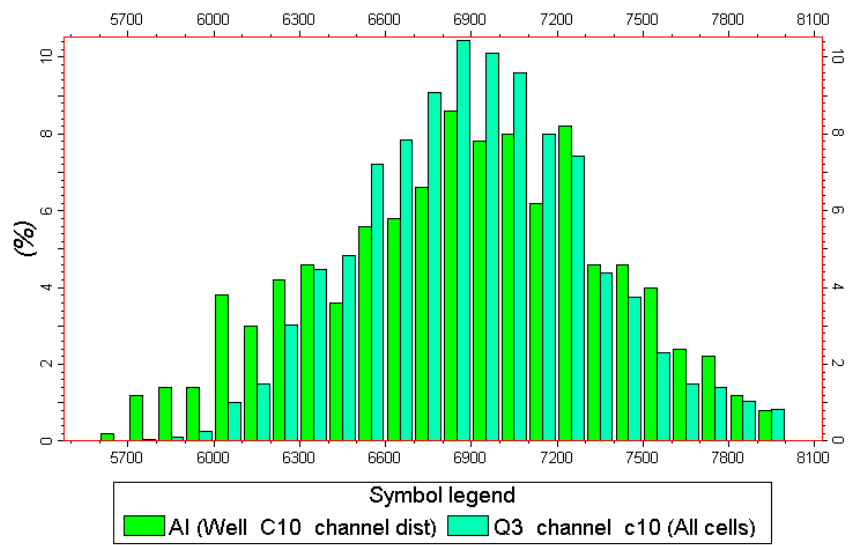


Figura 90 - Histograma das IA da amostra inicial (verde) em comparação ao quartil 75 das 32 realizações (azul).

6.2 Cenário B (fluido presente Gás)

6.2.1 Evolução dos resultados com o processo iterativo

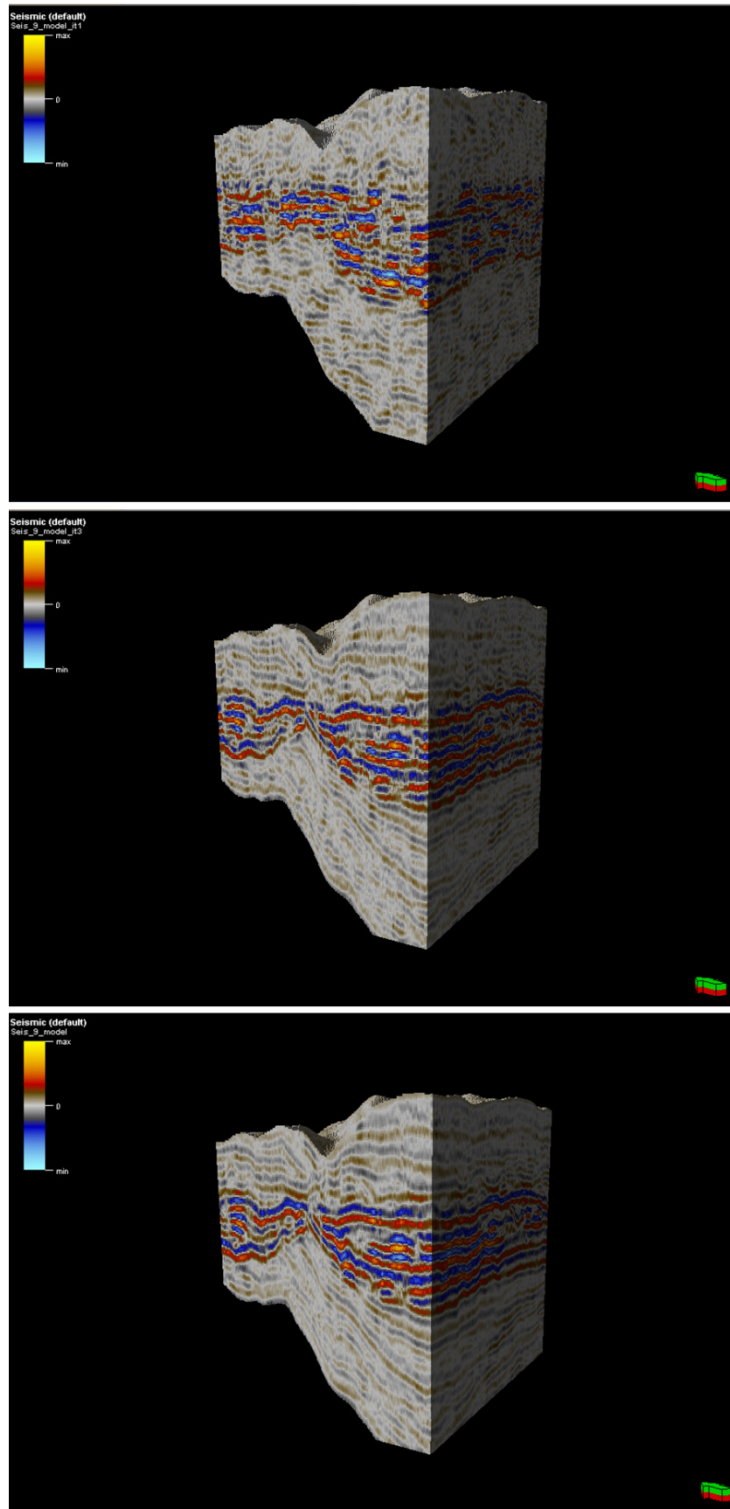


Figura 91 - Cubo sintético do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo).

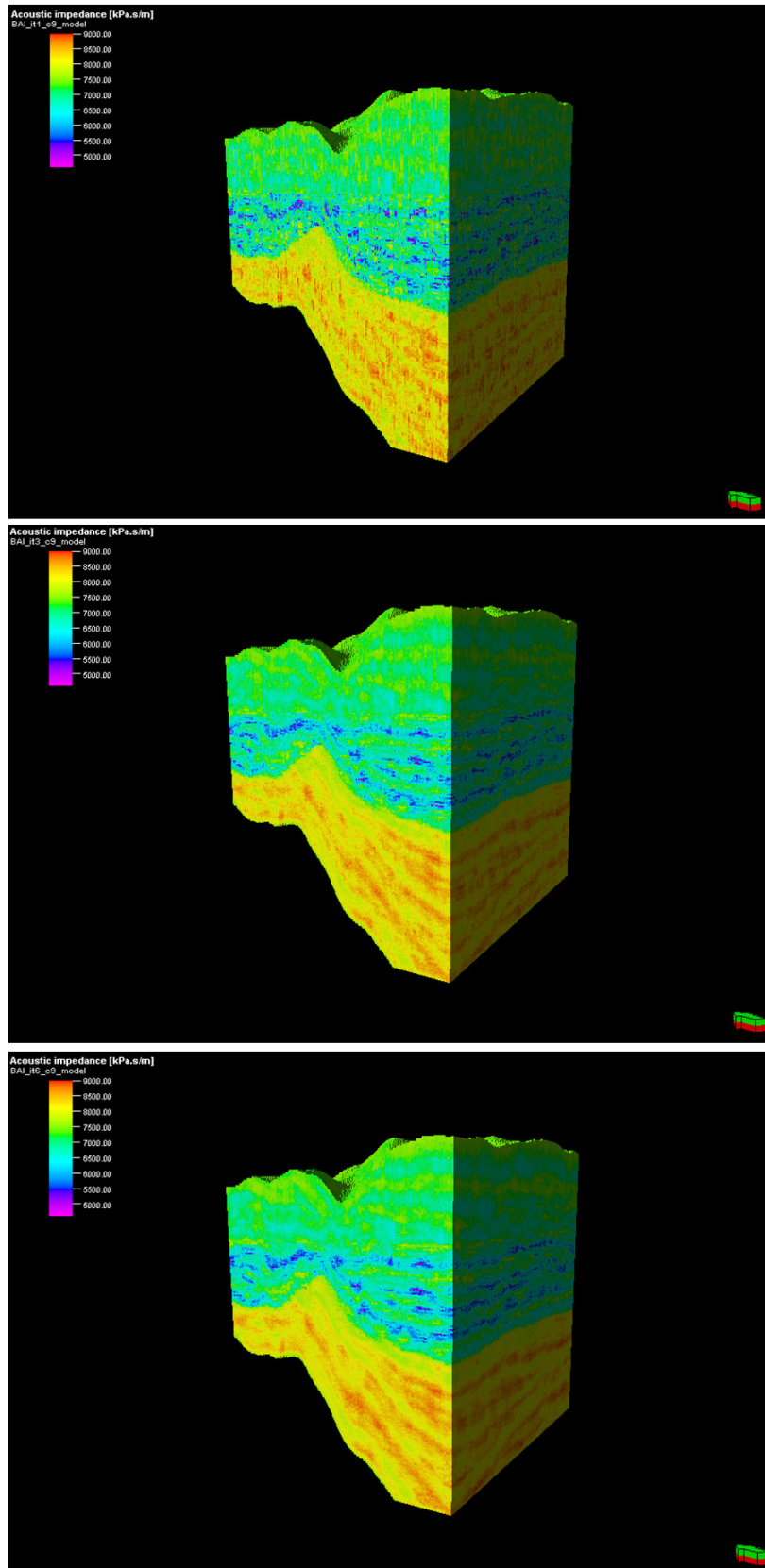


Figura 92 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo).

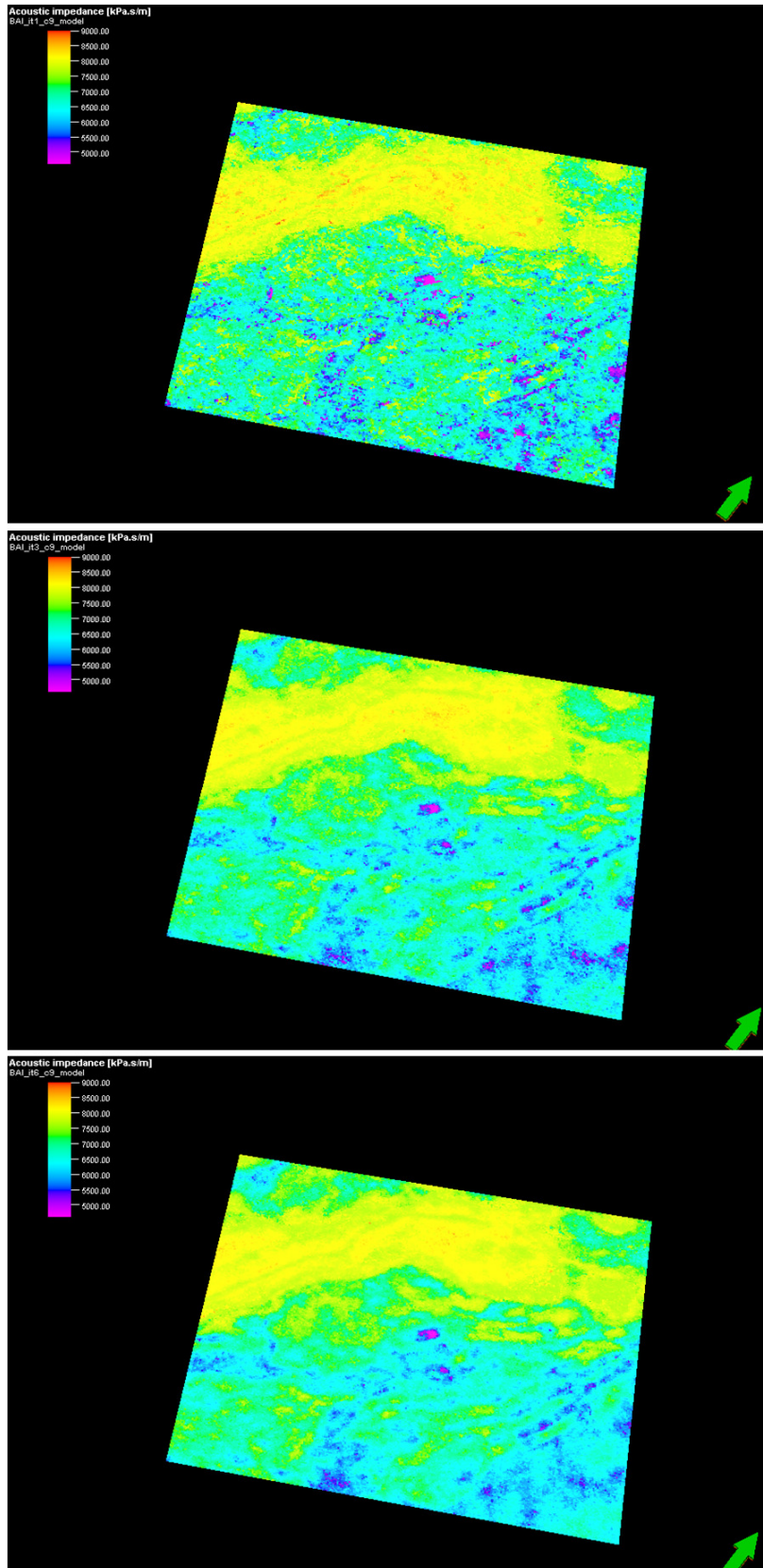


Figura 93 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo), para a posição K=193.

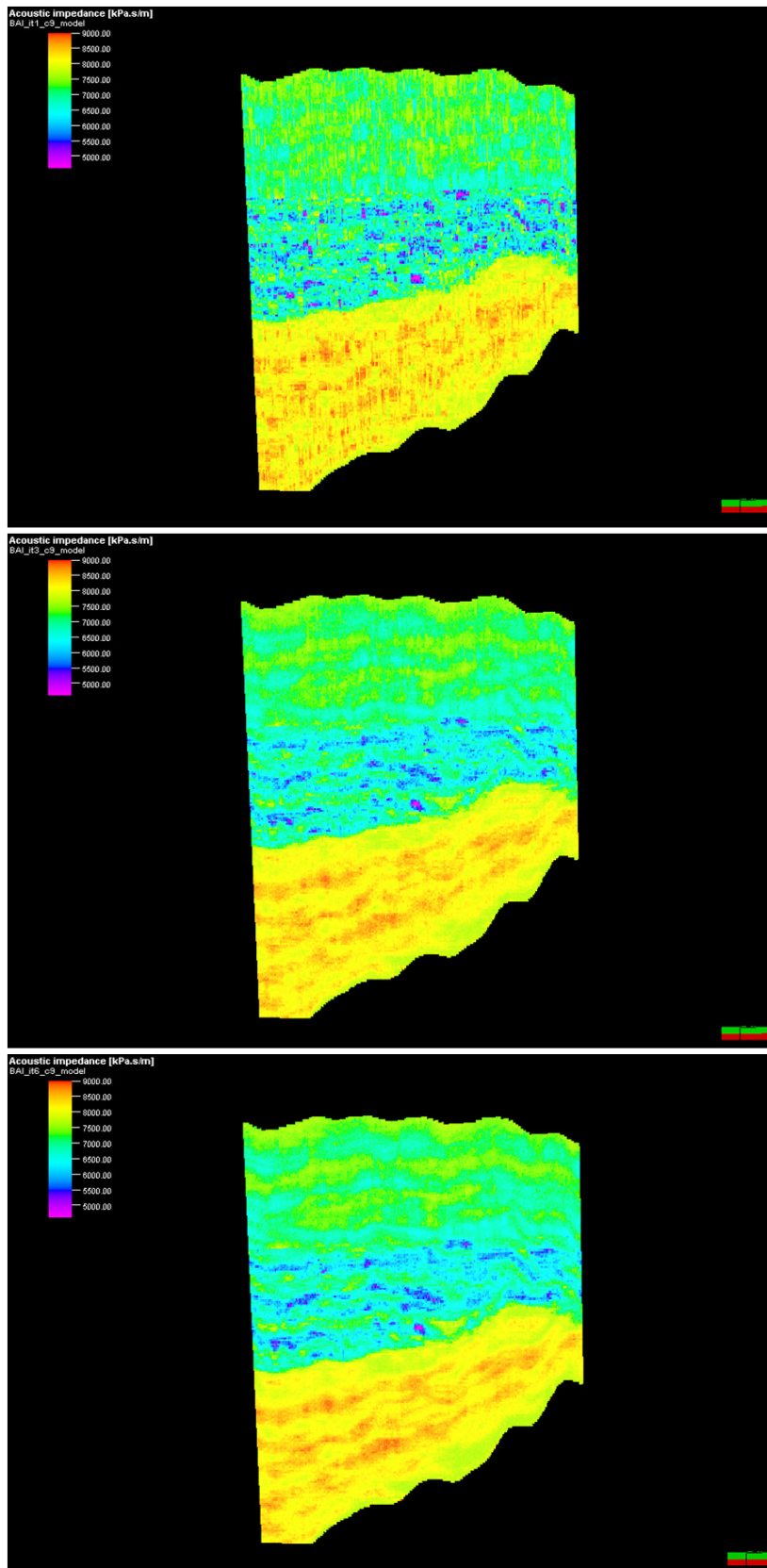


Figura 94 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo), para a posição I=125.

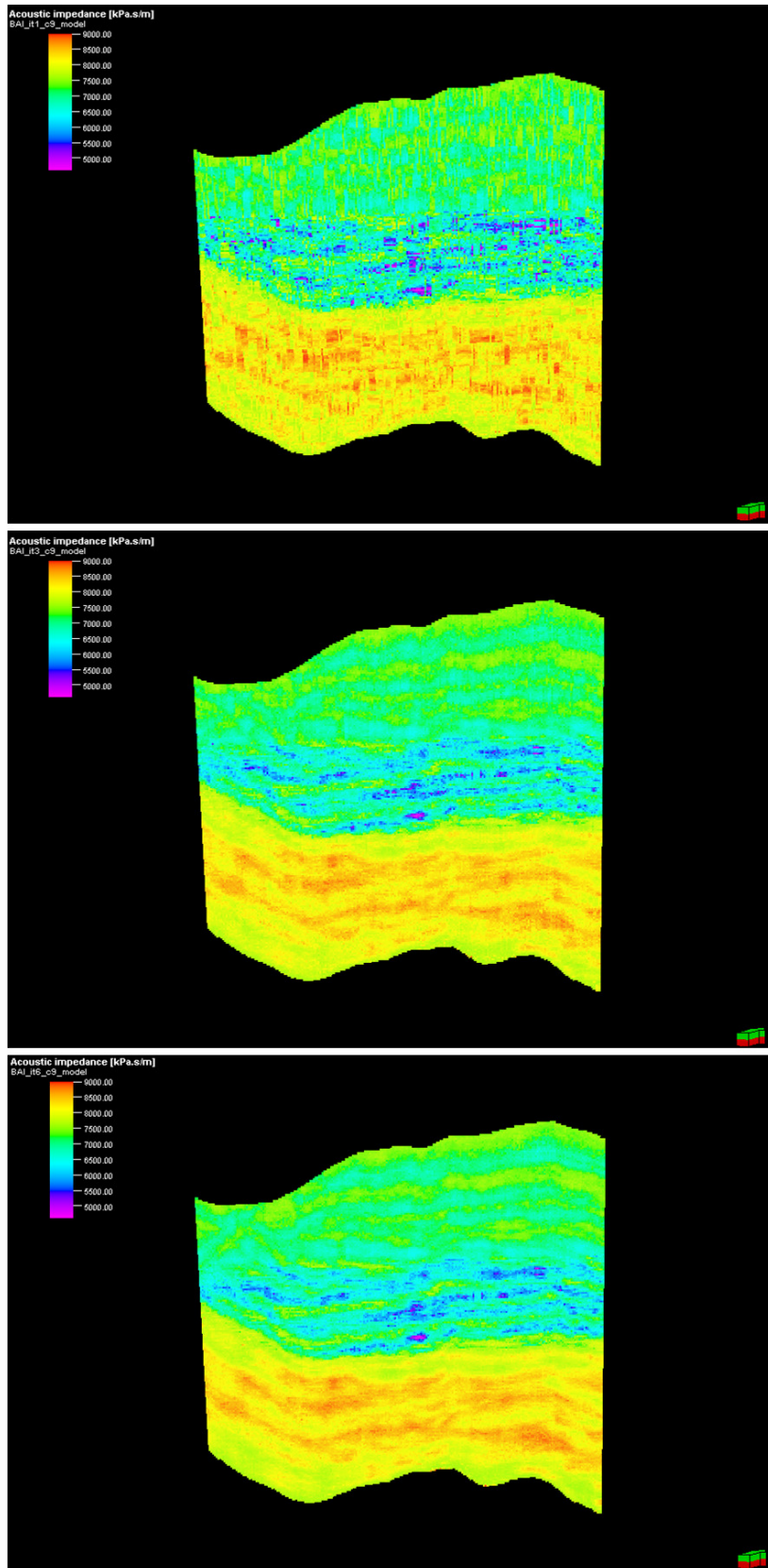


Figura 95 - Cubo das melhores IA (BAI) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo), para a posição J=125.

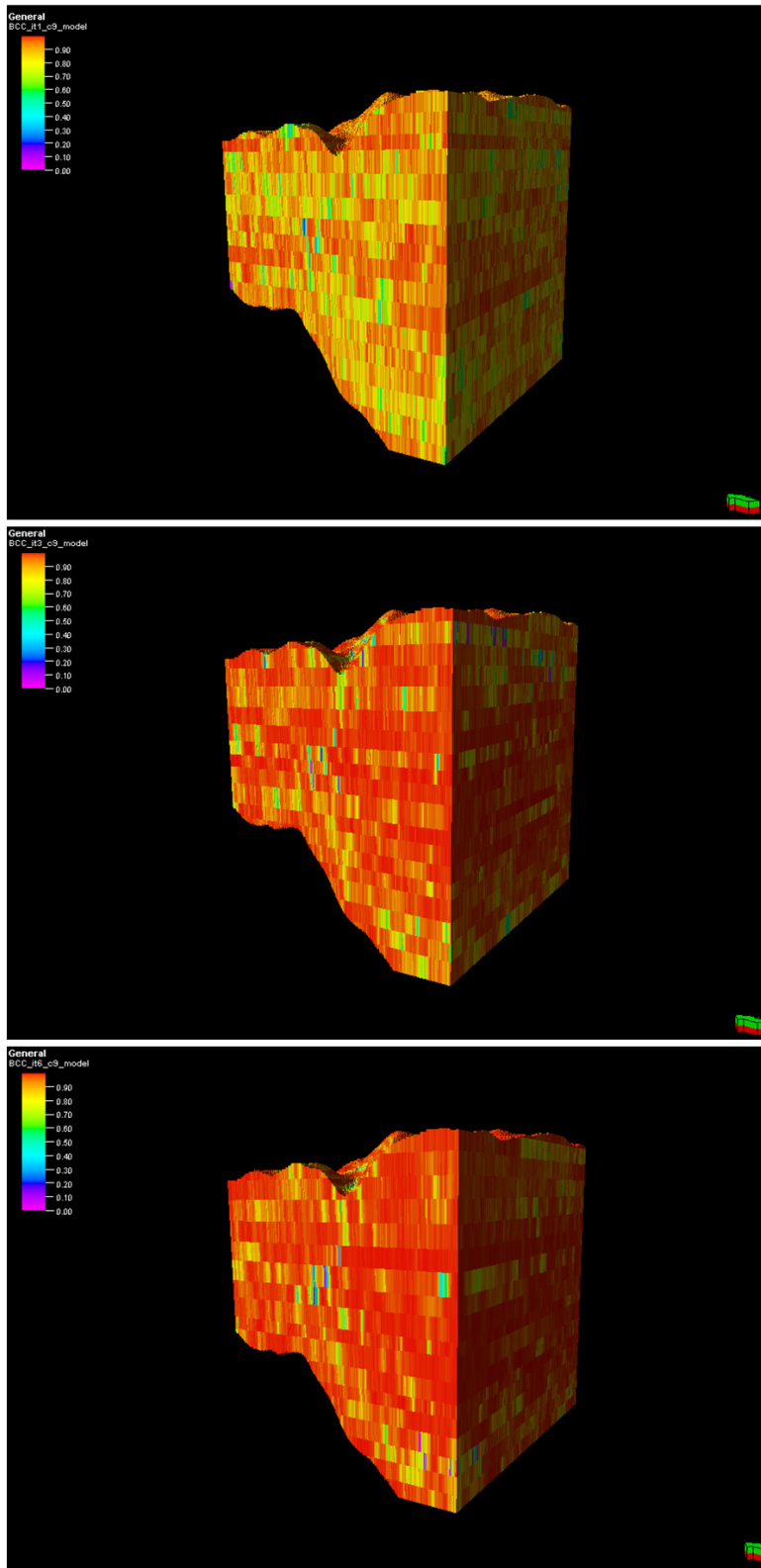


Figura 96 - Cubo das melhores correlações (BCC) do modelo global na iteração 1 (em cima), iteração 3 (ao meio) e iteração 6 (em baixo).

6.2.2 BAI (“Melhor” Cubo da IA)

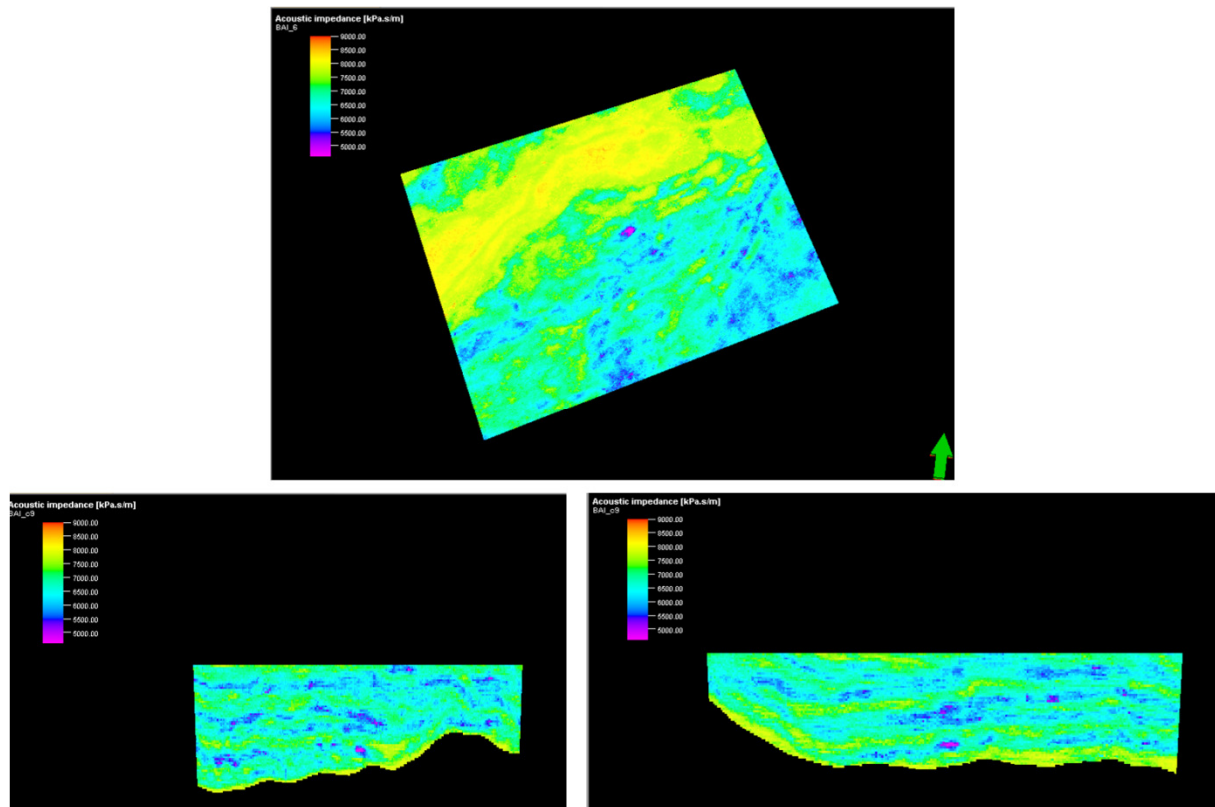


Figura 97 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores IA (BAI_it6) do cenário B (fluido presente Gás), para a zona “alvo”, secção K=193 (em cima), I=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).

6.2.3 BCC (“Melhor” Cubo de Correlações)

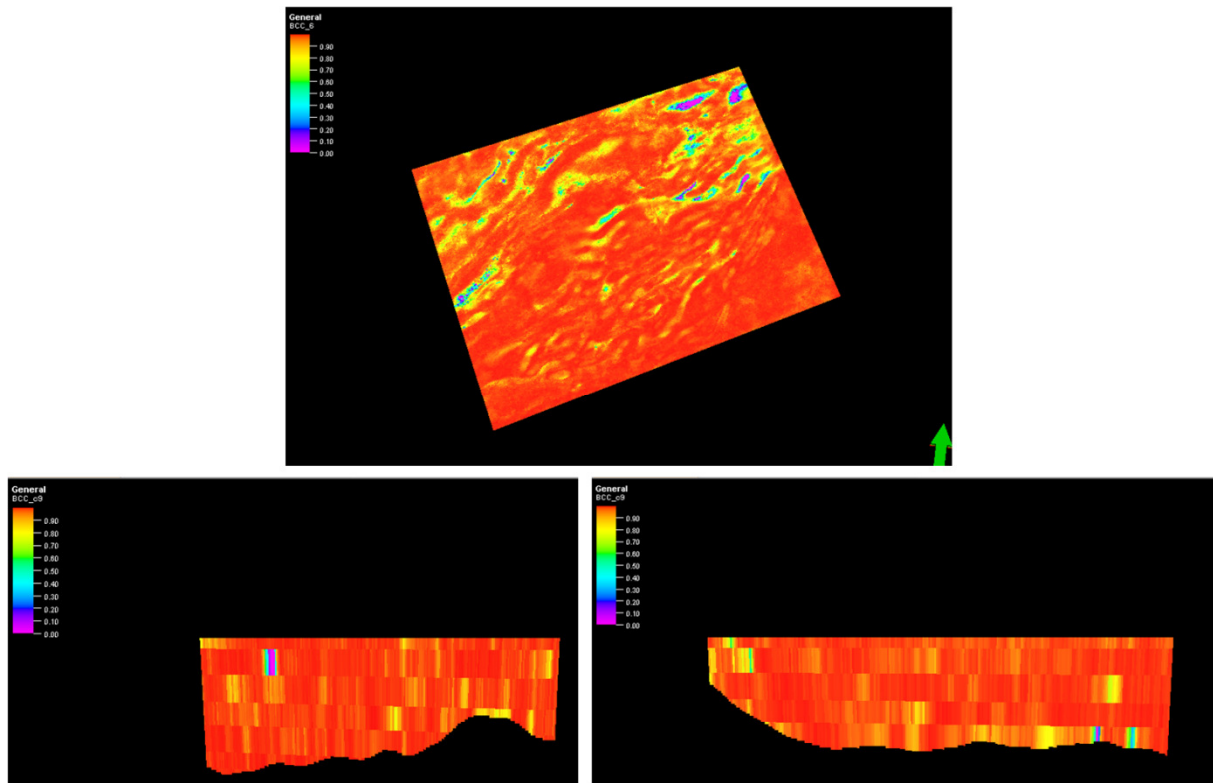


Figura 98 - Conjunto de imagens do Cubo das melhores correlações (BCC_it6) do cenário B (fluido presente Gás), para a secção K=193 (em cima), l=125 (em baixo à esquerda) e J=125 (em baixo à direita).

6.2.4 Realizações Equiprováveis do Cubo de IA (6ª iteração)

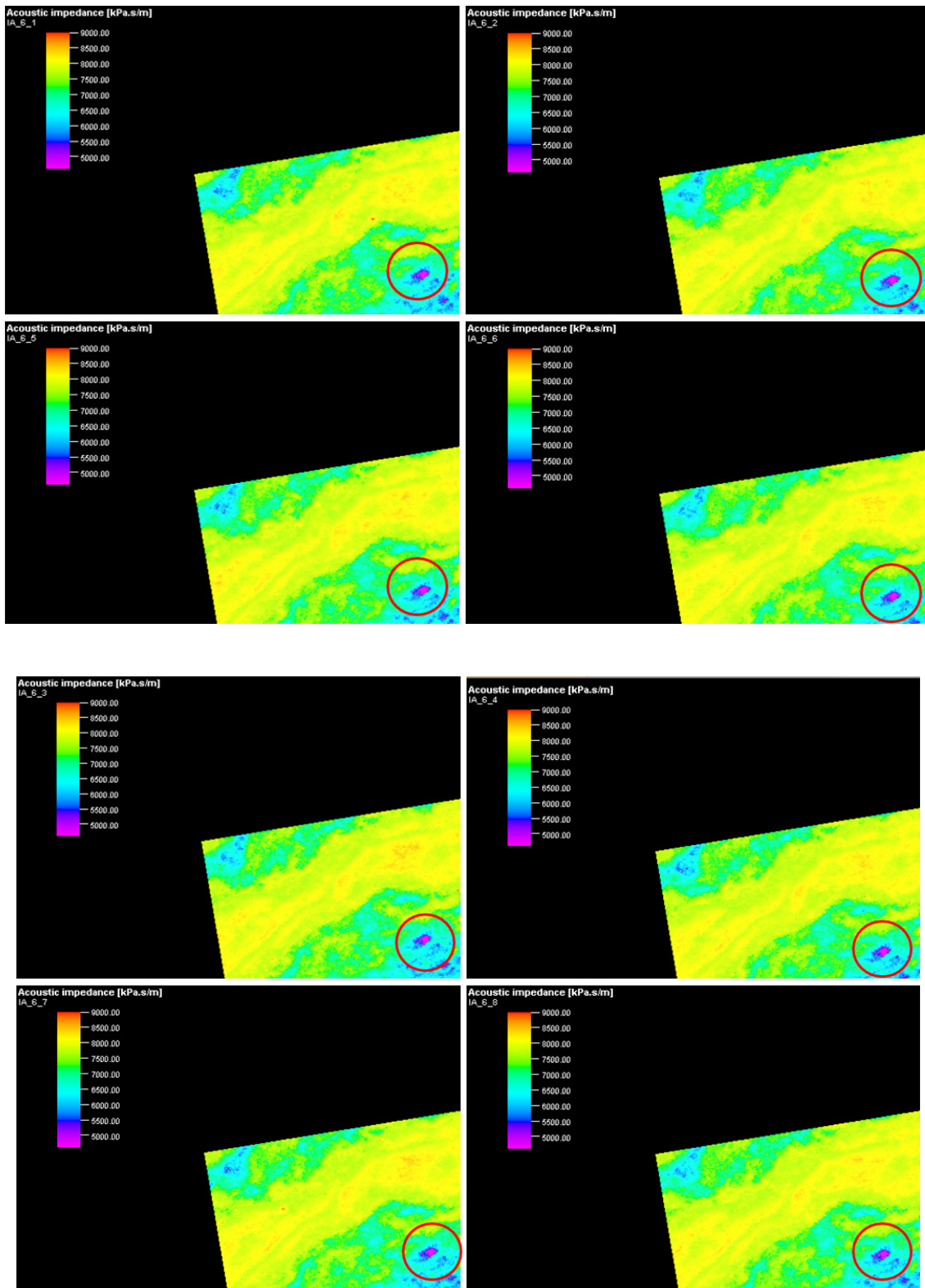


Figura 99 - Conjunto de imagens equiprováveis da IA de 8 realizações IGE, para o cenário B, na secção K=193.

6.2.5 Histogramas da IGE

Histogramas comparativos da amostra original com os dados estatísticos da IGE para o **Cenário B (gás)**, na zona “alvo”:

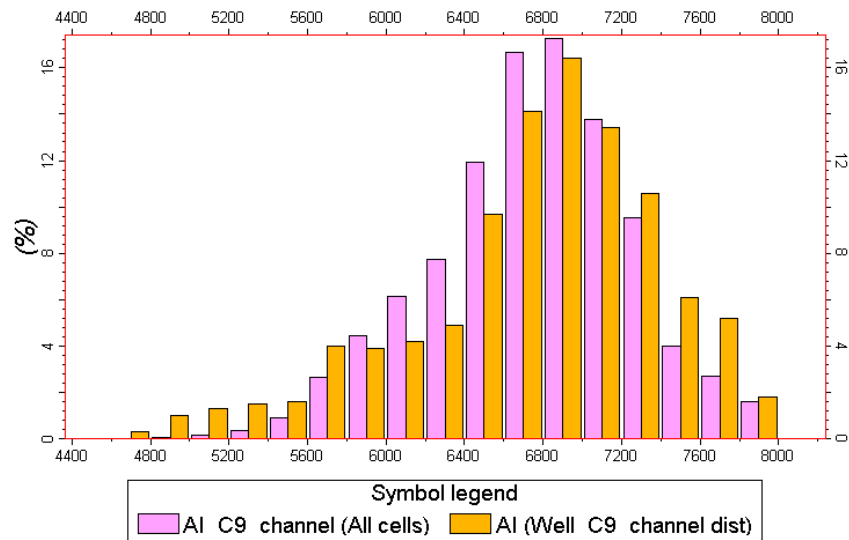


Figura 100 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao da realização nº1 (roxo).

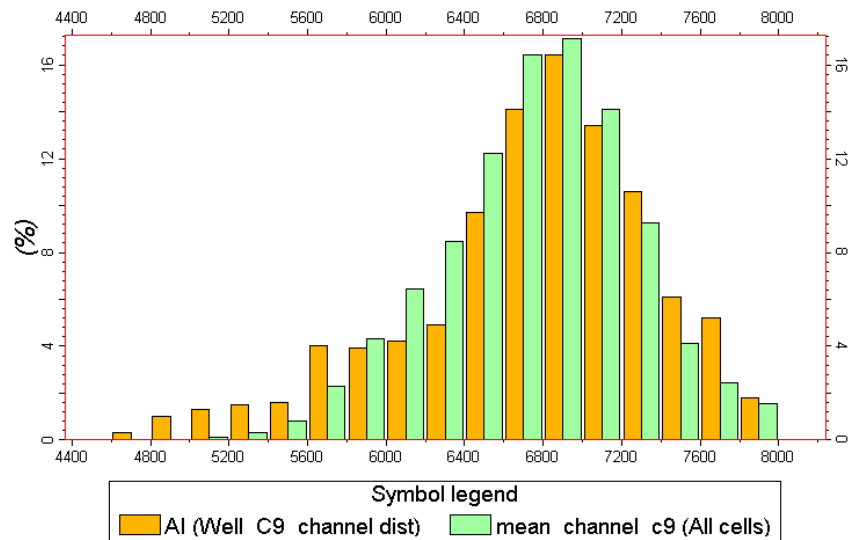


Figura 101 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação à média das 32 realizações (verde).

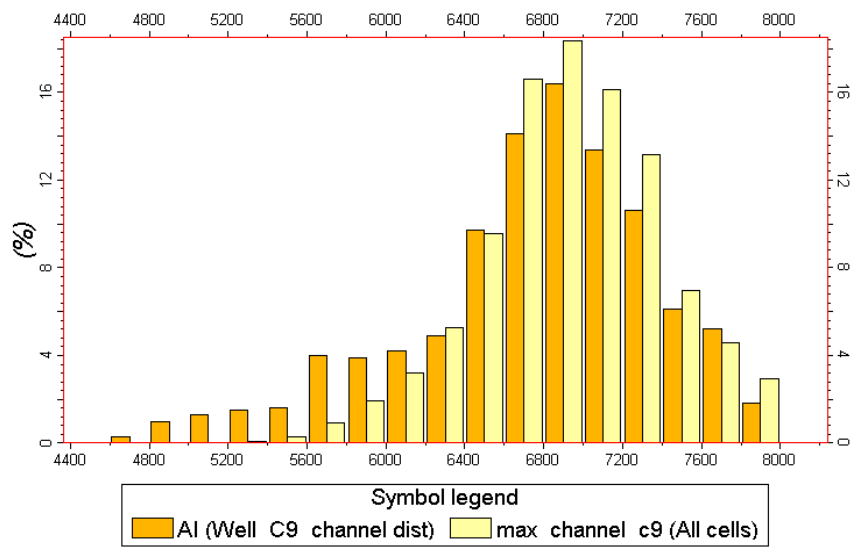


Figura 102 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao máximo das 32 realizações (amarelo).

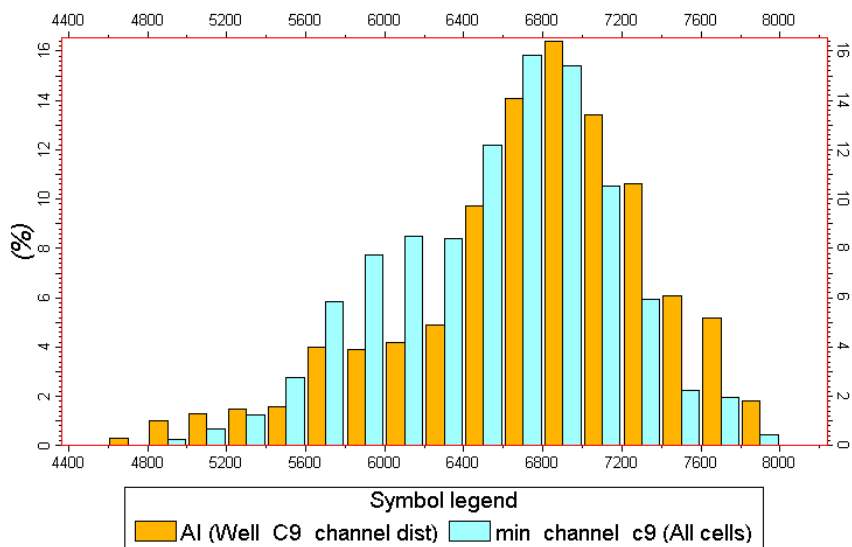


Figura 103 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao mínimo das 32 realizações (azul).

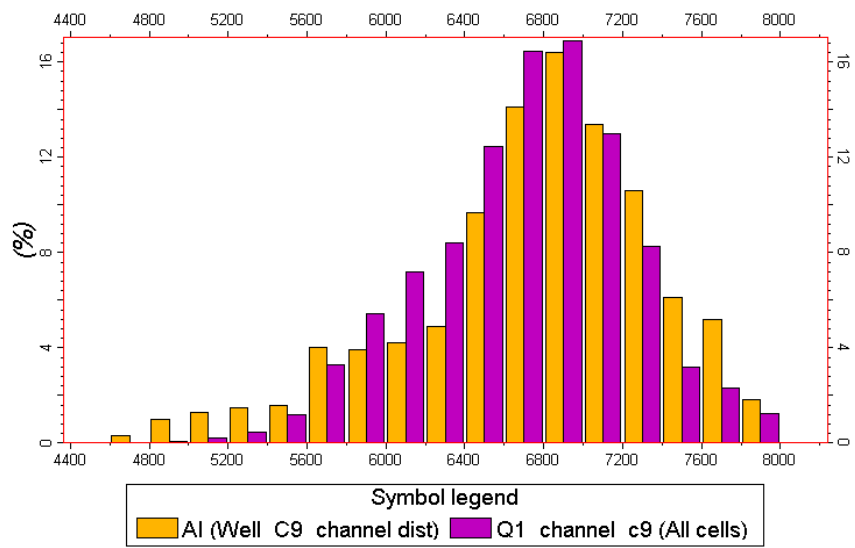


Figura 104 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao quartil 25 das 32 realizações (roxo).

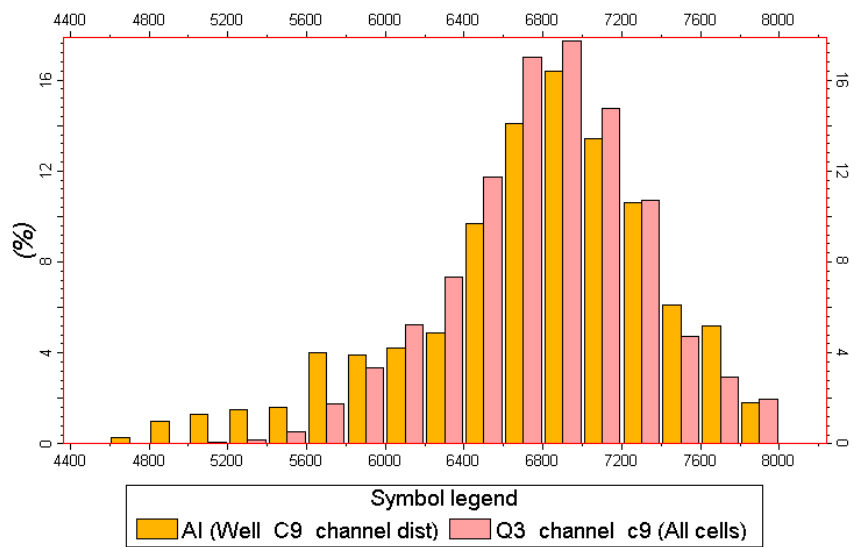


Figura 105 - Histograma das IA da amostra inicial (laranja) em comparação ao quartil 75 das 32 realizações (rosa).

6.3 Código Matlab para a substituição de fluidos de Gassmann (Kumar, 2006)

```
% Matlab program for "Gassmann fluid substitution"  
  
% Author: Dhananjay Kumar (September 8, 2005)  
  
% Chevron Energy Technology Company, California, USA  
  
% References: Wang (2001), Batzle and Wang (1992), Geophysics  
  
% AIM: Model fluid properties for brine sand, oil sand and gas sand  
  
% Desired properties: P- and S-wave velocities, density and Acoustic impedance  
  
% Assumptions: mineral is a mixture of quartz and Clay  
  
% And as in the Gassmann theory (e.g., homogeneous fluid, isotropy)  
  
% input: rho_o = reference density of oil (30 deg API)  
  
% GOR = gas-to-oil ratio (160 l/l)  
  
% rho_g = specific gravity of gas (0.9 API)  
  
% T = Temperature (65 deg C)  
  
% P = Pressure (3000 psi)  
  
% S = salinity (3800 ppm)  
  
% phi = porosity (0.20)  
  
% VSH = volume shale log (0.20)  
  
% isw = SWT: initial water saturation from log (0.40)  
  
% tsw = target water saturation (1.00)  
  
% ifluid = type of initial hydrocarbon (Gas, Oil)
```

```

% fluid = type of output fluid (Brine, Gas, Oil)

% vp = P-wave velocity from log (ft/s) - insitu / original

% vs = S-wave velocity from log (ft/s) - insitu / original

% rho = Bulk density from log (gm/cc) - insitu / original

% Output: vp_sat = P-wave velocity after fluid subs (ft/s)

% vs_sat = S-wave velocity after fluid subs (ft/s)

% rho_sat = Density after fluid substitution (gm/cc)

% How to run: check all input and enter file name on the matlab prompt

% NOTE: if hydroc. is oil, it contains some dissolved gas (defined by GOR)

% if desired fluid is oil or gas, it contains water (defined by tws)

%%%%%%%%%%%%%%

% Input parameters (use defined)

%

rho_o = 30; % Oil gravity (deg API)

GOR = 160.0; % GOR (L/L)

rho_g = 0.9; % Gas gravity (API)

T = 65; % Temperature (°C)

P = 3000.00; % Pressure (psi)

S = 3800; % water salinity (ppm)

for a = 0.33: -0.005: 0.00

```

vsh = a; % Vsh (volume shale in fraction)

phi = 0.15; % porosity (in fraction)

isw = 1.00; % initial water saturation (SW)

tsw = 0.40; % target water saturation (in fraction)

ifluid = 2; % initial hydrocarbon is 1(oil), 2(gas)

fluid = 2; % Desired fluid is 1(brine), 2(oil) 3(gas)

vp = 9600.0; % ft/s - from log (initial value)

vs = 5700.0; % ft/s - from log (initial value)

rho = 2.2; % gm/c - from log (initial value)

%

% Fixed parameters (e.g., Mavko et al., 1998)

%

k_clay = 20.9; % Bulk mod (GPa)

k_qtz = 36.6;

rho_clay = 2.58; % gm/cc

rho_qtz = 2.65;

%

% some applied properties

%

```

div_mill = 1/1000000; % factor used to divide by million

fs2kms = 0.000305; % factor for ft/s to km/s conversion

kms2fs = 3280.84; % factor for km/s to ft/s conversion

v_clay = vsh*0.70; % Assumption: V_clay = 70% of VSH

v_qtz = 1-v_clay; % quartz fraction in mineral

ish = 1-isw; % initial hydrocarbon saturation

tsh = 1-tsw; % final hydrocarbon saturation

rho_o = 141.5/(rho_o+131.5); % oil gravity in gm/cc (from API)

P = P*6.894757*0.001; % Press in MPa (from Psi)

S = S*div_mill; % salinity as weight fraction

vp = vp*fs2kms; % ft/s to km/s

vs = vs*fs2kms; % ft/s to km/s

%

% Step 1: Matrix properties

%

k_voigt = v_clay*k_clay + v_qtz*k_qtz;

k_reuss = 1/(v_clay/k_clay + v_qtz/k_qtz);

k_matrix = 0.5*(k_voigt + k_reuss); % GPa

rho_matrix = v_clay*rho_clay+v_qtz*rho_qtz; % gm/cc

%

```



```
% Step 2: water/brine properties
```

```
%
```

```
w(1,1) = 1402.85; w(1,3) = 3.437*10(-3); % Table 2
```

```
w(2,1) = 4.871; w(2,3) = 1.739*10(-4);
```

```
w(3,1) = -0.04783; w(3,3) = -2.135*10(-6);
```

```
w(4,1) = 1.487*10(-4); w(4,3) = -1.455*10(-8);
```

```
w(5,1) = -2.197*10(-7); w(5,3) = 5.230*10(-11);
```

```
w(1,2) = 1.524; w(1,4) = -1.197*10(-5);
```

```
w(2,2) = -0.0111; w(2,4) = -1.628*10(-6);
```

```
w(3,2) = 2.747*10(-4); w(3,4) = 1.237*10(-8);
```

```
w(4,2) = -6.503*10(-7); w(4,4) = 1.327*10(-10);
```

```
w(5,2) = 7.987*10(-10); w(5,4) = -4.614*10(-13);
```

```
sum = 0;
```

```
for i=1:5
```

```
for j=1:4
```

```
sum = sum+w(i,j)*T(i-1)*P(j-1);
```

```
end
```

```
end
```

```
v_water = sum;
```

```
v1 = 1170-9.6*T+0.055*T*T-8.5*10(-5)*T*T*T+2.6*P-0.0029*T*P-0.0476*P*P;
```

```

v_brine = v_water+S*v1+S^1.5*(780-10*P+0.16*P*P)-1820*S*S; % m/s

r1 = 489*P-2*T*P+0.016*T*T*P-1.3*10^(-5)*T*T*T*P-0.333*P*P-0.002*T*P*P;

rho_water=1+10^(-6)*(-80*T-3.3*T*T+0.00175*T*T*T+r1);

r2 = 300*P-2400*P*S+T*(80+3*T-3300*S-13*P+47*P*S);

rho_brine = rho_water+0.668*S+0.44*S*S+10^(-6)*S*r2; %gm/cc (held const)

k_brine = rho_brine*v_brine*v_brine*div_mill; % GPa (held const)

%

% Step 3: Initial Hydrocarbon properties

%

if ifluid == 1 %'Oil' Oil by default contains gas also

B0 = 0.972+0.00038*(2.495*GOR*sqrt(rho_g/rho_o)+T+17.8)^1.175;

rho_ps = rho_o/((1+0.001*GOR)*B0);

rho_s = (rho_o+0.0012*GOR*rho_g)/B0;

r1 = rho_s+(0.00277*P-1.71*0.0000001*P*P*P)*(rho_s-1.15)^2+3.49*0.0001*P;

rho_hyc = r1/(0.972+3.81*0.0001*(T+17.78)^1.175); % gm/cc (will change)

v = 2096*sqrt(rho_ps/(2.6-rho_ps))-3.7*T+4.64*P+0.0115*(sqrt(18.33/rho_ps-16.97)-1)*T*P;

k_hyc = rho_hyc*v*v*div_mill; % GPa (will change)

else %'gas' : means no OIL only gas is present

R = 8.314; % gas constant (eqn, same as in step7 for fluid == 3)

```

```

Ta = T+273.15;

Ppr = P/(4.892-0.4048*rho_g);

Tpr = Ta/(94.72+170.75*rho_g);

E1 = exp(-Ppr^1.2/Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));

E = 0.109*(3.85-Tpr)^2*E1;

Z1 = 0.03+0.00527*(3.5-Tpr)^3;

Z = Z1*Ppr+0.642*Tpr-0.007*Tpr^4-0.52+E;

rho_hyc = 28.8*rho_g*P/(Z*R*Ta);

dz_dp = Z1+0.109*(3.85-Tpr)^2*E1*(-1.2*Ppr^0.2/Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));

yo = 0.85+5.6/(Ppr+2)+27.1/(Ppr+3.5)^2-8.7*exp(-0.65*(Ppr+1));

k_hyc = P*yo/1000*1.0/(1-Ppr/Z*dz_dp); % GPa

end

%

% Step 4: Fluid properties(initial insitu model)

%

k_fl = 1/(isw/k_brine+ish/k_hyc);

rho_fl = isw*rho_brine+ish*rho_hyc;

%

% Step 5: Insitu original moduli (for saturated – insitu rock)

%
```

```

dens_poros = 0; % 1 (use porosity to est initial density), 0 (use input log)

if dens_poros == 1

rho = phi*rho_fl + (1-phi)*rho_matrix;

end

k_sat = rho*(vp*vp-vs*vs*4/3); % GPa (will change in step 9)

g = rho*vs*vs; % GPa (held constant)

%

% Step 6: Porous frame properties

%

k1 = k_sat*(phi*k_matrix/k_fl+1-phi)-k_matrix;

k2 = phi*k_matrix/k_fl+k_sat/k_matrix-1-phi;

k_frame = k1/k2; % GPa (held constant)

%

% Step 7: select the type of output fluid, cal hyc/fluid prop

%

if fluid == 1 %'Brine'

% disp('Changing fluid to brine')

elseif fluid == 2 %'Oil'

% disp('Changing fluid to Oil [with dissolved gas] with TWS brine')

B0 = 0.972+0.00038*(2.495*GOR*sqrt(rho_g/ rho_o)+T+17.8)^1.175;

```

```

rho_ps = rho_o/((1+0.001*GOR)*B0);

rho_s = (rho_o+0.0012*GOR*rho_g)/B0;

r1 = rho_s+(0.00277*P-1.71*0.0000001*P*P*P)*(rho_s- 1.15)^2+3.49*0.0001*P;

rho_hyc = r1/(0.972+3.81*0.0001*(T+17.78)^1.175); % gm/ cc (will change)

v = 2096*sqrt(rho_ps/(2.6-rho_ps))- 3.7*T+4.64*P+0.0115*(sqrt(18.33/rho_ps-16.97)-1)*T*P;

k_hyc = rho_hyc*v*v*div_mill; % GPa (will change)

elseif fluid == 3 %'Gas'

% disp('Changing fluid to Gas with TWS brine')

R = 8.314; % gas constant

Ta = T+273.15;

Ppr = P/(4.892-0.4048*rho_g);

Tpr = Ta/(94.72+170.75*rho_g);

E1 = exp(-Ppr^1.2/Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));

E = 0.109*(3.85-Tpr)^2*E1;

Z1 = 0.03+0.00527*(3.5-Tpr)^3;

Z = Z1*Ppr+0.642*Tpr-0.007*Tpr^4-0.52+E;

rho_hyc = 28.8*rho_g*P/(Z*R*Ta);

dz_dp=Z1+0.109*(3.85-Tpr)^2*E1*(-1.2*Ppr^0.2/ Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));

yo = 0.85+5.6/(Ppr+2)+27.1/(Ppr+3.5)^2-8.7*exp(- 0.65*(Ppr+1));

k_hyc = P*yo/1000*1.0/(1-Ppr/Z*dz_dp); % GPa

```

```

end

%

% Step 8: Fluid properties (target saturation) and saturated rock density

%

k_fl = 1/(tsw/k_brine + tsh/k_hyc);

rho_fl = tsw*rho_brine + tsh*rho_hyc;

rho_sat = phi*rho_fl+(1-phi)*rho_matrix % gm/cc (OUTPUT)

%

% Step 9: Gassmann Saturated bulk modulus

%

k1 = phi/k_fl+(1-phi)/k_matrix-k_frame/(k_matrix*k_matrix);

k_sat_new = k_frame + ((1-k_frame/k_matrix)^2)/k1;

%

% Step 10: Seismic velocity after fluid substitution

vp_sat = sqrt((k_sat_new+g*4/3)/rho_sat)*kms2fs % ft/s (OUTPUT)

vs_sat = sqrt(g/rho_sat)*kms2fs % ft/s (OUTPUT)

IA = vp_sat*rho_sat*0.3048 % Kpa/ms (OUTPUT)

%%%%%%%%%% end of matlab code %%%%%%%%%%%

fid = fopen('exptable20b.prn', 'a');

```

```
% print a title, followed by a blank line
```

```
fprintf(fid, '\n');
```

```
% print values in column order
```

```
% values appear on each row of the file
```

```
fprintf(fid, '%.2f %.3f %5.3f %5.2f', IA, vsh, phi , rho_sat);
```

```
fclose(fid);
```

```
end
```