

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Implementação dos estatísticos *LISA* como atributo sísmico  
Aplicação a um caso não estacionário de um reservatório de hidrocarbonetos em  
canais de areia**

**Ângela Maria Soares Pereira**

Projecto  
MESTRADO EM GEOLOGIA APLICADA  
HIDROGEOLOGIA

2013



UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Implementação dos estatísticos *LISA* como atributo sísmico  
Aplicação a um caso não estacionário de um reservatório de hidrocarbonetos em  
canais de areia**

**Ângela Maria Soares Pereira**

Projecto

MESTRADO EM GEOLOGIA APLICADA

HIDROGEOLOGIA

Orientadores: Professor Doutor Nuno Pimentel (FCUL-UL)

Professor Doutor Amílcar Soares (IST-UTL)

2013



## AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar o meu agradecimento a todos os que me apoiaram na realização deste trabalho. Um especial obrigada:

Ao Professor Nuno Pimentel (FCUL) e ao Professor Amílcar Soares (IST), pela oportunidade proporcionada, pelo apoio dado e por tudo o que me ensinaram.

À Professora Maria João Pereira (IST), pela confiança depositada.

À Professora Cristina Máguas (CBA-FCUL), pela sua amizade, apoio, motivação constante e pelo exemplo que representa.

À Professora Margarida Santos-Reis (CBA-FCUL), pela compreensão e por todo o apoio dado.

À equipa do CBA, do ESFE-CBA e do SIIAF-CBA, pela paciência e colaboração.

À equipa do CERENA-CMRP do IST, João Carneiro, Pedro Correia, Ruben Nunes, Leonardo Azevedo, Júlia Carvalho, Júlio Caineta e Helena Caeiro, por me terem recebido tão bem, pela enorme ajuda, pelas sugestões dadas e por tudo o que me ensinaram e que possibilitou a realização deste trabalho.

Aos meus colegas de Mestrado e Geólogos, pela partilha de conhecimentos.

Aos meus amigos, pela sua enorme amizade.

Ao Miguel Porto, por toda a ajuda e por tudo o que me ensinou.

Ao Bruno, por toda a amizade e pelo enorme apoio e confiança dados.

Aos meus irmãos Ana e Amadeu, pela sua amizade. Um obrigada muito especial à minha irmã Ana, pelo seu apoio sem limites, pelos bons conselhos e paciência sem fim, pelo sorriso e por todos os momentos bons passados ao longo deste ano.

À minha família, por tudo. Em especial, um profundo agradecimento aos meus pais, Carlos e Aurélia, por tudo o que me proporcionaram, pelo seu amor e por permitirem que isto e tudo o mais, seja possível. A eles dedico este trabalho.

# ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	VI
ÍNDICE.....	VII
Lista de Figuras.....	IX
Lista de Equações.....	XI
Lista de Gráficos.....	XI
RESUMO.....	XII
ABSTRACT.....	XIII
1. INTRODUÇÃO.....	14
1.1. Análise de Atributos Sísmicos.....	14
1.2. Modelação de um reservatório de hidrocarbonetos.....	16
1.3. Objectivo do presente trabalho.....	17
1.4. Análise de padrões espaciais.....	18
2. ÁREA DE ESTUDO.....	19
2.1. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO.....	19
2.2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO.....	20
2.3. ENQUADRAMENTO TECTÓNICO.....	25
2.4. PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	29
2.5. SISTEMA PETROLÍFERO.....	31
2.5.1. Rocha Geradora.....	31
2.5.2. Rocha Reservatório.....	32
2.5.3. Armadilhas.....	33
2.5.4. Migração de hidrocarbonetos.....	34
2.6. SEDIMENTAÇÃO EM ÁGUAS PROFUNDAS.....	35
2.6.1. Caracterização dos canais turbidíticos.....	37
2.6.2. Formação, migração e deformação dos canais turbidíticos.....	38
3. METODOLOGIA APLICADA.....	42
3.1. DADOS E INTERPRETAÇÃO SÍSMICA.....	42
3.2. IDENTIFICAÇÃO DOS CANAIS DE AREIA ATRAVÉS DOS ESTATÍSTICOS <i>LISA</i> ( <i>LOCAL INDICATORS OF SPATIAL ASSOCIATION</i> ).....	44
3.2.1. <i>Local Moran's I</i> ( $I_i$ ).....	46
3.2.2. <i>Local Geary's C Coefficient</i> ( $C_i$ ).....	48
3.2.3. <i>G Statistics</i> ( $G_i$ e $G_i^*$ ).....	49
3.2.4. Aplicação dos <i>LISA</i> como Atributos Sísmicos.....	49
3.3. ELABORAÇÃO DO MODELO DE POROSIDADE.....	51

3.4. CARACTERIZAÇÃO DO MODELO DE POROSIDADES: SIMULAÇÃO SEQUENCIAL DIRECTA E CO-SIMULAÇÃO .....	52
3.4.1. Cálculo das direcções de anisotropia local .....	55
4. RESULTADOS OBTIDOS.....	57
4.1. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E MODELO DE IMPEDÂNCIA ACÚSTICA .....	57
4.2. RESULTADOS DA APLICAÇÃO DOS <i>LISA</i> COMO ATRIBUTO SÍSMICO.....	59
4.3. MODELO DE POROSIDADE .....	62
4.3.1. Determinação da Porosidade.....	62
4.3.2. Anisotropias Locais.....	65
4.4. RESULTADOS DO PROCESSO DE SIMULAÇÃO SEQUENCIAL DIRECTA.....	66
5. CONCLUSÕES.....	70
BIBLIOGRAFIA .....	71
ANEXO I: Variogramas .....	76
ANEXO II: Resumo dos resultados da aplicação dos estatísticos <i>LISA – Local Moran’s I</i> .....	77

## Lista de Figuras

Figura 2.1: Localização Geográfica da Bacia do Baixo Congo, na margem Oeste Africana (retirado de Brownfield & Charpentier, 2006).....	19
Figura 2.2: Mapa da Bacia do Baixo Congo, com a indicação da localização do leque submarino do Rio Congo. Os sedimentos são transferidos directamente para o leque submarino pelo canhão do Rio Congo desde o Terciário (adaptado de Labourdette, <i>et al.</i> , 2006).....	20
Figura 2.3: Coluna litoestratigráfica da Bacia do Baixo Congo, com indicação dos principais eventos tectónicos e evolução do nível do mar, ao longo do tempo (adaptado de Broucke, <i>et al.</i> , 2004).....	21
Figura 2.4: Evolução paleogeográfica da abertura do Atlântico Sul e separação da placa Africana da placa Sul-americana durante o Cretácico, que levou ao estabelecimento de um domínio marinho aberto (adaptado de Beglinger, <i>et al.</i> , 2012).....	23
Figura 2.5: Localização da Escarpa Angolana, marcada na figura a vermelho (adaptado de Uenzelmann-Neben, 1998).....	25
Figura 2.6: Modelo geodinâmico para a abertura do <i>rift</i> médio Atlântico Sul (adaptado de Beglinger, <i>et al.</i> , 2012).....	25
Figura 2.7: Perfil geológico interpretativo da Bacia do Baixo Congo, com indicação dos principais domínios tectónicos gerados por mecanismos gravitacionais. Junto ao talude: domínio extensivo com direcção para Oeste que levou à geração de falhas normais de componente gravitacional, formação de <i>grabens</i> e estruturas do tipo <i>raft</i> . No interior da bacia: domínio compressivo com geração de falhas inversas, diapirismo e dobramentos (adaptado de Broucke, <i>et al.</i> , 2004).....	26
Figura 2.8: Mapa da Bacia do Baixo Congo, com indicação dos quatro domínios estruturais e estruturas associadas para a sequência <i>post-rift</i> : Domínio 1 - <i>Rafts</i> e <i>grabens</i> do Cretácico, Domínio 2 - <i>Rafts</i> e <i>grabens</i> do Terciário, Domínio 3 - <i>Pre-rafts</i> do Terciário e Domínio 4 - Diapirismo salino (adaptado de Valle, <i>et al.</i> , 2001).....	27
Figura 2.9: Evolução tectónica e estratigráfica da sequência <i>post-rift</i> da Bacia do Baixo Congo (retirado de Valle, <i>et al.</i> , 2001).....	28
Figura 2.10: Modelo para o desenvolvimento e migração dos canais de areia e incisão do canhão do leque submarino do Rio Congo e sua relação com o desenvolvimento da Escarpa Angolana (adaptado de Anka, <i>et al.</i> , 2009).....	29
Figura 2.11: Coluna Litoestratigráfica genérica da Bacia do Baixo Congo (retirado de Valle, <i>et al.</i> , 2001).....	30
Figura 2.12: Mapa da Bacia do Baixo Congo com a indicação da área de distribuição dos sistemas petrolíferos, em particular os associados aos turbiditos do Terciário (retirado de Brownfield & Charpentier, 2006).....	31
Figura 2.13: Coluna Litoestratigráfica genérica, com indicação dos diferentes eventos e unidades do sistema petrolífero da Bacia do Baixo Congo (retirado de Brownfield & Charpentier, 2006).....	33
Figura 2.14: Modelo conceptual para a migração de hidrocarbonetos na Bacia do Baixo Congo, preferencialmente através de falhas, originando <i>seeps</i> submarinos no fundo oceânico (retirado de Gay, <i>et al.</i> , 2007).....	34
Figura 2.15: Modelo conceptual para a migração de hidrocarbonetos gasosos através de chaminés que terão levado à formação de <i>pockmarks</i> no fundo oceânico (adaptado de Andresen & Huuse, 2011).....	35
Figura 2.16: Bloco diagrama representando o leque submarino do Rio Congo e respectiva distribuição de fácies associada ao sistema turbidítico do Terciário da Bacia do Baixo Congo (retirado de Anka & Séranne, 2004).....	36
Figura 2.17: 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).....	38
Figura 2.18: Modelo geral de distribuição de fácies de um depósito turbidítico segundo Bouma, 1962 (adaptado de Selley, 1988; Selley, 1996).....	38
Figura 2.19: Modelo explicativo da formação e migração de um canal submarino meandriforme na Bacia do Baixo Congo (retirado de Babonneau, <i>et al.</i> , 2010).....	40
Figura 2.20: Esquema representativo da secção de um canal submarino e diferentes padrões de migração do canal: (a) migração lateral e (b) agradacção vertical (adaptado de Labourdette, <i>et al.</i> , 2006; Kolla, <i>et al.</i> , 2007).....	40

Figura 2.21: Blocos diagrama que representam o modelo conceptual para a formação dos canais e localização dos meandros a partir de um regime extensivo multidireccional (adaptado de Calassou & Moretti, 2003). .....	41
Figura 3.1: Cubo sísmico e cubo de impedâncias acústicas.....	43
Figura 3.2: Esquema exemplificativo do grau de <i>spatial clustering</i> dentro de um campo amostral. A distribuição de uma variável no espaço pode ser aleatória, ou seja apresenta um padrão de distribuição disperso ou pelo contrário as amostras podem estar agrupadas em <i>clusters</i> (adaptado de Mitchell, 2005). .....	46
Figura 3.3: Imagens esquemáticas da interpretação do <i>Local Moran's I</i> , retractando as possíveis relações espaciais entre um ponto central (ponto de referência) e os pontos vizinhos.....	48
Figura 3.4: Esquema exemplificativo da implementação de um processo iterativo utilizando uma janela móvel, no qual o valor da variável no ponto central ( $i,j$ ) é calculado tendo em conta apenas os vizinhos no interior da janela móvel. ....	50
Figura 3.5: Esquema representativo da elipse de procura para a DSS e DSS-LA (retirado de Horta, <i>et al.</i> , 2010). .....	54
Figura 3.6: Representação do elipsóide de procura, com indicação da direcção principal de anisotropia local $\theta_1$ (direcção de maior anisotropia) e respectivos rácios. ....	55
Figura 3.7: Direcção principal de um plano ( <i>strike direction</i> ) (retirado de Schlumberger, 2008).....	56
Figura 4.1: Secção horizontal (a) e perfil sísmico da área de interesse com indicação da localização do poço – <i>inline</i> (b) e <i>xline</i> (c). Os reflectores (a azul e vermelho) indicam a possível zona de reservatório, correspondente ao empilhamento de canais de areia ( <i>stack</i> de canais de areia).....	57
Figura 4.2: Perfil sísmico interpretativo: 1 – Superfície estratigráfica que separa duas unidades diferentes; 2- Empilhamento de canais de areia, que corresponde à zona de reservatório; 3 – <i>Pockmark</i> enterrada, que reflecte a migração de hidrocarbonetos; 4- Falha.....	58
Figura 4.3: Secção horizontal do cubo de <i>AI</i> , no qual se observa a silhueta dos canais de areia meandriformes. ....	58
Figura 4.4: Imagens da zona do reservatório (canais de areia) após a aplicação dos <i>LISA</i> como atributo sísmico. Comparação com a impedância acústica e os estatísticos $G$ ( $G_i^*$ ). .....	61
Figura 4.5: Detalhe de meandro de canal de areia numa secção horizontal da impedância acústica (a) e do <i>Local Moran's I</i> (b), a diferentes escalas de cores. É possível verificar que em <i>b</i> a forma do meandro é realçada.....	61
Figura 4.6: <i>Logs</i> de porosidade (direita) e <i>Gamma Ray</i> (esquerda) no poço de prospecção. A variação brusca e simultânea destes dois parâmetros dá indicação da possível localização do reservatório de hidrocarbonetos. A gama de valores de porosidade ( <i>PHI</i> ) varia entre 0 e 1 o que é equivalente à percentagem entre 0-100%.....	64
Figura 4.7: Mapa de anisotropias locais, extraído da imagem do <i>Local Moran's I</i> , para uma janela móvel com 5x5 células. ....	65
Figura 4.8: Imagens resultantes dos processos de Simulação Sequencial Directa, tendo em conta apenas o poço de prospecção (esquerda – simulações (equiprováveis); direita – imagem média das simulações). ....	67
Figura 4.9: Imagem resultante do processo de coDSS-LA, tendo em conta 5 novos poços criados (esquerda – simulações (equiprováveis); direita – imagem média das simulações). ....	68

## Lista de Equações

Equação 3.1.....	43
Equação 3.2.....	47
Equação 3.3.....	47
Equação 3.4.....	48
Equação 3.5.....	48
Equação 3.6.....	49
Equação 3.7.....	49
Equação 3.8.....	51
Equação 3.9.....	51
Equação 3.10.....	51

## Lista de Gráficos

Gráfico 1: Histograma e estatística descritiva referente ao cubo de impedâncias acústicas. O eixo dos $y$ corresponde à frequência relativa para um intervalo entre 0 e 1 (o que equivale a 0-100%).....	59
Gráfico 2: <i>Bi-plots</i> para <i>Logs</i> do poço, que mostram relação do <i>AI</i> e diversos parâmetros ( <i>GR</i> - <i>gamma ray</i> , <i>RHOB</i> - densidade e <i>PHI</i> - porosidade). Em <i>a</i> é possível identificar dois grupos litológicos, as areias a vermelho e as argilas a verde. Em <i>b, c</i> e <i>d</i> a gama de cores representa a distribuição da densidade dos materiais, a azul estão representadas as densidades mais baixas e a vermelho as densidade mais elevadas. ....	62
Gráfico 3: Gráficos dos <i>Logs</i> obtidos no poço de prospecção em função da profundidade e <i>Log</i> da porosidade ( <i>PHI</i> ) calculado a partir dos diversos parâmetros. A amarelo está indicada a possível localização do reservatório, que está inserido na área de estudo.....	63
Gráfico 4: Histograma e estatística descritiva do parâmetro porosidade ( <i>PHI</i> ) para o poço de prospecção. O eixo dos $y$ corresponde à frequência relativa para um intervalo entre 0 e 1 (o que equivale a 0-100%). A gama de valores de <i>PHI</i> , também varia entre 0 e 1 o que é equivalente à percentagem entre 0- 100%. ....	64
Gráfico 5: Histograma e estatística descritiva referente ao cubo de porosidade (simulado). O eixo dos $y$ corresponde à frequência relativa para um intervalo entre 0 e 1 (o que equivale a 0-100%). A gama de valores de <i>PHI</i> , também varia entre 0 e 1 o que é equivalente à percentagem entre 0- 100%.....	68
Gráfico 6: Semi-variogramas ( $\gamma(h)$ ) dos dados de impedância acústica (cubo), com modelo Exponencial, para 5 direcções do espaço. Amplitudes do Semi-variograma: i) Max = 20, ii) Med = 12, iii) Min = 4.5.....	76
Gráfico 7: Semi-variogramas ( $\gamma(h)$ ) do parâmetro simulado - porosidade (cubo), com modelo Exponencial. Amplitudes do variograma: i) Max = 38,5, ii) Med = 33,4, iii) Min = 17,5. ....	76

## RESUMO

Os sistemas de canais de areia submarinos, ou canais turbidíticos, são, devido à sua natureza detrítica, potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, normalmente com uma boa porosidade. No entanto, este tipo de reservatório caracteriza-se por uma acentuada heterogeneidade espacial, típica de uma situação não estacionária e que resulta do seu traçado meandriforme. Desta forma, compreender o padrão morfológico que define o corpo de um canal de areia é essencial para a caracterização destes reservatórios, o que por vezes se pode tornar uma tarefa difícil, devido à elevada variabilidade espacial e litológica.

O objectivo deste trabalho é implementar um conjunto de novos atributos sísmicos que permitam identificar as características morfológicas e padrões espaciais em situações não estacionárias típicas de um reservatório de hidrocarbonetos em canais de areia, tentando assim melhorar os processos de simulação estocásticos e de inversão sísmica deste tipo de reservatório. Para isso foi proposta a utilização dos estatísticos *LISA (Local Indicators of Spatial Association)* como novo atributo sísmico. Estes estatísticos são normalmente utilizados em aplicações com dados geográficos e permitem detectar padrões de associação espacial locais, que podem reflectir o corpo do canal de areia, uma vez que os *LISA* dão o grau de *clustering* para um conjunto de amostras.

A aplicação dos *LISA* como atributo sísmico para a identificação de padrões morfológicos ou na identificação de lito-grupos, revelou-se ser uma boa ferramenta, em particular a utilização do índice *Local Moran's I*, uma vez que permite a identificação dos padrões de associação espacial formados pelos corpos de areia e definir as direcções de maior anisotropia espacial. No entanto a sua integração nos processos de simulação estocásticos e no processo de inversão sísmica deverá ser complementada com outros condicionantes.

**PALAVRAS-CHAVE:** Canais de areia, associação espacial, padrões não estacionários, atributos sísmicos, *LISA*.

## ABSTRACT

Systems of submarine sand channels, or turbidites channels, are potential hydrocarbon reservoirs, due to its clastic nature, which normally provides a good porosity. However this type of reservoir is characterized by a high spatial heterogeneity typical of a non-stationary pattern in result of his sinuous shape. Therefore, understanding the morphological pattern that defines the sand channel body is essential for the characterization of these kinds of reservoirs. This, however, can be a difficult task due to the high spatial and lithological variability.

The aim of this work is to apply a set of a new seismic attributes that allows the identification of morphology and spatial patterns in non-stationary conditions, typical of sand channels hydrocarbon reservoir, and thus trying to improve the stochastic simulation processes and seismic inversion of these kind of reservoir. It was proposed the use of *LISA* (*Local Indicators of Spatial Association*) statistics as new seismic attribute. These statistics are typically used in applications with geographical data and allow the identification of local spatial association patterns that can reflect the sand channel body, once the *LISA* gives us the clustering of a set of samples.

The application of *LISA* as seismic attribute for identification of morphological patterns and geobodies proved to be a good tool, in particular the use of the *Local Moran's I* index, since it allows to identify the spatial association patterns formed by the sand bodies and define the main spatial anisotropy direction. However, their integration in stochastic simulation processes and in seismic inversion should have to be complemented with other constraints.

**KEY WORDS:** Sand channels, spatial association, non-stationary patterns, seismic attributes, *LISA*.

# 1. INTRODUÇÃO

A indústria petrolífera tem cada vez mais direccionado a exploração de hidrocarbonetos para o domínio das águas profundas. Este ambiente sedimentar marinho é particularmente interessante para esta indústria dado que se podem formar importantes reservatórios de hidrocarbonetos associados, por exemplo, a sistemas de canais de areia submarinos ou canais turbidíticos. A sua extensão e natureza detrítica torna-os potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, bastante promissores. Dada a sua importância têm havido um crescente estudo da caracterização morfológica de canais de areia submarinos em diversas áreas do conhecimento (Babonneau, *et al.*, 2010).

Apesar de ser necessário ter em conta o contexto geológico e sedimentar em que um reservatório está inserido (Babonneau, *et al.*, 2010), um sistema de canais submarinos é em termos gerais caracterizado por uma acentuada heterogeneidade litológica e espacial, inerente neste caso ao seu traçado meandriforme e à reduzida continuidade lateral dos canais. Um dos principais objectivos para a sua caracterização é compreender a geometria dos canais (Costa e Silva, *et al.*, 1996), dado que o padrão espacial de um canal meandriforme é representativo de uma situação tipicamente não estacionária, com uma acentuada variabilidade espacial (Horta, *et al.*, 2010).

## 1.1. ANÁLISE DE ATRIBUTOS SÍSMICOS

A análise de atributos sísmicos, é um complemento à interpretação sísmica, tendo como objectivo a identificação morfológica de elementos estruturais ou estratigráficos no interior de um reservatório e a caracterização das suas propriedades físicas, como por exemplo a porosidade. Os atributos sísmicos correspondem a toda a informação obtida directa ou indirectamente a partir dos dados sísmicos e constituem importantes ferramentas analíticas (qualitativas e quantitativas) para a previsão de fácies e caracterização de um reservatório (Taner, 2001).

O conceito de atributo sísmico surge da noção de que as características e propagação de uma onda sísmica variam consoante o meio atravessado, em particular nas interfaces entre diferentes meios, quer estas sejam de natureza estrutural (como por exemplo falhas, ou discontinuidades), quer sejam de natureza geológica (como por exemplo uma sequência sedimentar composta por camadas ou corpos geológicos (canais, recifes, etc.) com litologias diferentes). Deste modo, ao longo do seu trajecto a onda sísmica irá sofrer diversas alterações no que diz respeito à forma, velocidade de propagação, ângulo de incidência, reflexão, refacção, etc. A análise do comportamento da onda irá reflectir as propriedades das formações geológicas atravessadas, possibilitando assim a sua caracterização. Por isso, compreender, interpretar e contextualizar geologicamente estas alterações é a chave para conseguir estabelecer uma primeira abordagem para a caracterização de um reservatório de hidrocarbonetos (Schlumberger, 2008).

Os atributos sísmicos tentam por isso otimizar a informação obtida através da resposta e características da onda sísmica, possibilitando o aumento da razão sinal-ruído e realçando a geometria e continuidade dos reflectores sísmicos (Taner, 2001). Tendo por base a informação relativa à onda sísmica (*wavelet*), é possível separá-la nos seus diferentes componentes (amplitude, fase, frequência e posição) e a partir daí gerar diversos atributos que permitem uma melhor caracterização e interpretação petrofísica, litoestratigráfica das formações e identificação de estruturas geológicas, quer sejam usados individualmente quer em conjuntos de multi-atributos (Schlumberger, 2008). No entanto, para cada componente da onda a informação extraída é diferente. A título de exemplo, os atributos derivados da amplitude da onda sísmica são normalmente bons indicadores das propriedades físicas do meio, ou seja são bons indicadores da geologia das formações e de alguns elementos estruturais, exemplo disso são a impedância acústica, os coeficientes de reflexão, a velocidade ou absorção. Por outro lado os atributos derivados da fase da onda sísmica são geralmente bons indicadores da geometria das formações, uma vez que realçam a configuração e continuidade dos reflectores sísmicos (Taner, 2001).

Apesar da utilização dos atributos sísmicos remontar aos anos 50, é só a partir dos anos 70, com a introdução de perfis sísmicos coloridos por Balch (1971) (*in* Chopra & Marfurt, 2005), a análise complexa do traço sísmico (Taner, *et al.*, 1979) e a generalização da utilização da sísmica 3D (Chopra & Marfurt, 2005), que a utilização de atributos sísmicos como ferramenta de auxílio à interpretação sísmica ganha um enorme relevo. O que se traduziu num aumento progressivo do número de atributos e sistemas classificativos (Taner, 2001; Chopra & Marfurt, 2006). Dentro destes sistemas classificativos, que variam conforme o autor, os atributos estão organizados: i) quanto à sua origem, se são extraídos de dados *pre* ou *post-stack* e qual a componente da onda da qual derivam; ii) quanto à sua sensibilidade, isto é se são indicadores de propriedades físicas ou geométricas; iii) se estão baseados na cinemática da onda sísmica ou em padrões geológicos; iv) se são gerais, específicos ou compósitos (Chopra & Marfurt, 2005) e v) mais recentemente, se são atributos de volume ou de superfície (Schlumberger, 2008).

Nos últimos anos foram desenvolvidos inúmeros atributos sísmicos com base na aquisição sísmica e na análise de reflectores (Chopra & Marfurt, 2006), no entanto esta proliferação de atributos acabou por gerar alguns constrangimentos ao próprio utilizador (Chopra & Marfurt, 2005). Recentemente numa tentativa de superar esta dificuldade, tem surgido cada vez mais a utilização de multi-atributos, nomeadamente através de métodos geostatísticos, da utilização de redes neuronais e da análise de *clusters* (*clustering*), neste caso com o objectivo de identificar *clusters* associados a anomalias estratigráficas ou anomalias geradas por acumulações de hidrocarbonetos (Chopra & Marfurt, 2005; Chopra & Marfurt, 2006).

## 1.2. MODELAÇÃO DE UM RESERVATÓRIO DE HIDROCARBONETOS

Uma vez que os modelos de reservatórios são gerados a partir da interpretação sísmica, da análise de dados dos poços e análise de atributos sísmicos, estes modelos, deverão ser suportados por modelos geoestatísticos que estejam em concordância com os dados disponíveis e enquadrados no contexto geológico da área de estudo (Gomes & Alves, 2007).

Uma das questões cruciais na modelação numérica de um reservatório em canais de areia é a definição do corpo do canal e das suas fronteiras. No entanto a frequente falta de dados dificulta a caracterização destes corpos de areia, em particular a definição da sua geometria meandriforme (Luis & Almeida, 1997). A utilização de modelos estocásticos é uma abordagem que permite minimizar a incerteza associada à criação de modelos que pretendem determinar a distribuição espacial dos corpos de areia. A utilização da interpretação sísmica e análise de atributos contribui para a definição de um modelo geológico prévio que pode servir de base às simulações numéricas, permitindo mais facilmente a identificação de estruturas geológicas (Costa e Silva, *et al.*, 1996).

Uma das primeiras tentativas de modelar este tipo de estruturas geológicas de contornos curvilíneos, usando a geoestatística foi realizada por Soares (1990) (*in* Horta, *et al.*, 2010). O autor utilizou a Krigagem morfológica, a partir da aplicação das direcções de anisotropia local para estimar estruturas geológicas dobradas. Dada a vantagem na identificação de estruturas morfológicas deste tipo, esta abordagem foi adoptada na modelação numérica de reservatórios de hidrocarbonetos, tendo sido utilizada para condicionar os processos de simulação sequencial usados na caracterização morfológica de canais de areia (Horta, *et al.*, 2010). Os trabalhos desenvolvidos por Xu (1996), Costa e Silva, *et al.* (1996), Luis & Almeida (1997), ou Soares (2001) são exemplos da utilização desta abordagem. Recentemente Horta, *et al.* (2010), tendo por base o trabalho desenvolvido por Soares (2001), propôs a utilização da Simulação Sequencial Directa com uma distribuição espacial condicionada às anisotropias locais, tendo em vista a caracterização de uma variável contínua com uma estrutura meandriforme. Deste modo os métodos de simulação ou co-simulação estocásticos (Soares, 2001) passaram a ser utilizados frequentemente com o objectivo de integrar a informação sísmica em modelos litológicos e petrofísicos de um reservatório de hidrocarbonetos, a partir da relação directa entre a sísmica e as propriedades do reservatório.

Outro método bastante utilizado para a modelação de reservatórios em ambientes geológicos com forte heterogeneidade, como é o caso de um canal de areia meandriforme, é a utilização da estatística multi-ponto (Strebelle, 2002). Este método contrariamente aos outros, não se baseia na utilização do variograma, mas sim de imagens de referência (*training images*) que tentam representar o padrão espacial da distribuição das fácies ou da forma do reservatório. Estas *training images* são associadas aos dados reais permitindo assim captar a estrutura e caracterizar o reservatório. Este método apresenta alguma limitação,

uma vez que existe um grau de incerteza associado à definição das *training images*, que têm que reproduzir os padrões geológicos que compõem o reservatório (Caers & Zhang 2002; Strebelle, 2002).

Mais recentemente os métodos de Inversão Sísmica (Soares & Caetano, 2006), em especial os métodos de inversão estocásticos têm apresentado vantagens face aos modelos de simulação estocásticos. O processo de Inversão Sísmica tem por base a relação física entre a Impedância Acústica e a Amplitude Sísmica, sendo que esta é obtida pela convolução dos coeficientes de reflexão a partir de uma *wavelet* conhecida. Estes métodos tentam criar um modelo de impedâncias que dê origem a um sismograma sintético semelhante à sísmica real e que reproduza os padrões espaciais da variável original. Para isso é utilizado um processo iterativo e convergente, com vista à optimização de uma função objectivo, que representa a diferença entre a sísmica real e os sismogramas sintéticos produzidos em cada iteração (Soares & Caetano, 2006). No entanto em situações não estacionárias, ou seja de grande variabilidade e heterogeneidade espacial, como o caso dos reservatórios em canais de areia, os métodos de Inversão Sísmica apresentam algumas limitações, uma vez as funções objectivo utilizadas não têm a capacidade de optimizar padrões não estacionários, característicos por exemplo de um canal meandriforme.

### 1.3. OBJECTIVO DO PRESENTE TRABALHO

O presente trabalho teve como objectivo principal a implementação de um conjunto de novos atributos sísmicos que permitam identificar as características morfológicas e padrões espaciais em situações não estacionários, típicas de um reservatório de hidrocarbonetos em canais de areia, tentando assim melhorar os processos de simulação estocásticos e de inversão sísmica deste tipo de reservatório. Para isso foi proposta a utilização dos estatísticos *LISA* (*Local Indicators of Spatial Association*) como novo atributo sísmico. Estes estatísticos são normalmente utilizados em aplicações com dados geográficos (*e.g.* Sistemas de Informação Geográficos) e permitem detectar padrões de associação espacial locais. A ideia neste estudo foi implementar o uso dos estatísticos *LISA* com o intuito de fazer sobressair os corpos dos canais de areia, uma vez que os *LISA* dão o grau de *clustering* para um conjunto de amostras.

O segundo objectivo deste trabalho foi a criação de um modelo de porosidades, condicionado à forma dos canais de areia previamente definidos pela utilização dos estatísticos *LISA*.

O presente trabalho foi desenvolvido sobre um caso real de um reservatório de hidrocarbonetos em canais de areia submarinos, localizado na Bacia do Baixo Congo, na margem Oeste Africana. Os dados que serviram de base foram a imagem sísmica 3D (e respectivo cubo de impedâncias acústicas) e os dados do *log* (*hard data*), obtidos no poço de prospecção.

#### 1.4. ANÁLISE DE PADRÕES ESPACIAIS

A análise espacial de uma variável, permite a identificação de padrões de associação espacial local ou *clusters*, representantes de situações não estacionárias e identificação de valores anómalos ou *outliers* (Soares, 2006; Anselin, 1995). Os estatísticos *LISA* - *Local Indicators of Spatial Association* definidos por Anselin (1995) e os estatísticos *G* ( $G_i$  e  $G_i^*$ ) definidos por Getis & Ord (1992), são uma ferramenta frequentemente utilizada na detecção de padrões de associação espacial à escala local. Os estatísticos *LISA* resultam da decomposição dos estatísticos globais *Moran's I* e *Gery's C* (que servem para analisar a correlação espacial de uma variável a nível global, ou seja do conjunto total de amostras) e surgiram da constatação de que uma variável pode não apresentar correlação espacial a uma escala global, mas o mesmo não se verificar a uma escala local, ou seja a variável pode apresentar padrões espaciais locais que se poderão traduzir como *clusters*. Deste modo os *LISA* indicam o grau de *clustering* para um conjunto de amostras (Getis & Ord, 1992; Anselin, 1995; Unwin & Unwin, 1998). A sua aplicação tem sido transversal a diversas áreas, sendo utilizada por exemplo no estudo da distribuição espacial de uma variável em áreas como a medicina (Goovaerts & Jacquez, 2005), a engenharia florestal (Sokal, *et al.*, 1998; Rätty & Kangas, 2007), estudos demográficos (Anselin, 1995; Griffith, 2009) ou análise de poluentes (Zhang, *et al.*, 2008).

## 2. ÁREA DE ESTUDO

### 2.1. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO

A área de estudo encontra-se localizada no domínio das águas profundas (*offshore*) da Bacia do Baixo Congo, situada na margem Oeste Africana, entre a República do Congo e a zona central Angolana (Figura 2.1). A Bacia do Baixo Congo tem uma área de cerca de 115.000km<sup>2</sup>, podendo a profundidade da água do mar ultrapassar os 3.500m (Labourdette, *et al.*, 2006; Nombo-Makaya & Han, 2009).

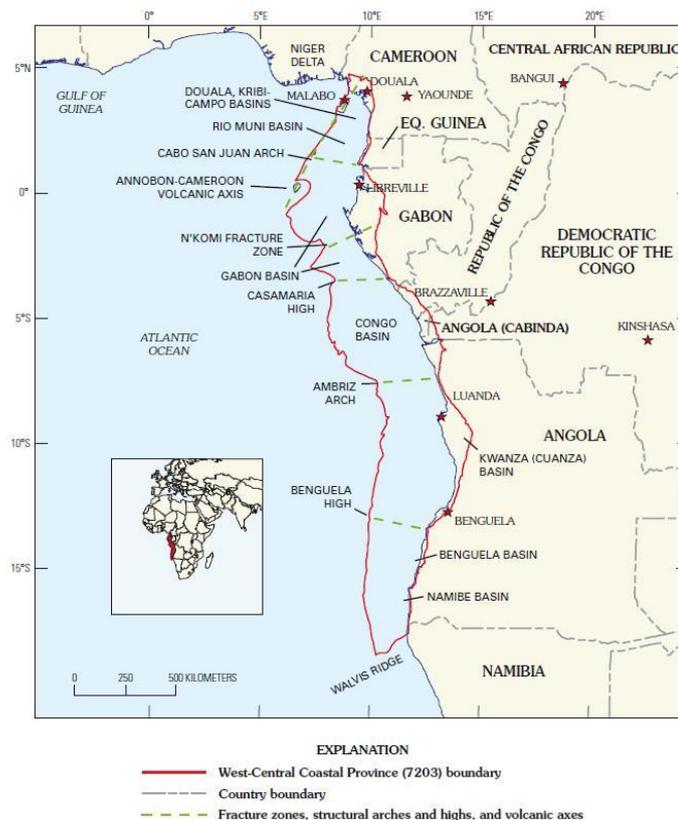


Figura 2.1: Localização Geográfica da Bacia do Baixo Congo, na margem Oeste Africana (retirado de Brownfield & Charpentier, 2006).

As descobertas de reservatórios de hidrocarbonetos na Bacia do Baixo Congo começaram na década de cinquenta, tendo sido feitas as primeiras explorações *onshore* nessa altura. As explorações em regime de águas profundas tiveram início nos anos noventa, após a descoberta de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, especialmente associados ao delta submarino do Rio Congo (Brownfield & Charpentier, 2006). Esta área passou a ser de enorme interesse económico para a indústria petrolífera, tendo por isso sido desenvolvidos nos últimos anos diversos trabalhos de investigação para o estudo desta área, que representa o segundo maior leque submarino do mundo. As suas características revelaram-se particularmente interessantes, pelo facto de desde o Terciário existir uma ligação directa da zona de

descarga do Rio Congo (Figura 2.2) às planícies abissais, o que possibilitou a deposição de uma extensa sequência sedimentar constituída por canais turbidíticos (Anka, *et al.*, 2009; Savoye, *et al.*, 2009).

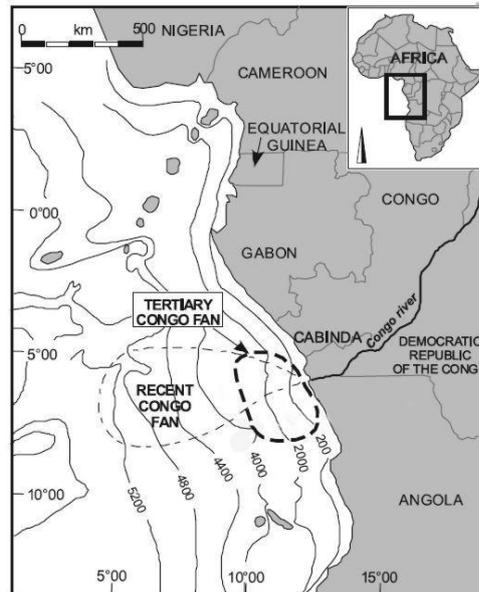


Figura 2.2: Mapa da Bacia do Baixo Congo, com a indicação da localização do leque submarino do Rio Congo. Os sedimentos são transferidos directamente para o leque submarino pelo canhão do Rio Congo desde o Terciário (adaptado de Labourdette, *et al.*, 2006).

## 2.2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A margem Oeste Africana, actualmente, corresponde a uma margem passiva. A Bacia do Baixo Congo faz parte de um conjunto de sub-bacias da margem Oeste Africana – as *Aptian Salt Basins*, que se formaram a partir da fragmentação do super continente *Pangea* e abertura do Oceano Atlântico Sul (Brownfield & Charpentier, 2006). Na Era Mesozoica (251 - 65,5 Ma), ocorreu a fragmentação do super continente *Pangea*. Na fase inicial, que durou desde o Triásico Superior ao Jurássico, o *Pangea* separou-se pela zona equatorial, a partir da abertura de um *rift* com direcção Este – Oeste, dando origem à formação de dois grandes continentes, o *Gondwana* a Sul e o *Laurásia* a Norte. No Cretácico Inferior (150 Ma), deu-se a abertura do *rift* médio Atlântico com direcção Sul- Norte, levando à fragmentação do *Gondwana* e à formação do Oceano Atlântico (Nürnberg & Müller, 1991; Selley, 1988). A fase de *rift* na margem Oeste Africana ocorreu no Cretácico Inferior, durante o Neocomiano, tendo-se iniciado há cerca de 144 – 140 Ma e terminado há aproximadamente 127 – 117 Ma (Gay, *et al.*, 2007; Broucke, *et al.*, 2004). A evolução tectónica e sedimentar da Bacia do Baixo Congo (Figura 2.3) está marcada por três fases de *rift*, que deram origem a unidades estratigráficas distintas (Valle, *et al.*, 2001; Anderson, *et al.*, 2000; Savoye, *et al.*, 2009).

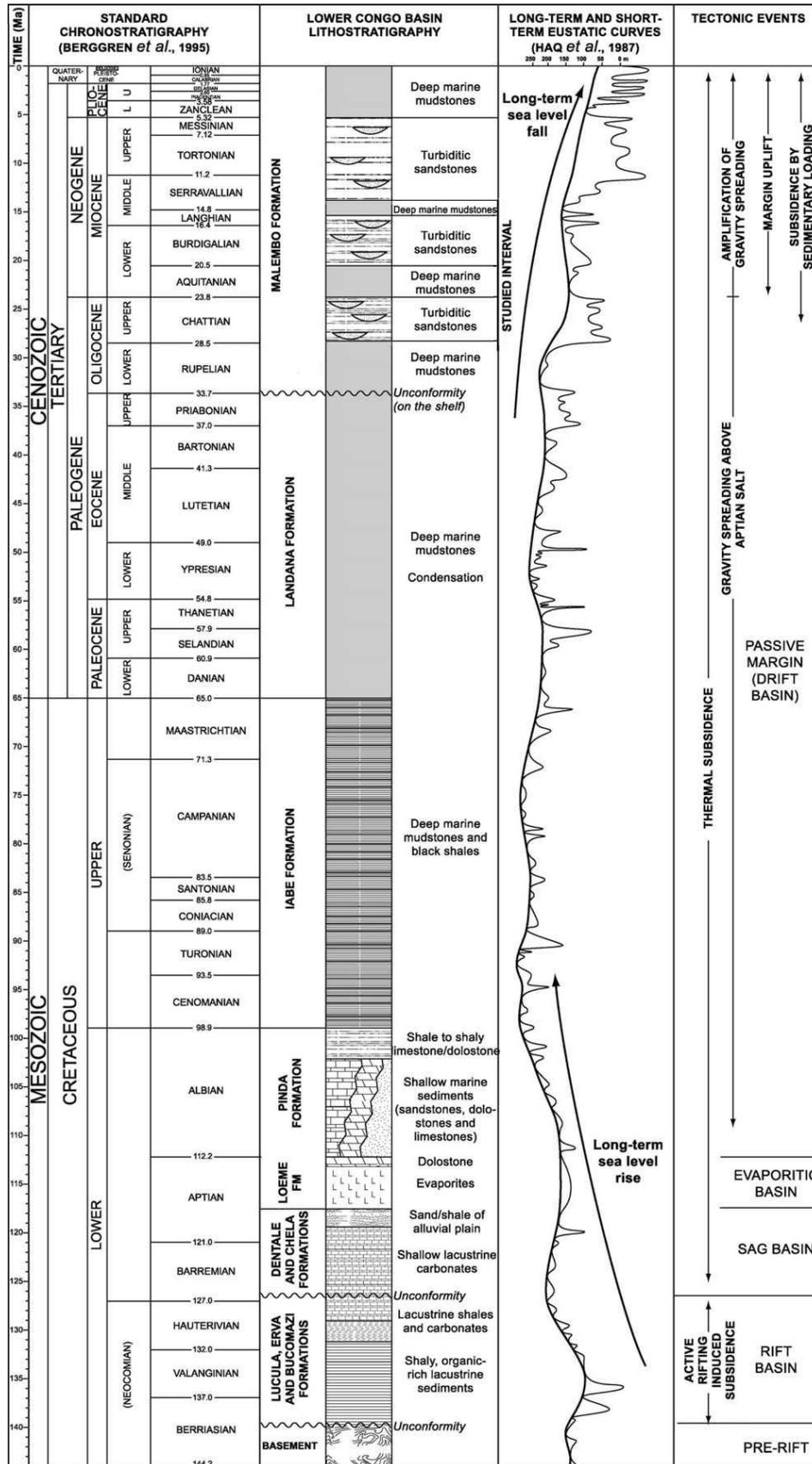


Figura 2.3: Coluna litoestratigráfica da Bacia do Baixo Congo, com indicação dos principais eventos tectónicos e evolução do nível do mar, ao longo do tempo (adaptado de Broucke, *et al.*, 2004).

A fase de *pre-rift* está representada pelas formações do Jurássico Superior e correspondeu a uma fase de *rift* intra-cratónico que deu origem a uma série de fracturas paralelas entre si, que levaram à formação de *grabens*, nos quais se instalaram grandes lagos. Durante este período predominou o ambiente fluvial e lacustre. Com a continuação da extensão crustal, foi ocorrendo subsidência da bacia e deposição de uma extensa sequência de sedimentos (aproximadamente 600m de espessura) de natureza lacustre, fluvial e aluvionar, ricos em matéria orgânica (Nombo-Makaya & Han, 2009), que deram origem às principais rochas geradoras de hidrocarbonetos em pré-sal da costa Oeste Africana (Brownfield & Charpentier, 2006; Nombo-Makaya & Han, 2009).

Com o início da abertura do Oceano Atlântico, no Cretácico Inferior (Neocomiano - Aptiano) ocorreu a fase de *syn-rift* que representa a passagem de um ambiente continental para um ambiente marinho. Esta fase marca também a paragem na extensão crustal e o início da subsidência da bacia. Ao longo do Aptiano a ligação da bacia ao oceano foi intermitente, o que levou ao isolamento de grandes massas de água salgada de baixa profundidade. Este fenómeno associado à grande dimensão do *Gondwana* proporcionou um ambiente árido no qual se formou uma extensa sequência de rochas evaporíticas, que corresponde à Formação de *Loeme* (Anderson, *et al.*, 2000; Lavier, *et al.*, 2001; Brownfield & Charpentier, 2006; Nombo-Makaya & Han, 2009).

A fase de *post-rift* ocorreu desde o Cretácico Superior ao Quaternário. Nesta fase, estabeleceu-se um regime marinho de margem passiva, como resultado de um episódio transgressivo, devido à acreção oceânica e subsidência térmica da bacia (Anka & Séranne, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006). Este fenómeno terá provocado também um ligeiro declive na mesma (Duval, *et al.*, 1992; Cramez & Jackson, 2000; Valle, *et al.*, 2001). A base da sequência *post-rift* testemunha o início dessa sedimentação marinha (Figura 2.4), pois durante o Albiano formaram-se os carbonatos que deram origem ao talude da plataforma continental (Lavier, *et al.*, 2001; Valle, *et al.*, 2001) e que estão representados pelas Formações do Grupo *Pinda* (Valle, *et al.*, 2001; Anka, *et al.*, 2009).

A partir do Cenomaniano (Cretácico Superior) o regime marinho ficou completamente estabelecido. Até ao Eocénico (Terciário) a taxa de sedimentação foi baixa, tendo ocorrido deposição de sedimentos marinhos ricos em matéria orgânica, como *black shales* (argila negras ou argila betuminosas), argilitos e siltitos, que deram origem a uma sequência condensada, que está representada pela Formação *labe* do Cretácico Superior e a Formação *Landana* do Paleocénico – Eocénico (Anderson, *et al.*, 2000; Valle, *et al.*, 2001; Anka & Séranne, 2004; Anka, *et al.*, 2009; Nombo-Makaya & Han, 2009; Savoye, *et al.*, 2009). Durante alguns períodos existiram condições anóxicas (Figura 2.4) que proporcionaram um ambiente redutor, o que possibilitou a geração de hidrocarbonetos especialmente associados a *black shales* (Anderson, *et al.*, 2000; Anka, *et al.*, 2009; Nombo-Makaya & Han, 2009).

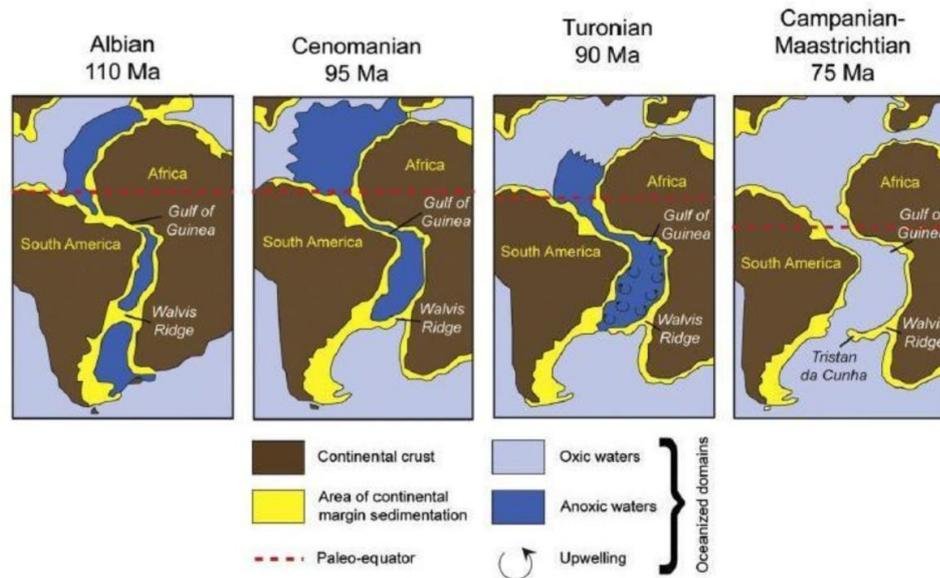


Figura 2.4: Evolução paleogeográfica da abertura do Atlântico Sul e separação da placa Africana da placa Sul-americana durante o Cretáceo, que levou ao estabelecimento de um domínio marinho aberto (adaptado de Beglinger, *et al.*, 2012).

Com a continuação do preenchimento da bacia, a sequência evaporítica funcionou como superfície de descolamento, provocando a instabilidade das formações e levando à geração de diversos deslizamentos gravitacionais com formação de falhas lítricas (falhas normais com componente rotacional) e abertura de *grabens*, ao longo da margem e no talude da plataforma continental, afectando toda a sequência *post-rift*. A tectónica salina desempenhou um papel fundamental na história estrutural e sedimentar da bacia, tendo levado à formação de estruturas como *grabens*, *raft*, *rollovers*, domos e diapiros salinos, que condicionaram a sedimentação no interior da bacia (Duval, *et al.*, 1992; Mauduit, *et al.*, 1997; Valle, *et al.*, 2001).

A passagem do Eocénico para o Oligocénico está marcada por uma inconformidade regional, que representa um enorme evento erosivo e a mudança súbita no padrão de sedimentação (Anka & Séranne, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006; Savoye, *et al.*, 2009). Vários factores poderão ter contribuído para tal, como a descida do nível do mar resultante do arrefecimento global da temperatura no planeta, associado a um evento glacial durante a passagem Eocénico - Oligocénico (Séranne, 1999; Lavier, *et al.*, 2001) e alterações nas correntes oceânicas, que poderão ter provocado erosão submarina e redistribuição dos sedimentos de fundo (Séranne & Nzé Abeigne, 1999; Lavier, *et al.*, 2001). O Oligocénico marca a passagem de um regime transgressivo (e de uma fase de acreção que durou desde o Albiano e na qual existiu predominância de sedimentação carbonatada, pelágica e siliclástica de natureza marinha, que possibilitou a formação da plataforma e talude continental, como referido anteriormente), para um regime regressivo marcado pela sucessiva progradação dos sedimentos de natureza siliclástica provenientes da

intensa erosão do continente, em especial durante o Neogénico (Séranne & Nzé Abeigne, 1999; Lavier, *et al.*, 2001) o que levou à formação do enorme sistema submarino do Rio Congo (Anderson, *et al.*, 2000; Anka & Séranne, 2004; Savoye, *et al.*, 2009).

Ao longo do Oligocénico – Miocénico existiram algumas variações climáticas que provocaram flutuações no nível do mar. No entanto, a posição geográfica da Bacia do Baixo Congo (próxima da zona equatorial), permitiu a manutenção das condições tropicais durante alguns períodos de tempo, o que favoreceu a erosão continental (Lavier, *et al.*, 2001; Broucke, *et al.*, 2004).

O início da sedimentação siliclástica de natureza continental, no Oligocénico corresponde ao início da formação do leque Terciário do Rio Congo e ao início da deposição de sequências turbidíticas com canais de areia, que se prolongou durante todo o Neogénico até à actualidade. Durante o Miocénico a taxa de sedimentação foi variável, tendo sido menor no Miocénico Inferior do que no Miocénico Superior (Anderson, *et al.*, 2000; Savoye, *et al.*, 2009). Durante o Miocénico Superior ocorreu o levantamento generalizado (*uplift*) da placa Africana, que provocou um basculamento regional da plataforma para Oeste. Este acontecimento, juntamente com o arrefecimento global do planeta (que provocou a descida do nível do mar no início do Miocénico), proporcionou, por um lado, o aumento progressivo da taxa de sedimentação no interior da bacia, devido à intensa erosão da linha de costa (Duval, *et al.*, 1992; Anderson, *et al.*, 2000; Lavier, *et al.*, 2001; Valle, *et al.*, 2001; Anka & Séranne, 2004; Savoye, *et al.*, 2009) e, por outro, a incisão do canhão submarino do Rio Congo (no Miocénico Superior), que por sua vez permitiu um fluxo sedimentar contínuo, levando à progradação do leque submarino e consequente deposição de uma extensa sequência detrítica no interior da Bacia do Baixo Congo, representada pela formação de *Malembo* (Lavier, *et al.*, 2001; Anka & Séranne, 2004; Labourdette, *et al.*, 2006; Savoye, *et al.*, 2009). Esta formação é constituída por sequências turbidíticas, com canais de areia compostos por sedimentos de natureza clástica como areias, conglomerados e siltes, alternados com sedimentos de natureza pelágica (Broucke, *et al.*, 2004). Durante o Miocénico, com a continuação do preenchimento da bacia, ocorreu reactivação da tectónica salina que deu origem à Escarpa Angolana (Figura 2.5), o que condicionou o padrão de distribuição dos canais turbidíticos (Anka, *et al.*, 2009). A Escarpa Angolana é um degrau batimétrico com cerca de 500 a 1000m de desnível e com direcção Norte-Sul, que se localiza a Sul do canhão submarino do Rio Congo (Uenzelmann-Neben, 1998). Actualmente encontra-se na base do talude Angolano e delimita a zona de influência da tectónica salina, activa até aos dias de hoje. O início do desenvolvimento da Escarpa Angolana ocorreu no final do Miocénico e resultou da reactivação da tectónica salina, como consequência do aumento sedimentar associado ao delta submarino do Rio Congo, conjuntamente com o basculamento para Oeste da margem Angolana, que originou um domínio compressivo no interior da bacia, dominado pela tectónica salina. A migração vertical de grandes massas de sal provocou o levantamento da Escarpa Angolana (Anka, *et al.*, 2009). Do Pliocénico ao Quaternário a sedimentação foi composta principalmente por sedimentos finos de natureza pelágica (Anderson, *et al.*, 2000; Anka, *et al.*, 2009).

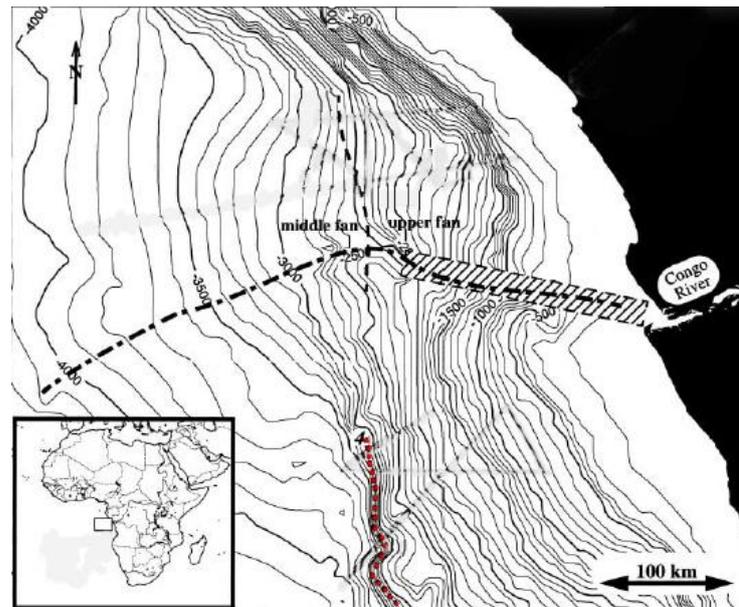


Figura 2.5: Localização da Escarpa Angolana, marcada na figura a vermelho (adaptado de Uenzelmann-Neben, 1998).

### 2.3. ENQUADRAMENTO TECTÓNICO

O início da evolução tectónica da Bacia do Baixo Congo foi induzido pela fase de *rift*, do qual resultou a abertura de diversas falhas paralelas à direcção de abertura do *rift* (Sul – Norte). A transição para margem passiva ocorreu no Cretácico Inferior, a partir do Aptiano – Albiano, com o início da expansão oceânica (Figura 2.6).

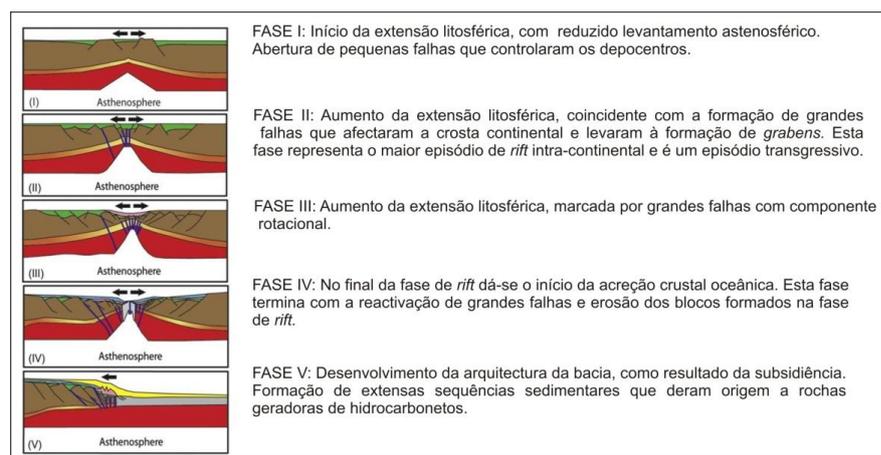


Figura 2.6: Modelo geodinâmico para a abertura do *rift* médio Atlântico Sul (adaptado de Beglinger, *et al.*, 2012).

A evolução tectónica *post-rift* foi dominada pela subsidência térmica da bacia e por uma tectónica gravitacional. Os processos gravitacionais foram originados pelo basculamento da margem que deu origem

a um ligeiro declive da plataforma, bem como pela tectónica salina e pelo contínuo preenchimento sedimentar da bacia (Valle, *et al.*, 2001). Todos estes processos gravitacionais deram origem a dois domínios tectónicos principais no interior da bacia (Figura 2.7): um domínio extensivo com direcção para Oeste junto ao talude e margem Africana e um domínio compressivo no interior da bacia (Duval, *et al.*, 1992; Mauduit, *et al.*, 1997; Cramez & Jackson, 2000; Valle, *et al.*, 2001; Calassou & Moretti, 2003; Broucke, *et al.*, 2004).

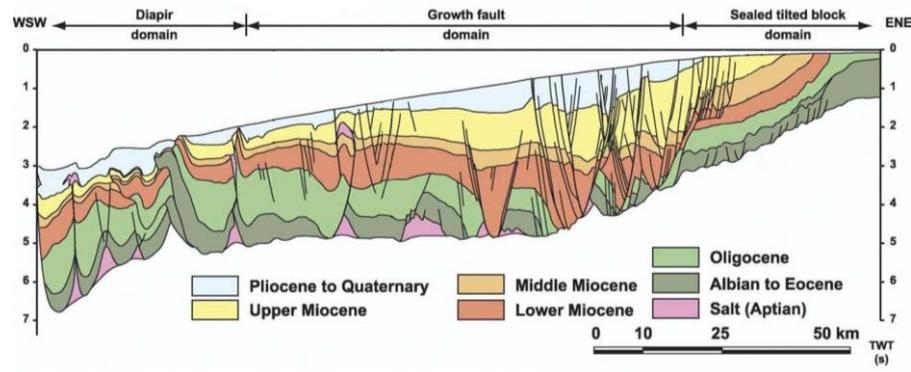


Figura 2.7: Perfil geológico interpretativo da Bacia do Baixo Congo, com indicação dos principais domínios tectónicos gerados por mecanismos gravitacionais. Junto ao talude: domínio extensivo com direcção para Oeste que levou à geração de falhas normais de componente gravitacional, formação de *grabens* e estruturas do tipo *raft*. No interior da bacia: domínio compressivo com geração de falhas inversas, diapirismo e dobramentos (adaptado de Broucke, *et al.*, 2004).

A tectónica de *raft* foi muito importante na evolução e deformação da sequência *post-rift* da Bacia do Baixo Congo, tendo Valle, *et al.*, 2001 identificado quatro domínios estruturais para a sequência *post-rift* no interior da bacia e para os quais as estruturas típicas são (Figura 2.8): Domínio 1 - *Rafts* e *grabens* do Cretácico; Domínio 2 - *Rafts* e *grabens* do Terciário; Domínio 3 - *Pre-rafts* do Terciário; e Domínio 4 - Diapirismo salino. Este mecanismo esteve especialmente activo durante três fases de evolução da bacia, no Cretácico Superior e no Terciário, no final do Oligocénico e no Miocénico Superior (Duval, *et al.*, 1992; Anderson, *et al.*, 2000; Valle, *et al.*, 2001).

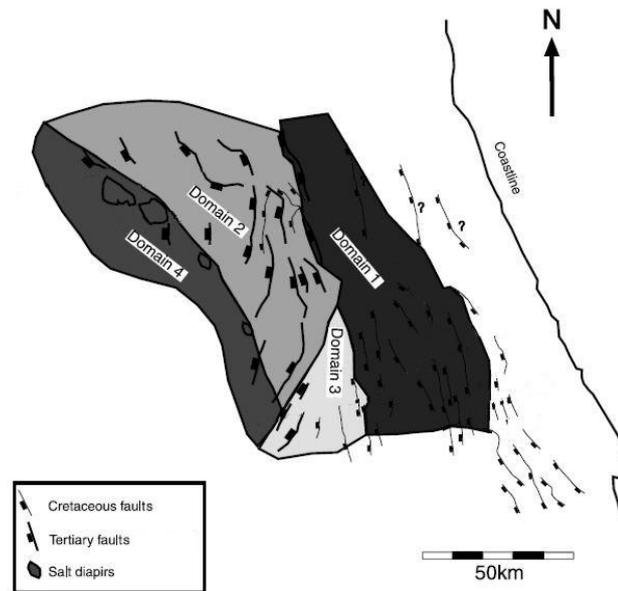


Figura 2.8: Mapa da Bacia do Baixo Congo, com indicação dos quatro domínios estruturais e estruturas associadas para a sequência *post-rift*: Domínio 1 - *Rafts* e *grabens* do Cretácico, Domínio 2 - *Rafts* e *grabens* do Terciário, Domínio 3 - *Pre-rafts* do Terciário e Domínio 4 - Diapirismo salino (adaptado de Valle, *et al.*, 2001).

No final do Albiano, a presença de uma camada evaporítica de base (Formação *Loeme*), bem como a carga exercida pelo peso das camadas adjacentes e a presença de um domínio extensivo junto ao talude e margem, deram início aos processos de tectónica salina, na qual a camada evaporítica funcionou como superfície de descolamento para toda a sequência *post-rift*, conduzindo à geração de falhas normais com componente rotacional (falhas lítricas) e orientação aproximada Norte-Sul. Consequentemente, a sequência Cretácica foi afectada (Figura 2.9(A)), tendo-se formado estruturas de tipo *raft* e abertura de *grabens* nos quais se depositaram os sedimentos, albergando estas estruturas os depocentros da bacia (Duval, *et al.*, 1992; Mauduit, *et al.*, 1997; Anderson, *et al.*, 2000; Valle, *et al.*, 2001). Este mecanismo de geração de *rafts* continuou no Terciário, como resultado do preenchimento sedimentar sin-cinemático da bacia (Figura 2.9), em especial com o início da sedimentação turbidítica no final do Oligocénico e o incremento da sedimentação no Miocénico Superior, como resultado do levantamento do cratão Africano e a progradação do delta submarino do Rio Congo, tendo a espessura sedimentar afectado fortemente este processo. No entanto durante o Terciário estes períodos alternaram com períodos de menor actividade (Mauduit, *et al.*, 1997; Valle, *et al.*, 2001).

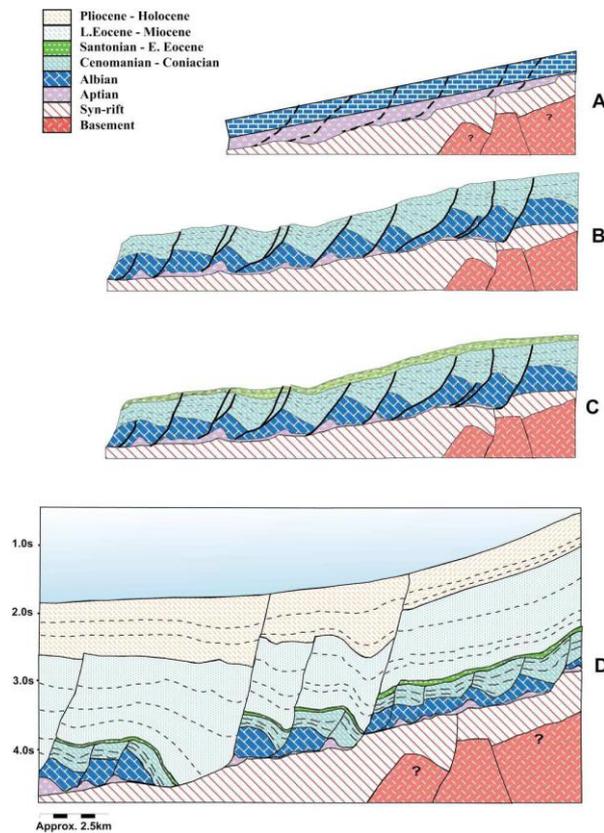


Figura 2.9: Evolução tectónica e estratigráfica da sequência *post-rift* da Bacia do Baixo Congo (retirado de Valle, *et al.*, 2001).

A evolução tectónica da bacia teve também um papel importante na distribuição e na deformação das estruturas sedimentares, tendo existido um controlo estrutural na deposição dos canais turbidíticos do Terciário (Anderson, *et al.*, 2000; Labourdette, *et al.*, 2006; Anka, *et al.*, 2009) e na formação de armadilhas e migração de hidrocarbonetos (Brownfield & Charpentier, 2006; Gay, *et al.*, 2007).

Durante o Miocénico Superior a direcção de extensão foi aproximadamente paralela à direcção de progradação do delta do Rio Congo, ou seja para Sudoeste, o que resultou na abertura de falhas com direcção Noroeste-Sudeste. Com o levantamento da Escarpa Angolana e consequente migração da direcção de progradação do delta submarino para Noroeste, a geração de falhas passou a ter direcção Nordeste-Sudoeste (Figura 2.10) (Anderson, *et al.*, 2000; Valle, *et al.*, 2001; Anka, *et al.*, 2009). Por outro lado, durante o Miocénico as taxas de sedimentação e de expansão também foram diferentes. No Miocénico Inferior a taxa de sedimentação foi inferior à taxa de geração de falhas, o que levou a que as correntes turbidíticas fossem capturadas pelos *grabens* resultantes, acabando por apresentar uma orientação semelhante à orientação principal das falhas. Contrariamente, no final do Miocénico a taxa de sedimentação foi superior à taxa de geração de falhas, o que levou a que os *grabens* fossem rapidamente preenchidos por sedimentos provindos do delta do Congo. Neste caso a geração de falhas teve uma

capacidade limitada de influenciar a distribuição dos depósitos turbidíticos, tendo por isso ficado no registo geológico a presença de canais de areia, que cortam o sistema de falhas (Anderson, *et al.*, 2000).

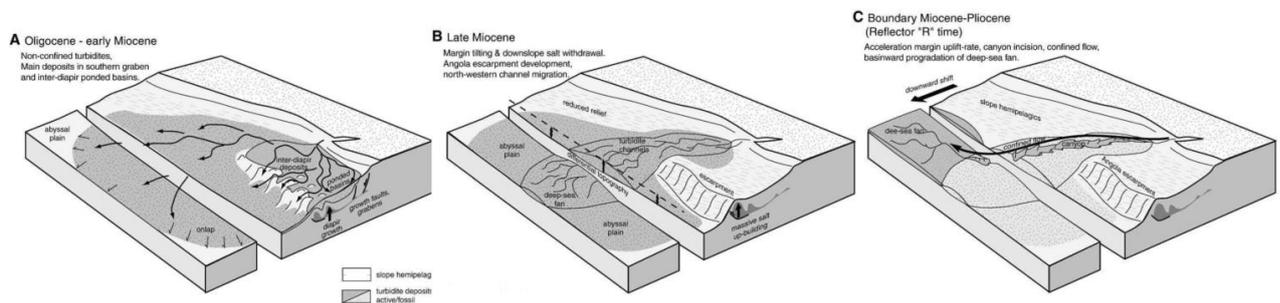


Figura 2.10: Modelo para o desenvolvimento e migração dos canais de areia e incisão do canhão do leque submarino do Rio Congo e sua relação com o desenvolvimento da Escarpa Angolana (adaptado de Anka, *et al.*, 2009).

## 2.4. PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

As unidades litoestratigráficas da Bacia do Baixo Congo (Figura 2.11) estão relacionadas com as fases de *rift* e assentam em discordância sobre uma base Pré-Câmbrica composta por rochas metamórficas. A sequência sedimentar *sin-rift*, corresponde às formações pré-sal do Cretácico Inferior (Neocomiano - Barremiano), a Formação *Lucula* e a Formação *Bucomazi*. A Formação *Lucula* é composta principalmente por sedimentos de natureza fluvial (como depósitos de areias quartozas e micáceas), com algumas intercalações de sedimentos lacustres (*shales*), apresentando uma espessura de pelo menos 1.000m. Os sedimentos da Formação *Bucomazi* são principalmente de natureza lacustre e correspondem a argilitos, margas e siltes (Da Costa, *et al.*, 2001; Valle, *et al.*, 2001; Brownfield & Charpentier, 2006; Anka, *et al.*, 2009; Beglinger, *et al.*, 2012).

A sequência *post-rift* é composta por uma variedade de formações, que testemunham a passagem de um ambiente continental para um ambiente marinho. A base da sequência corresponde a um evento transgressivo e está representada pela Formação *Chela*, composta por areias fluviais e argilitos de natureza marinha e lacustre. Sobre esta unidade assenta a formação evaporítica do Aptiano, designada por Formação *Loeme* com uma espessura estimada em cerca de 1000m e composta por halite, sais de potássio e anidrite no topo (Duval, *et al.*, 1992; Lavier, *et al.*, 2001; Valle, *et al.*, 2001; Brownfield & Charpentier, 2006; Anka, *et al.*, 2009).

A passagem de um ambiente sedimentar marinho restrito para ambiente marinho aberto, está representada pela Formação *Pinda*, que nalguns casos apresenta cerca de 200m de espessura. A base desta formação que assenta sobre a sequência evaporítica é composta por calcários oolíticos que formaram a plataforma carbonatada. A secção superior desta formação é constituída por argilitos depositados em ambiente marinho. Sobre esta formação estão as Formações *Iabe* e *Landana*, que correspondem a uma

sequência condensada de sedimentos depositados em ambiente marinho aberto. A Formação *Iabe* é composta por argilitos de natureza marinha com intercalações de carbonatos e a Formação *Landana* é composta essencialmente por argilitos de natureza marinha com intercalações de camadas arenosas. No topo da sequência sedimentar está a Formação *Malembo*, associada a sedimentação em ambiente deltaico proveniente da progradação do delta do Rio Congo. Esta formação é composta por grandes depósitos detríticos com cerca de 25m de espessura que correspondem a turbiditos e canais de areia depositados em águas profundas, intercalados por sedimentos marinhos, em especial argilitos (Anderson, *et al.*, 2000; Valle, *et al.*, 2001; Brownfield & Charpentier, 2006; Anka, *et al.*, 2009). A partir do Pliocénico depositaram-se principalmente sedimentos finos de natureza pelágica em especial no talude, ficando a deposição de turbiditos restringida à área recente do leque submarino do Rio Congo (Anderson, *et al.*, 2000; Anka, *et al.*, 2009).

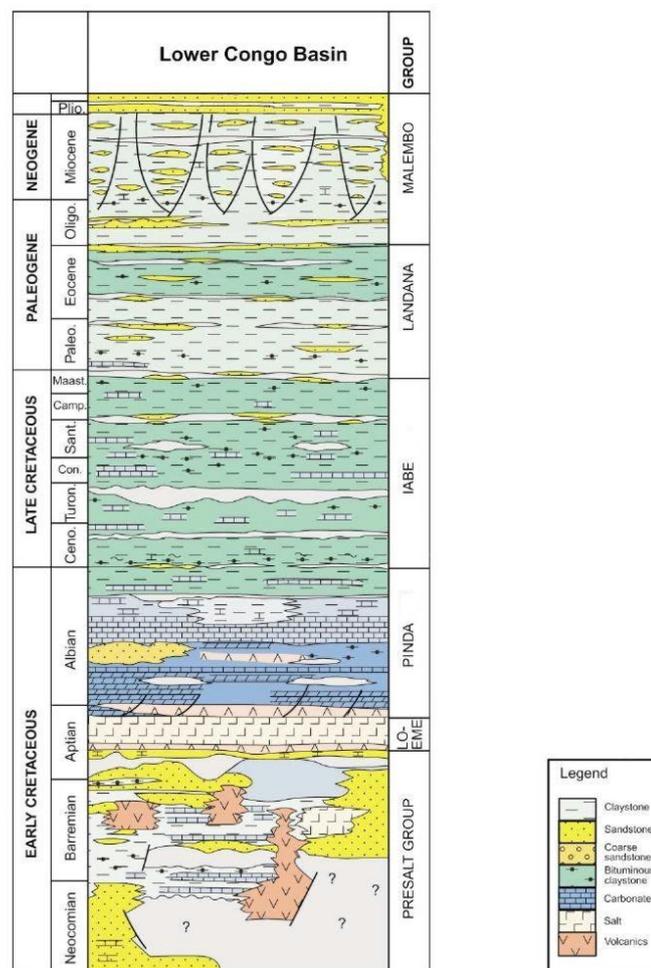


Figura 2.11: Coluna Litoestratigráfica genérica da Bacia do Baixo Congo (retirado de Valle, *et al.*, 2001).

## 2.5. SISTEMA PETROLÍFERO

O principal sistema petrolífero na Bacia do Baixo Congo está associado ao enorme delta submarino do Rio Congo, englobando as rochas geradoras do Meso-Cenozóico e os reservatórios turbidíticos com canais de areia do Oligocénico – Miocénico (Figura 2.12) (Brownfield & Charpentier, 2006).

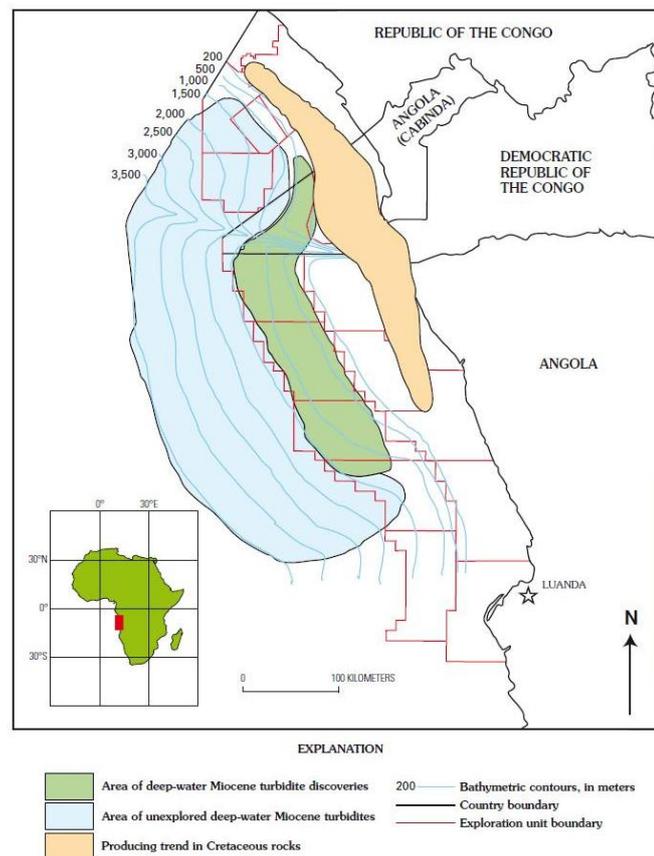


Figura 2.12: Mapa da Bacia do Baixo Congo com a indicação da área de distribuição dos sistemas petrolíferos, em particular os associados aos turbiditos do Terciário (retirado de Brownfield & Charpentier, 2006).

### 2.5.1. Rocha Geradora

Na Bacia do Baixo Congo existem rochas geradoras de hidrocarbonetos na sequência pré-sal e pós-sal (Figura 2.13). A subsidência térmica da bacia, a presença de um ambiente redutor e a carga exercida pelas camadas superiores de sedimentos, proporcionaram as condições necessárias de pressão e temperatura, que permitiram a geração de hidrocarbonetos desde o Albiano até aos dias de hoje. As rochas geradoras de hidrocarbonetos da sequência pré-sal resultaram da sucessiva acumulação de matéria orgânica, argilas e siltes de natureza lacustre e fluvial, tendo dado origem às Formações *Lucula* e *Bucomazi* (Neocomiano) constituídas por argilitos ricos em matéria orgânica (Da Costa, *et al.*, 2001; Brownfield & Charpentier,

2006). Estas formações apresentam querógeno do tipo I e mistura de querógeno de tipo I e II. Na base e topo da formação *Bucomazi* a percentagem de TOC varia entre 2-3%, no entanto na zona intermédia da formação a percentagem média de TOC é de 5%, podendo atingir um valor máximo de 20% (Beglinger, *et al.*, 2012).

As rochas geradoras pós-sal são de natureza marinha e pertencem quer à Formação *Iabe*, do Cretácico Superior (*black shales*, argilitos e margas), quer à Formação *Landana*, do Paleocénico-Eocénico (argilitos). Nalgumas zonas da bacia, em particular na zona de domínio extensivo junto à margem, pode ocorrer geração de hidrocarbonetos associada a: i) sedimentos de natureza pelágica que ocorrem no seio da formação de Malembo, do Oligocénico - Miocénico (Da Costa, *et al.*, 2001; Brownfield & Charpentier, 2006); ii) sedimentos depositados em *levees*, como siltes e argilas, os quais revelaram apresentar um elevado teor em matéria orgânica (Baudin, *et al.*, 2010).

### 2.5.2. Rocha Reservatório

Os principais reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia do Baixo Congo estão associados ao extenso complexo de canais turbidíticos ou canais de areia do Oligocénico – Miocénico (Figura 2.13). Estas rochas estão representadas pela formação *Malembo*, composta por sedimentos detríticos de proveniência continental que formam uma sequência progradante. A formação destas rochas esteve associada à incisão do cânham e progradação do leque submarino do rio Congo durante o Terciário, que deu origem a uma extensa sequência composta principalmente por areias e siltes (Anderson, *et al.*, 2000; Brownfield & Charpentier, 2006; Labourdette, *et al.*, 2006). Durante o Miocénico ocorreu a maior taxa de sedimentação, tendo a extensão da formação *Malembo* atingido os 6.000m de espessura (Da Costa, *et al.*, 2001).

Nesta formação a porosidade média das areias é de 20-40% e a permeabilidade de 1-5 D, variando ao longo da bacia. Apesar da formação *Malembo* ser a principal rocha reservatório da Bacia do Baixo Congo, esta formação também funciona (em menor escala) como rocha geradora de hidrocarbonetos, em particular nas camadas formadas por argilitos ricos em matéria orgânica (*black shales*) de natureza pelágica, que estão intercaladas com as sequências turbidíticas (Figura 2.11). Por este facto, as secções argilosas da desta formação apresentam normalmente querogénio do tipo II e III, e conteúdo em TOC de 1-2% na zona superior da formação e de 2-5% na zona inferior (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger, *et al.*, 2012).

### 2.5.3. Armadilhas

A tectónica salina teve um papel fundamental na geração e distribuição de armadilhas na Bacia do Baixo Congo. Ao longo da história da bacia desenvolveram-se diversos tipos de armadilhas estruturais e estratigráficas (Figura 2.13).

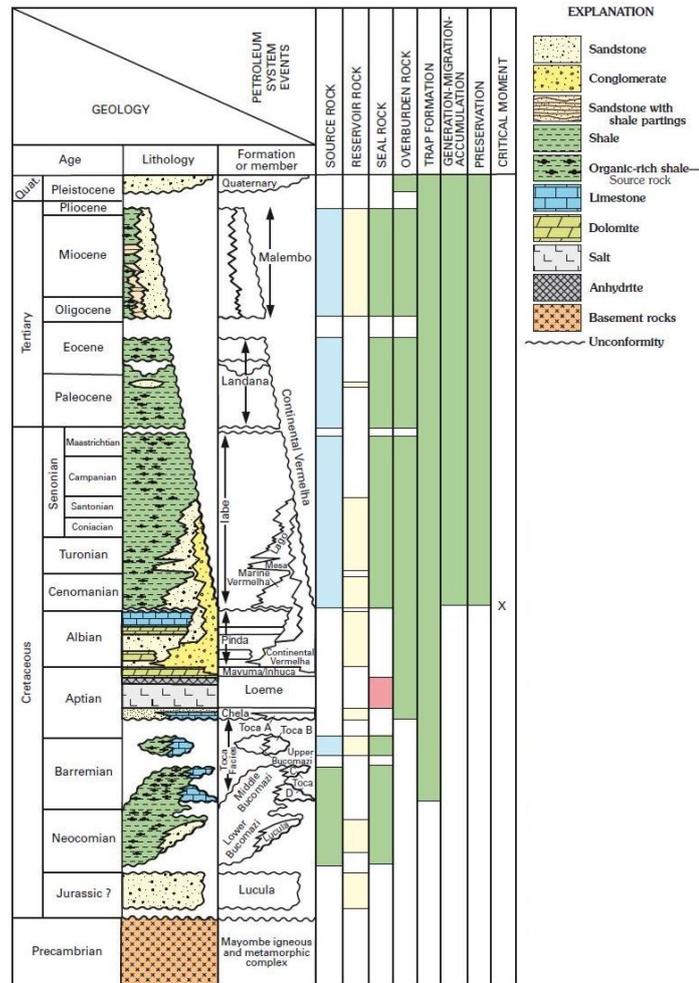


Figura 2.13: Coluna Litoestratigráfica genérica, com indicação dos diferentes eventos e unidades do sistema petrolífero da Bacia do Baixo Congo (retirado de Brownfield & Charpentier, 2006).

As armadilhas estruturais estão principalmente associadas à tectónica salina, na qual se desenvolveram diversas falhas, anticlinais ou geração de estruturas do tipo *rollover* bem como diversas estruturas salinas como por exemplo domos salinos. As armadilhas estratigráficas estão associadas a litologias compostas por sedimentos finos e pouco permeáveis, como é o caso dos argilitos de natureza marinha ou lacustre, que se depositaram em sequência estratigráfica ou como *levees* de canais turbidíticos. Em particular toda a sequência do Oligocénico - Miocénico, que contém os principais reservatórios de hidrocarbonetos, está selada pela sequência do Pliocénico - Quaternário composta por sedimentos finos de natureza pelágica e

que constitui uma importante armadilha estratigráfica (Anderson, *et al.*, 2000; Brownfield & Charpentier, 2006; Gay, *et al.*, 2006; Zuodong & Jianghai, 2011). Apesar disso, alguns estudos (Gay, *et al.*, 2004; Gay, *et al.*, 2006) apontam para alguma limitação deste selante, dado que esta sequência se encontra intensamente fracturada por pequenas falhas que formam um padrão poligonal e que resultaram da compactação dos sedimentos quando da expulsão de fluídos, que terá ocorrido simultaneamente com a sedimentação.

#### 2.5.4. Migração de hidrocarbonetos

A migração de hidrocarbonetos na Bacia do Baixo Congo ocorreu principalmente através de falhas e inconformidades. As enormes falhas que afectaram toda a sequência *post-rift* serviram de condutas para a migração de hidrocarbonetos das rochas geradoras pré e pós-sal, para os reservatórios em canais de areia do Terciário (Figura 2.13) (Anderson, *et al.*, 2000; Brownfield & Charpentier, 2006).

As diversas falhas poligonais presentes na sequência do Pliocénico - Quaternário terão funcionado também como passagem para migração de fluídos e gases de níveis mais profundos (Figura 2.14), como testemunha a formação de *seeps* gasosos no fundo oceânico (Gay, *et al.*, 2006; Gay, *et al.*, 2006(b); Gay, *et al.*, 2007).

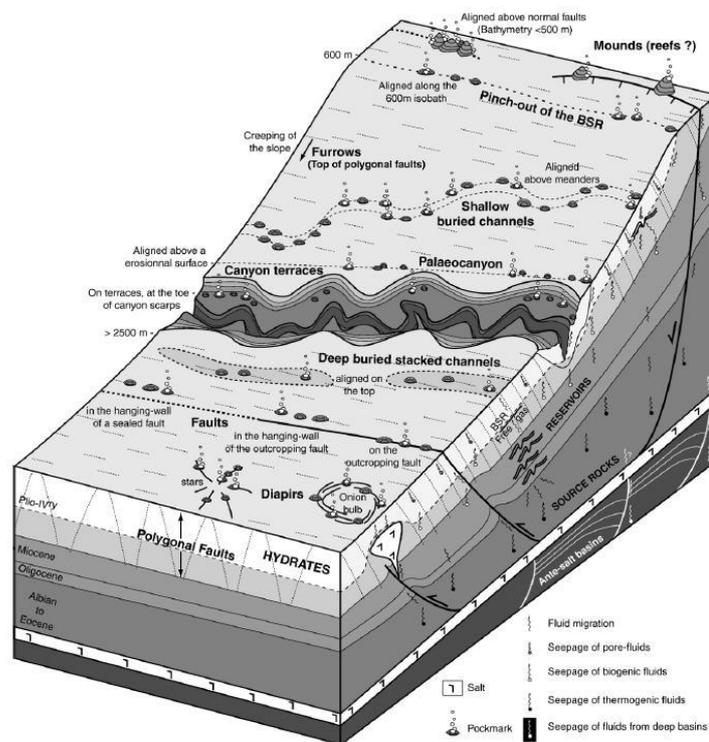


Figura 2.14: Modelo conceitual para a migração de hidrocarbonetos na Bacia do Baixo Congo, preferencialmente através de falhas, originando *seeps* submarinos no fundo oceânico (retirado de Gay, *et al.*, 2007).

No entanto esta questão ainda se encontra em discussão, pois um estudo recente sugere que a sua formação é anterior à geração das falhas poligonais, tendo estas resultado de chaminés que serviram como condutas para a expulsão de fluídos (Figura 2.15) (Andresen & Huuse, 2011). Na Bacia do Baixo Congo os *seeps* originaram *pockmarks* e estão normalmente associadas aos reservatórios em canais de areia pois apresentam a particularidade de acompanharem o perfil sinuoso dos canais subjacentes (Figura 2.14) (Gay, *et al.*, 2006; Gay, *et al.*, 2006(b); Gay, *et al.*, 2007; Andresen & Huuse, 2011). Apesar de em menor escala, terá ocorrido também migração lateral de hidrocarbonetos no interior das formações (Brownfield & Charpentier, 2006; Andresen & Huuse, 2011).

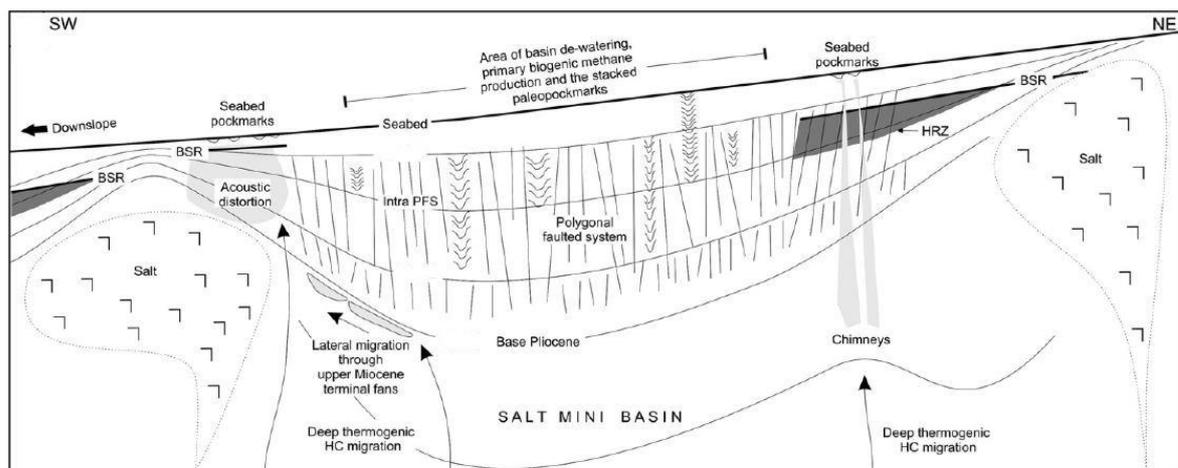


Figura 2.15: Modelo conceitual para a migração de hidrocarbonetos gasosos através de chaminés que terão levado à formação de *pockmarks* no fundo oceânico (adaptado de Andresen & Huuse, 2011).

## 2.6. SEDIMENTAÇÃO EM ÁGUAS PROFUNDAS

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; Scheiing & Atkinson, 1993).

Na Bacia do Baixo Congo, os principais reservatórios de hidrocarbonetos formaram-se em ambiente sedimentar de águas profundas e surgem associados a canais de areia ou canais turbidíticos (Da Costa, *et al.*, 2001).

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 acção 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, como no caso da Bacia do Baixo Congo, ou pela intercepção de um cânhão 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 lobos (Figura 2.16) (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. A zona proximal onde se situa o cânhão 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 fracção fina e argilitos ricos em matéria orgânica (Morse, 1994; Selley, 1996).

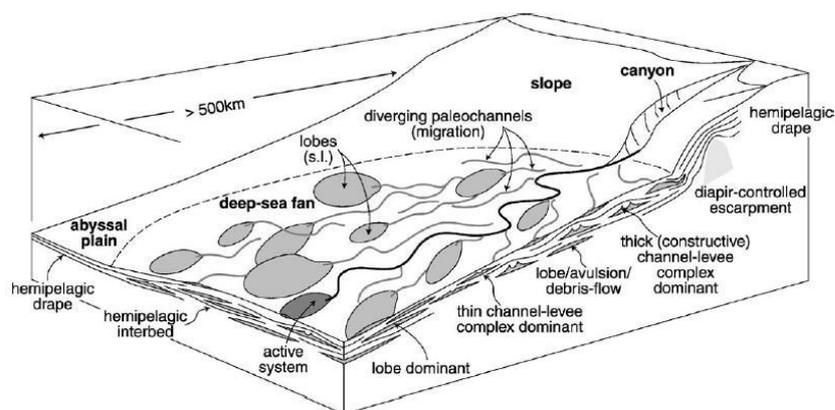


Figura 2.16: Bloco diagrama representando o leque submarino do Rio Congo e respectiva distribuição de fácies associada ao sistema turbidítico do Terciário da Bacia do Baixo Congo (retirado de Anka & Séranne, 2004).

A zona costeira é normalmente a fonte de alimentação destas grandes estruturas deposicionais, fornecendo uma 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; Scheiing & 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).

### **2.6.1. Caracterização dos canais turbidíticos**

Os turbiditos formam-se pela acção 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 2.17). Os sedimentos grosseiros (areias e seixos) são transportados como carga de fundo por arraste enquanto a fracção fina (argilas, lamas e siltes) é transportada em suspensão. A sequência vertical de um turbidito, descrita por Bouma em 1962 (*in* Shanmugam, 1997) (Figura 2.18) 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).

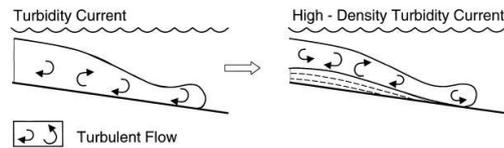


Figura 2.17: Esquema exemplificativo de uma corrente turbidítica, que se caracteriza por uma carga sólida em movimento segundo um regime turbulento e extremamente rápido (adaptado de Shanmugam, 2000).

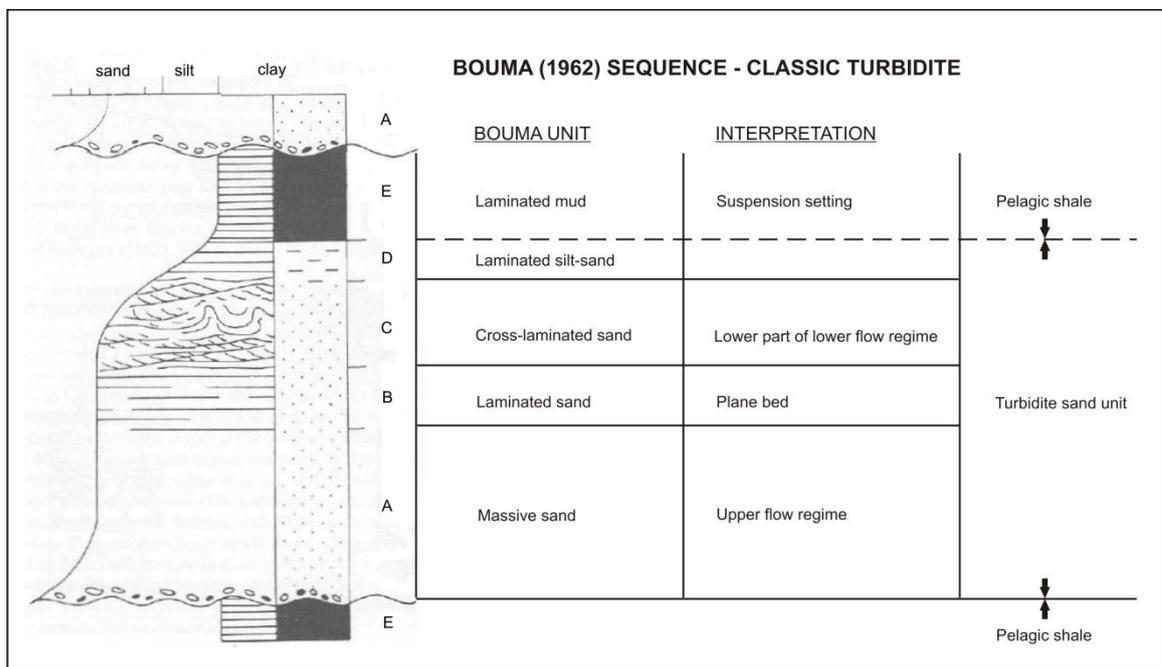


Figura 2.18: Modelo geral de distribuição de fácies de um depósito turbidítico segundo Bouma, 1962 (adaptado de Selley, 1988; Selley, 1996).

### 2.6.2. Formação, migração e deformação dos canais turbidíticos

Como foi referido anteriormente, os principais reservatórios de hidrocarbonetos em águas profundas no Oeste Africano, estão associados ao enorme complexo de canais turbidíticos do Terciário. Alguns estudos indicam que os canais Terciários do Oeste Africano apresentam cerca de 200-300 m de largura e 15-25 m de espessura e são compostos por arenitos grosseiros na base e arenitos finos a siltes ou argilitos no topo da sequência (Labourdet, *et al.*, 2006).

Apesar de os canais turbidíticos na bacia do Baixo Congo apresentarem uma sinuosidade variável, os estudos apontam para que os melhores reservatórios de hidrocarbonetos estejam associados a canais

meandriformes de elevada sinuosidade (Abreu, *et al.*, 2003). A sinuosidade de um canal turbidítico pode variar de forma significativa, condicionando a distribuição de fácies no seu interior, determinando assim a qualidade do reservatório. O grau de sinuosidade de um canal turbidítico depende de vários factores, nomeadamente: i) a topografia do fundo oceânico, em particular o seu declive e a presença de acidentes estruturais (falhas); ii) a base erodida inicial que se gera com deposição de uma sequência turbidítica (Mayall, *et al.*, 2006); iii) as correntes de fluxo; iv) a granularidade dos sedimentos transportados (Kolla, *et al.*, 2007); e iv) factores associados à migração do canal, como o empilhamento lateral e a acreção lateral do canal (Abreu, *et al.*, 2003; Mayall, *et al.*, 2006).

Segundo Babonneau, *et al.* (2010), os canais de areia ou canais turbidíticos da Bacia do Baixo Congo apresentam algumas semelhanças morfológicas com os canais fluviais meandriformes. No entanto a sua estrutura interna e evolução pode ser bastante diferente. Num canal fluvial a migração lateral é contínua e com componente para jusante; os depósitos sedimentares de um canal fluvial caracterizam-se por uma diminuição vertical da dimensão dos sedimentos e apresentam normalmente estruturas tractivas. Nos canais submarinos a migração lateral pode ser contínua ou não, sendo que neste caso é representada por episódios isolados. Neste tipo de canal, pode ocorrer também agradação vertical ou uma combinação de ambos os padrões migratórios do canal, não apresentando obrigatoriamente componente para jusante. No caso dos canais submarinos, os depósitos sedimentares podem ser mais variados, podendo não existir estruturas tractivas. A granularidade dos sedimentos pode diminuir verticalmente ou não, podendo apresentar sequências inter-laminadas (Kolla, *et al.*, 2007).

Ao longo da evolução dos canais da Bacia do Baixo Congo foi possível identificar diferentes padrões de migração que tiveram como consequência o aumento progressivo da sinuosidade do canal ao longo do tempo. Dentro desses padrões de migração foi identificada a ocorrência de migração lateral dos meandros do canal, agradação vertical e assoreamento que se caracteriza pelo abandono de um meandro do canal (Figura 2.20). O perfil assimétrico de um canal e a presença de terraços são indicadores de migração lateral dos meandros do canal. No entanto, estes terraços poderão também indicar ocorrência de agradação vertical do canal. Por outro lado o declive do terraço pode ser indicador da direcção principal de migração, ou simplesmente, corresponder a depósitos resultantes do colapso das margens (Labourdette, *et al.*, 2006; Babonneau, *et al.*, 2010).

À semelhança dos canais fluviais, a migração lateral dos canais submarinos da Bacia do Baixo Congo deverá ter resultado da erosão do banco exterior e deposição no banco interior (Figura 2.19) (Babonneau, *et al.*, 2010). Pode-se identificar a ocorrência de migração lateral a partir de uma secção que se caracteriza por um padrão heterogéneo das margens do canal, no qual a parte interna é composta por sucessivas barras laterais, que correspondem a acreções de depósitos sedimentares que originam na sísmica padrões de reflexão paralelos e por amplitudes altas no interior dos meandros (Figura 2.20(a)). A parte externa do

canal é caracterizada por um perfil erodido. No caso da agração vertical, a heterogeneidade das margens do canal normalmente não é preservada, devido ao repetido efeito da erosão interna do canal. A agração vertical caracteriza-se por uma secção com um padrão empilhado (Figura 2.20(b)) no qual não é possível identificar as barras laterais do canal (Abreu, *et al.*, 2003; Labourdette, *et al.*, 2006). Segundo Labourdette, *et al.* (2006) estes padrões de perfis não são estáticos, podendo ocorrer colapso das margens com conseqüente remobilização dos sedimentos, o que poderá ter conseqüências na permeabilidade e conectividade no interior do reservatório.

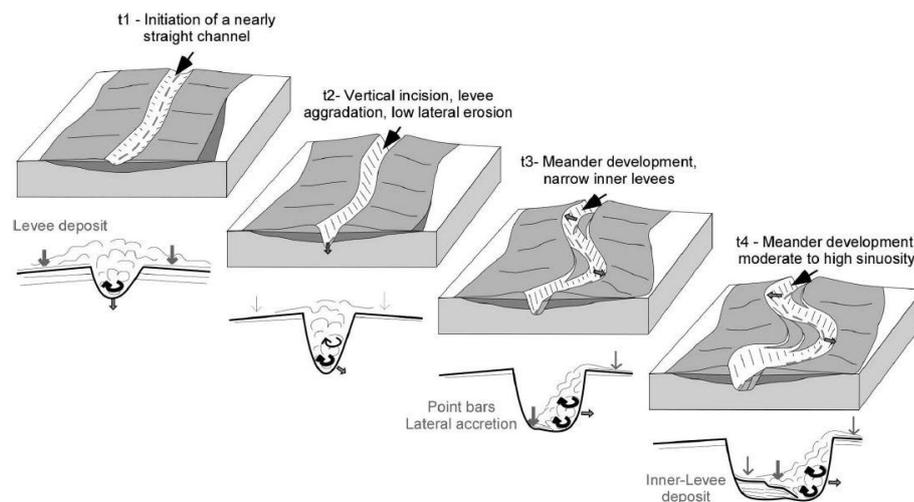


Figura 2.19: Modelo explicativo da formação e migração de um canal submarino meandriforme na Bacia do Baixo Congo (retirado de Babonneau, *et al.*, 2010).

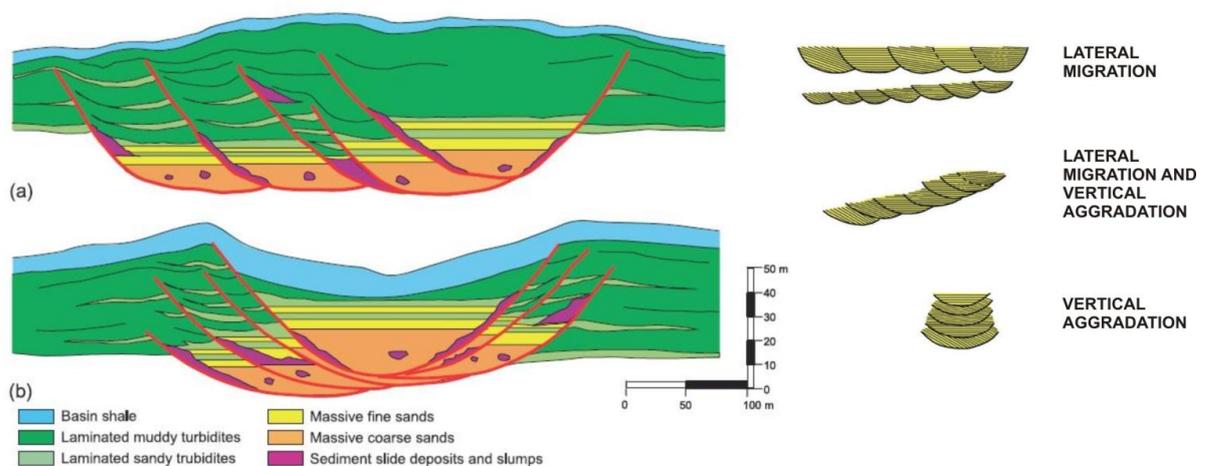


Figura 2.20: Esquema representativo da secção de um canal submarino e diferentes padrões de migração do canal: (a) migração lateral e (b) agração vertical (adaptado de Labourdette, *et al.*, 2006; Kolla, *et al.*, 2007).

Na Bacia do baixo Congo, Calassou & Moretti (2003) sugeriram que o desenvolvimento dos canais de areia e respectiva sinuosidade se deveu à presença de falhas geradas a partir de um regime extensivo multidireccional, tendo estas falhas condicionado a localização dos meandros do canal e consequentemente o grau de sinuosidade (Figura 2.21). Este regime multidireccional resulta da geração de pequenas falhas normais perpendiculares às falhas principais, devido à compactação de sedimentos, criando assim uma segunda direcção de extensão paralela às falhas principais. Por outro lado, a presença de sedimentos com comportamento dúctil e com capacidade de fluência, como por exemplo as argilas, poderá ter levado também à deformação multiextensional dos canais de areia (Calassou & Moretti, 2003). No caso da margem Oeste Africana, desde o Aptiano – Albiano que não existem evidências de extensão crustal, mas apesar disso toda a sequência pós-sal está intensamente deformada. As principais fases tectónicas ocorreram no Albiano Superior e no Oligocénico. Diversos processos gravitacionais induzidos pela tectónica salina e pelo preenchimento da bacia, tiveram um papel fundamental na deformação e no estabelecimento de um regime extensivo para Oeste, junto à linha de costa e de um regime compressivo no interior da bacia (Calassou & Moretti, 2003). No domínio extensivo geraram-se diversas falhas normais, algumas com componente rotacional. Estas falhas tiveram um papel importante na captura e na definição da forma dos canais de areia, influenciando a sua sinuosidade, conjuntamente com outros factores, como por exemplo a taxa de sedimentação.

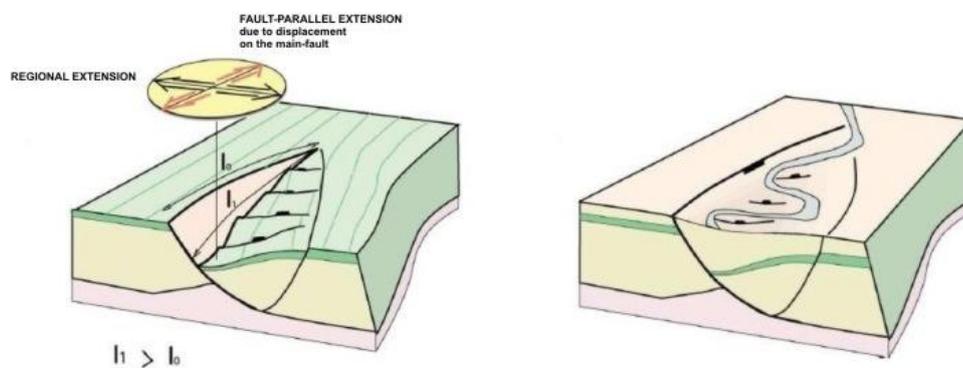


Figura 2.21: Blocos diagrama que representam o modelo conceptual para a formação dos canais e localização dos meandros a partir de um regime extensivo multidireccional (adaptado de Calassou & Moretti, 2003).

### 3. METODOLOGIA APLICADA

O presente trabalho teve como objectivo principal a implementação dos estatísticos *LISA* como novo atributo sísmico, tendo em vista a melhoria na identificação de padrões espaciais típicos de um reservatório em canais de areia, normalmente caracterizado por um padrão curvilíneo, representativo de uma forte heterogeneidade espacial. Outro objectivo deste trabalho foi criação de um modelo de porosidades para o reservatório, condicionado à forma dos canais inicialmente definida pela aplicação dos estatísticos *LISA*.

Para isso foram implementados os estatísticos *LISA* (*Local Moran's I* e *Local Gery's C*) e os estatísticos *G* ( $G_i$  e  $G_i^*$ ) sobre os dados do reservatório, permitindo realçar e definir a distribuição das fácies no reservatório, nomeadamente o padrão meandriforme dos canais de areia. Paralelamente foi gerado um modelo de porosidades para o reservatório, tendo em conta os dados do poço de prospecção e uma relação empírica entre os diversos parâmetros extraídos do poço. Para este processo foi utilizada a imagem de referência dada pelos estatísticos *LISA* que permitiu definir a forma dos canais e a partir da qual se calculou as direcções de maior anisotropia espacial, utilizadas no processo de simulação estocástico (DSS-LA e coDSS-LA). O modelo de porosidades do reservatório foi obtido através do método de co-Simulação Sequencial Directa com anisotropias locais (coDSS-LA), tendo no entanto sido implementados outros métodos como comparação (DSS e DSS-LA).

#### 3.1. DADOS E INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

O presente trabalho teve por base a imagem sísmica 3D (e respectivo cubo de impedâncias acústicas gerado a partir do processo de inversão sísmica) (Figura 3.1) e os dados do *log* (*hard data*), obtidos no poço de prospecção. O cubo sísmico tem de dimensão 114 *inlines*, 224 *xlines* e 43ms na vertical. A transformação das amplitudes sísmicas para a escala vertical é de 4ms, tendo a sísmica sido horizontalizada segundo o valor máximo do horizonte, o topo. Desta forma, o cubo sísmico que representa a área total estudada tem 114x224x43 células, com dimensão 2x1x2, respectivamente.

Em termos de dimensão real, cada *inline* está à distância de 25m entre si e cada *xlines* está à distância de 12,5m. A área total equivale a 2.825m por 2.787.5m. Quanto à profundidade real, cada 4ms de escala vertical corresponde a cerca de 5m. Considerando que a propagação média das ondas sísmicas a partir do fundo do oceânico é de 2.500 m/s, a profundidade estimada para o reservatório é aproximadamente de 1.900-2.000m. A resolução sísmica mínima das *inlines* é de 12,5m e das *xlines* é de 7,75m. A resolução mínima vertical é cerca de 25-30m, dimensão abaixo da qual não é possível identificar estruturas.

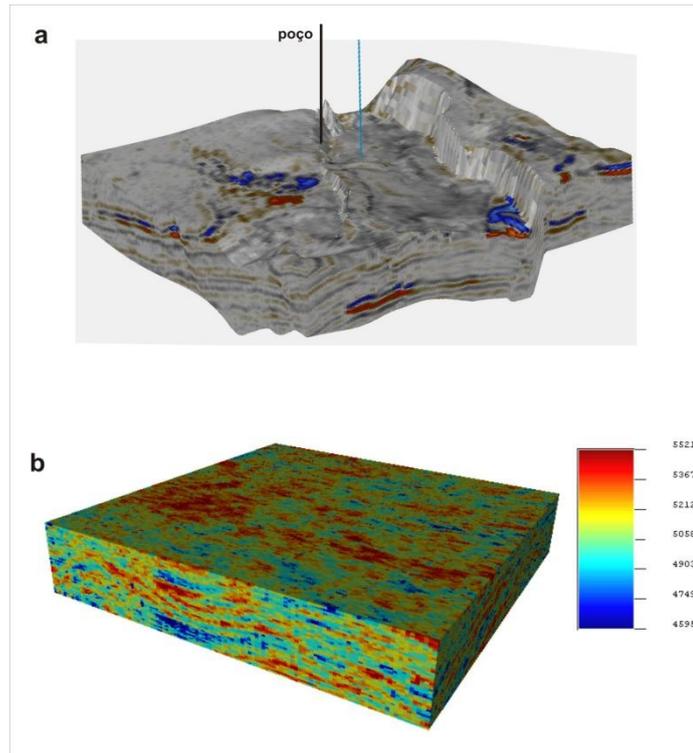


Figura 3.1: Cubo sísmico e cubo de impedâncias acústicas.

Para identificação da área de interesse, foi realizada a interpretação de um perfil sísmico, no qual se detectaram camadas com amplitudes sísmicas elevadas, ou seja com reflectores bem marcados. No entanto, devido à baixa resolução sísmica vertical, nas secções horizontais não foi possível identificar as estruturas morfológicas associadas a um sistema de canais com um padrão tipicamente meandriforme, tendo este padrão sido apenas identificado no cubo de impedância acústica gerado a partir do processo de inversão sísmica.

A impedância acústica (*AI – Acoustic Impedance*) é uma propriedade dos meios, que reflecte a relação directa entre a velocidade de propagação das ondas sísmicas ( $V_p$ ) e a densidade das formações atravessadas ( $\rho$ ). Sendo definida pela seguinte expressão (Equação 3.1):

Equação 3.1

$$Z = \rho * V_p$$

Como por vezes os perfis sísmicos apresentam algum ruído, ou baixa resolução sísmica, o que limita a capacidade de extrair informação relevante à caracterização de uma área de interesse, utiliza-se como alternativa a impedância acústica. Este parâmetro, calculado a partir da informação extraída num *log*, permite, por um lado, a realização de uma análise morfológica para identificação de estruturas e, por

outro, permite uma análise empírica, que possibilita determinar ou avaliar a relação com outros parâmetros do meio, como por exemplo a litologia ou a porosidade de um reservatório.

Numa sequência litoestratigráfica a diferença de valores de impedância acústica entre unidades ou camadas gera coeficientes de reflexão diferentes, tornando assim possível identificar a transição entre diferentes litologias ou fácies. Normalmente a impedância acústica tem uma correlação negativa com a porosidade, por isso, de um modo geral, poderá assumir-se que valores baixos de impedância acústica indicam valores altos de porosidade do meio (Gomes & Alves, 2007), sendo que no caso de um reservatório de natureza detrítica, como é o caso de estudo, esses valores estão normalmente associados fácies areníticas.

No presente trabalho, foi possível identificar em secções horizontais do cubo de impedâncias acústicas, estruturas meandriformes que se assemelham ao corpo de um canal de areia submarino. Tendo sido possível também identificar uma área com coeficientes de reflexão elevados, que foi definida como a área de interesse. Uma vez que no cubo de sísmica, possivelmente pelo ruído presente, não foi possível identificar estas estruturas morfológicas típicas de um canal, optou-se por utilizar o cubo de impedâncias como base do trabalho desenvolvido.

### **3.2. IDENTIFICAÇÃO DOS CANAIS DE AREIA ATRAVÉS DOS ESTATÍSTICOS *LISA* (*LOCAL INDICATORS OF SPATIAL ASSOCIATION*)**

Os métodos de *Exploratory Spatial Data Analysis (ESDA)* permitem avaliar o grau de associação espacial de uma ou mais variáveis para um determinado conjunto de amostras, uma vez que a análise estatística tem em conta a distribuição espacial das amostras. Exemplo disso são o variograma (elemento chave da prática geoestatística) e os coeficientes *Moran's I* e *Geary's C* (Anselin, 1993(b); Unwin & Unwin, 1998). No entanto como observado por Anselin (1993(a); 1993(b)) estes estatísticos, pelo facto de serem globais, apresentam algumas limitações, uma vez que só permitem averiguar o grau de dependência de uma variável para o conjunto total de amostras. Para um conjunto reduzido de amostras esta aproximação poderá ser suficiente e verosímil, mas para um conjunto elevado de dados estes estatísticos são insuficientes e por vezes poderão dar resultados pouco credíveis, induzindo em erro. Este facto ganha especial relevo se tivermos em conta a análise espacial de um sistema natural, como verificado nos trabalhos desenvolvidos por Getis & Ord (1992), para os quais foi utilizado um número maior de dados. Isto significa que se tivermos uma população de grande dimensão, poderá não existir correlação espacial global, mas o mesmo não se verificar a nível local. Esta situação é facilmente constatada no caso de uma variável não estacionária, caracterizada por uma heterogeneidade espacial, que se pode reflectir na existência de

padrões espaciais locais, indicadores de correlação espacial a nível local (Anselin, 1993(a); Ord & Getis, 1995; Unwin & Unwin, 1998).

Os fenómenos naturais apresentam normalmente um padrão, contrariando a ideia de aleatoriedade, o que implica a existência de um grau de correlação espacial para esses mesmos fenómenos. A correlação espacial significa que existe uma dependência ou relação entre os valores de uma variável para uma determinada vizinhança (Griffith, 2009). Será fácil compreender e aceitar esta ideia, tendo em conta a primeira lei da geografia enunciada por Tobler's em 1979 in Anselin (1993(b)): *“Everything is related to everything else, but near things are more related than distant things”*.

A distribuição de uma variável no espaço poderá resultar i) numa situação de dependência ou associação espacial e neste caso estamos perante uma variável estacionária, ou ii) resultar numa situação de instabilidade ou heterogeneidade espacial, comum a uma variável não estacionária, que se caracteriza por diferentes regimes de associação espacial. Deste modo o estudo da distribuição espacial de uma variável no espaço, deverá permitir identificar padrões de associação espacial ou *clusters*, identificar situações de instabilidades caracterizadas por diferentes regimes espaciais e identificar valores anómalos ou *outliers* (Soares, 2006; Anselin, 1995). No entanto, uma das limitações dos ESDA resulta do facto de serem estatísticos globais, não tendo por isso a capacidade de identificar diferentes regimes espaciais que podem ocorrer a nível local, em particular em situações não estacionárias, ocultando assim possíveis padrões de distribuição local, ou diferentes regimes espaciais. Pode por isso não existir qualquer correlação espacial global mas existir localmente (Anselin, 1993(a); Unwin & Unwin, 1998). No entanto, em especial em amostras de grandes dimensões, poderá existir também a presença de correlação espacial global que esconde uma distribuição espacial aleatória, ou diferentes regimes de associação espacial (Anselin, 1995). Em resposta a esta questão Getis & Ord (1992), sugerem a utilização dos estatísticos  $G$  ( $G_i$  e  $G_i^*$ ) como ferramenta para a detecção de padrões de associação espacial a nível local, demonstrando com os seus estudos comparativos a limitação resultante de uma abordagem global (Getis & Ord, 1992; Ord & Getis, 1995; Unwin & Unwin, 1998).

Em 1995 Luc Anselin criou uma nova classe de estatísticos a que chamou *Local Indicators of Spatial Association (LISA)*. Dentro destes estatísticos Anselin (1995) definiu o índice *Local Moran's I* ( $I_i$ ) e o *Local Geary's C* ( $C_i$ ), que permitem avaliar o grau de associação ou correlação espacial à escala local (Figura 3.2). Os estatísticos *LISA* resultaram da decomposição do estatístico globais *Moran's I* e *Gery's C* e tiveram como principio as seguintes condições:

“1. O *LISA* para cada observação dá a indicação do grau de *clustering* espacial de pontos semelhantes em torno dessa mesma observação;

2. A soma dos *LISA* para todas as observações é proporcional a um indicador global de associação espacial” (Anselin, 1995).

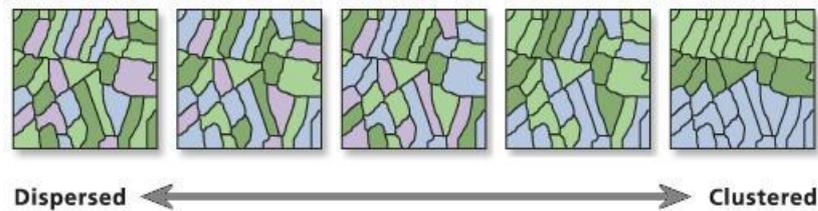


Figura 3.2: Esquema exemplificativo do grau de *spatial clustering* dentro de um campo amostral. A distribuição de uma variável no espaço pode ser aleatória, ou seja apresenta um padrão de distribuição disperso ou pelo contrário as amostras podem estar agrupadas em *clusters* (adaptado de Mitchell, 2005).

Como os estatísticos *LISA* têm em conta a contribuição de cada observação, avaliando assim a associação espacial à escala local, são particularmente indicados para o estudo de uma variável não estacionária. Os *LISA* permitem a identificação de padrões de associação espacial local ou *clusters*, detecção de instabilidade espacial local que representam situações não estacionárias e identificação de valores anómalos ou *outliers*. O estatístico mais utilizado é o *Local Moran's I*, sendo normalmente utilizado para identificação de *clusters* e *outliers*, assim como o *Local Geary's C*. Os estatísticos  $G_i$  e  $G_i^*$  são normalmente utilizados para a identificação de *hot-spots* (Getis & Ord, 1992; Anselin, 1995; Ord & Getis, 1995; Unwin & Unwin, 1998).

### 3.2.1. Local Moran's I ( $I_i$ )

O índice *Local Moran's I* ( $I_i$ ) (Equação 3.3) foi definido por Anselin (1995) como decomposição do índice global *Moran I* ( $I$ ) (Equação 3.2). Segundo o autor, para um conjunto de pontos dispersos no espaço,  $x$  é o valor da variável a ser testada. Sendo  $x_i$  o valor dessa variável para o ponto de referência  $i$ . A vizinhança de  $i$  designada por  $J_i$ , correspondendo  $j$  a todos os pontos pertencentes a  $J_i$ , sendo o valor da variável nesses pontos  $x_j$ . A vizinhança  $J_i$  poderá ser definida por uma matriz de contiguidade de 1ª ordem, para a qual só serão consideradas as células adjacentes ou com vértices em comum, ou ser dada por um intervalo de distância de corte (Anselin, 1995; Goovaerts & Jacquez, 2005). A todas as células vizinhas do ponto  $i$  é possível aplicar um ponderador, através da utilização de uma matriz peso ( $w_{ij}$ ), que permite atribuir um peso relativo a cada observação, tendo em conta por exemplo a distância ao ponto de referência (Anselin, 1995; Getis & Jared, 2004). Todos os valores da variável  $x$  estão estandardizados com a média ( $\bar{x}$ ) e o desvio padrão ( $s$ ), sendo  $z$  a designação para a variável estandardizada (Anselin, 1995; Goovaerts & Jacquez, 2005).

Equação 3.2

$$I = \frac{n \sum \sum w_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\sum \sum w_{ij} \sum (x_i - \bar{x})^2}$$

Equação 3.3

$$I_i = \frac{(x_i - \bar{x})}{s^2} \times \sum_{j=1}^J \frac{1}{J} (w_{ij} (x_j - \bar{x}))$$

$$I_i = z_i \times \sum_{j=1}^J w_{ij} z_j$$

A interpretação do *Local Moran's I* torna-se simples, uma vez que a média dos valores, estando estandardizados, é zero. Deste modo o coeficiente  $I_i$  pode assumir três gamas de valores (Figura 3.3):

$I_i = 0$  – Se não existir correlação espacial e nesse caso temos uma distribuição aleatória da variável;

$I_i > 0$  – Autocorrelação Local Positiva, indicando que o ponto de referência tem um valor semelhante do valor dos pontos vizinhos. Permitindo assim a identificação de um *spatial clusters*, ou seja uma agregação de pontos com valores da mesma ordem de magnitude. Estes *clusters* podem ser agregações de valores altos (H-H – *High-High*) e nesse caso serem considerados *hot-spots* (Figura 3.3 (a)), ou de valores baixos (L-L – *Low-Low*) e nesse caso serem considerados *cold-spots* (Figura 3.3 (b)).

$I_i < 0$  – Autocorrelação Local Negativa, indicando que o ponto de referência tem um valor muito diferente do valor dos seus pontos vizinhos, permitindo identificar a presença de *spatial outliers*. Estes *outliers* podem ser de dois tipos, ou valores altos rodeados por valores baixos (H-L – *High-Low*) (Figura 3.3 (c)), ou de valores baixos rodeados por valores altos (L-H – *Low-High*) (Figura 3.3 (d));

A magnitude do coeficiente dá uma indicação geral do grau de divergência entre valor do ponto de referência e os vizinhos (Anselin, 1995; Goovaerts & Jacquez, 2005).

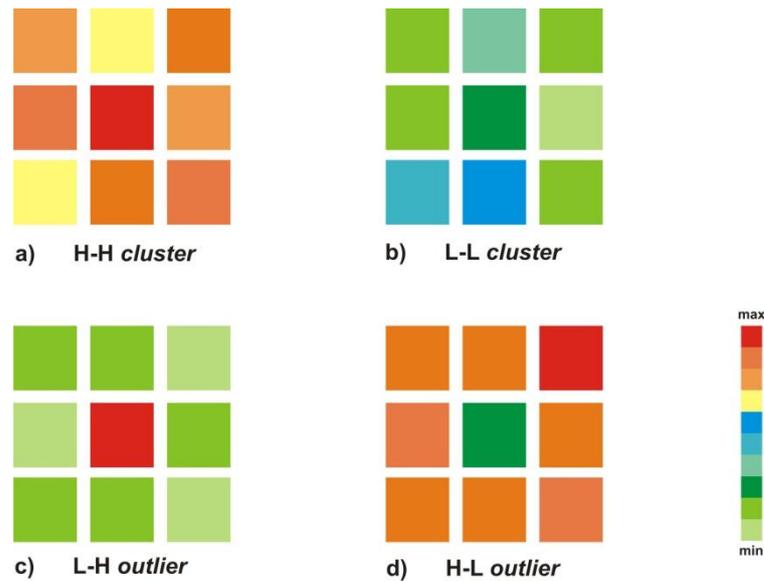


Figura 3.3: Imagens esquemáticas da interpretação do *Local Moran's I*, retractando as possíveis relações espaciais entre um ponto central (ponto de referência) e os pontos vizinhos.

### 3.2.2. Local Geary's C Coeficient ( $C_i$ )

O índice *Local Geary's C* ( $C_i$ ) (Equação 3.5) foi proposto também por Anselin (1995) e deriva da decomposição do índice global *Geary's C* ( $C$ ) (Equação 3.4). Este estatístico é semelhante ao *Local Moran's I*, correspondendo no entanto ao somatório de uma diferença ao invés de um produto. Na sua interpretação, se tivermos um valor baixo é indicador da presença de associação espacial, caso contrário, se tivermos um valor elevado, é indicador de dispersão espacial (Anselin, 1995).

Equação 3.4

$$C = \frac{(n-1) \sum \sum w_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{2 \sum \sum w_{ij} \sum (x_i - \bar{x})^2}$$

Equação 3.5

$$C_i = \frac{1}{s^2} \sum_{j=1}^J w_{ij} (x_i - x_j)^2$$

$$C_i = \sum_{j=1}^J w_{ij} (z_i - z_j)^2$$

### 3.2.3. *G* Statistics ( $G_i$ e $G_i^*$ )

Definidos por Getis & Ord (1992), os estatísticos  $G$  são semelhantes entre si, sendo que a única diferença se prende com a utilização ou não do ponto central para os cálculos. Deste modo o  $G_i$  (Equação 3.6) não tem em conta o valor da célula central ( $x_i$ ) na estimação, ao passo que o  $G_i^*$  (Equação 3.7) tem em conta o valor da célula central. Em ambos os casos a variável tem que ser positiva e o numerador corresponde a uma soma ponderada de todos os valores na vizinhança de  $i$  para uma determinada distância  $d$ . O denominador corresponde ao somatório de todos os valores  $x_j$  ou seja o somatório dos valores dos pontos vizinhos do ponto de referência (Getis & Ord, 1992; Ord & Getis, 1995). Como nos outros índices atrás referidos, neste caso também é possível atribuir um ponderador a cada ponto, através da utilização de uma matriz peso (Getis & Ord, 1992; Ord & Getis, 1995; Getis & Jared, 2004).

Equação 3.6

$$G_i = \frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j}{\sum_j x_j}, \quad j \neq i$$

Equação 3.7

$$G_i^* = \frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j}{\sum_j x_j}$$

A utilização dos estatísticos  $G$  é especialmente útil na análise de *hot-spots*, dado que fornecem a indicação da presença de *clusters* de valores altos (H-H) no caso da correlação espacial ser positiva, ou de valores baixos (L-L) no caso da correlação ser negativa (Getis & Ord, 1992; Ord & Getis, 1995).

### 3.2.4. Aplicação dos *LISA* como Atributos Sísmicos

Tendo em conta o contexto geológico da área de estudo, o objectivo da aplicação de atributos sísmicos visou a identificação de padrões morfológicos típicos de um sistema de canais de areia meandriforme, através do reconhecimento de padrões não estacionários, que reflectem a heterogeneidade espacial inerente ao traçado sinuoso de um canal. Por outro lado, foi tido em conta na análise dos atributos, as principais fácies existentes num sistema de canais (por exemplo areias e argilas), dado serem indicadores da zona de interesse, em particular da possível zona de reservatório de hidrocarbonetos, que no presente caso correspondem a arenitos. Esta identificação teve por base os valores esperados de impedância acústica e a análise morfológica do canal.

A utilização dos *LISA* como atributo sísmico teve por objectivo a identificação dos padrões espaciais acima descritos. Esta ferramenta apresenta grandes potencialidades uma vez que permite identificar *clusters*, que se podem traduzir no corpo interno do canal (assumindo que este é composto maioritariamente pela mesma litologia) que neste caso se esperam ser arenitos e permitem ainda identificar *outliers* que se deverão reflectir, quer nas fronteiras das paredes do canal (pelo contacto de duas litologias diferentes como arenitos e argilitos, que se caracterizam por valores díspares de impedância acústica), quer em acidentes estruturais, como por exemplo falhas.

Uma vez que o interesse era a análise da correlação espacial a nível local, a implementação dos *LISA* como atributos sísmicos foi efectuada sobre o cubo de impedâncias acústicas, a partir de um processo iterativo, utilizando uma janela móvel 2D e 3D (Figura 3.4). Para tal foram feitas várias experiências com diferentes dimensões para a janela móvel (3x3, 5x5, 7x7, 9x9), considerando um número crescente de pontos vizinhos na estimação. Para o cálculo dos estatísticos *LISA* foi utilizada uma matriz peso, tendo em conta o inverso do quadrado da distância ao ponto central da janela móvel, atribuindo assim uma ponderação diferente para cada ponto vizinho, de forma a assegurar que os pontos contíguos ou os pontos mais próximos tinham um peso maior na estimação.

A título de comparação foi utilizado nas mesmas condições os estatísticos *G* ( $G_i$  e  $G_i^*$ ), normalmente utilizados para a identificação de *clusters*, com o objectivo de identificar padrões espaciais que reflectam o corpo do canal.

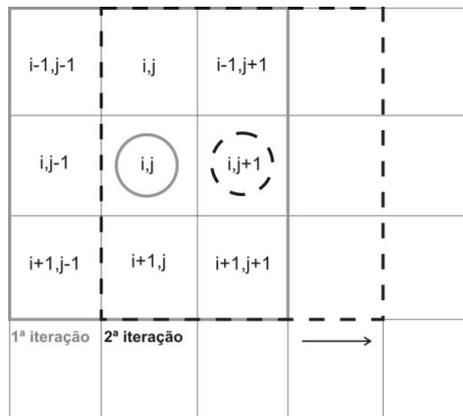


Figura 3.4: Esquema exemplificativo da implementação de um processo iterativo utilizando uma janela móvel, no qual o valor da variável no ponto central ( $i, j$ ) é calculado tendo em conta apenas os vizinhos no interior da janela móvel.

### 3.3. ELABORAÇÃO DO MODELO DE POROSIDADE

Outro objectivo deste trabalho foi a criação de um modelo de porosidade para a área de interesse, com vista à caracterização do reservatório, tendo por base o modelo de impedâncias acústicas. Os valores de porosidade foram calculados a partir de correlações empíricas com outros parâmetros extraídos do *log* do poço, dado que nos *hard data* este parâmetro não existia. Deste modo tornou-se possível a elaboração do modelo de porosidades para a área de interesse, através da aplicação de um método de simulação estocástica (para mais detalhes ver secção 3.4).

Tendo em conta que na área de estudo as fácies predominantes são compostas por areias e argilas, utilizou-se a relação empírica de Han's (Equação 3.8; Equação 3.9), para o cálculo da porosidade ( $\phi$ ). Esta relação, definida em 1986, foi criada a partir de dados experimentais realizados em areias argilosas saturadas (neste caso concreto, ignorou-se a saturação em água uma vez que não foi possível estimar este parâmetro) e permite calcular a porosidade de uma rocha a partir da velocidade das ondas sísmicas ( $V_p$  e  $V_s$ , em km/s) e do conteúdo em argilas ( $CC$  ou *clay content*) (Mavko, *et al.*, 2009).

Equação 3.8

$$V_p = 5,59 - 6,93 \phi - 2,18 CC \quad , \text{ para } 40 \text{ MPa}$$

Equação 3.9

$$V_s = 3,52 - 4,91 \phi - 1,89 CC \quad , \text{ para } 40 \text{ MPa}$$

Os parâmetros extraídos do *log* do poço, que foram utilizados para o cálculo da porosidade, foram: a impedância acústica ( $Z$ ), o *gamma ray* ( $GR$ ) e a densidade dos sedimentos ( $RHOB$ ). O conteúdo em argilas ( $CC$ ) foi calculado a partir dos valores de *gamma ray* ( $GR$ ) através da Equação 3.10. Os valores de velocidade da onda P ( $V_p$ ) foram determinados a partir da impedância acústica ( $Z$ ) e a densidade ( $RHOB$ ), tendo em conta a relação expressa na Equação 3.1.

Equação 3.10

$$CC(\%) = \frac{(GR_{log} - GR_{min})}{(GR_{max} - GR_{min})}$$

Este tipo de relação empírica apresenta algumas limitações pelo facto de ser baseada em dados experimentais, e portanto, neste caso apenas foi possível obter um valor aproximado para a porosidade. Os

valores assim calculados deverão ser sempre confirmados com os dados obtidos nos *logs* ou através dos *cores*, o que para este trabalho não foi possível, uma vez que não existiam esses dados.

Para elaborar o modelo de porosidade foi aplicado o método de co-Simulação Sequencial Directa com anisotropias locais (coDSS-LA) a partir de uma imagem secundária de impedância acústica. A aplicação deste método será explicada na secção 3.4.

### 3.4. CARACTERIZAÇÃO DO MODELO DE POROSIDADES: SIMULAÇÃO SEQUENCIAL DIRECTA E CO-SIMULAÇÃO

O segundo objectivo deste trabalho foi a criação de um modelo de porosidades, condicionado à forma dos canais de areia previamente definidos pela utilização dos estatísticos *LISA*. Para o presente caso de estudo, os modelos de estimação gerados a partir da interpolação espacial dos pontos amostrados, por exemplo através do estimador de krigagem apresentam algumas limitações. Isto porque estes modelos de estimação permitem apenas gerar a imagem mais provável da distribuição espacial da variável no reservatório. Esta imagem corresponde aos valores médios da variável e por isso é uma imagem atenuada (Soares, 2006). Para o caso de um sistema de canais meandríformes com elevado grau de sinuosidade (e que por isso apresenta uma forte heterogeneidade espacial) iria resultar numa imagem suavizada que não conseguiria obter de forma clara os padrões espaciais típicos de um canal (*e.g.* margens do canal e meandros). Neste caso, em que a variável é muito heterogénea, o estudo da distribuição espacial da variável deverá ser obtido através da utilização de um modelo de simulação estocástico, como referido por Horta, *et al.* (2010), uma vez que o processo de simulação de uma variável gera um conjunto de imagens equiprováveis que retractam a distribuição espacial da variável (*e.g.* continuidade espacial, heterogeneidades e valores extremos), permitindo também quantificar a incerteza espacial para o conjunto total de pontos (Soares, 2006).

Existem vários algoritmos de simulação sequencial, sendo os mais comuns a Simulação Sequencial Gaussiana (SSG) e a Simulação Sequencial da Indicatriz (SSI). Estes métodos apresentam uma condicionante, uma vez para a sua aplicação é necessário efectuar uma transformação prévia da variável original numa variável gaussiana e numa variável indicatriz, respectivamente. Para além disso, ambos os métodos apresentam uma limitação, uma vez que nem sempre garantem a reprodução da distribuição da variável original (histograma) e do variograma (ou covariância) nas diferentes simulações (Soares, 2001; Soares, 2006).

Em 1994 Journel, apresentou pela primeira vez o princípio do que mais tarde veio a ser o método de Simulação Sequencial Directa (DSS – *Direct Sequential Simulation*) (Soares, 2001). Segundo o qual, se as leis de distribuição local para uma variável aleatória  $Z(x)$  são centradas no estimador de krigagem simples com

a variância condicional local igual à variância de krigagem, então os mapas finais resultantes das simulações reproduziriam obrigatoriamente o variograma da variável contínua original. No entanto nesta abordagem não era possível garantir a reprodução do histograma (Soares, 2001; Soares, 2006).

Tendo em conta os princípios introduzidos por Journel (1994), Soares (2001) implementou uma nova abordagem ao método de Simulação Sequencial Directa que possibilitou ultrapassar todas as condicionantes referidas, sem necessidade de transformação prévia da variável original, podendo esta ser utilizada directamente. Este método baseia-se na utilização das médias e variâncias locais para reamostrar a lei de distribuição global (ao invés de a utilizar para definir as leis de distribuição local), permitindo também a reprodução do histograma e do variograma da variável original para cada simulação. Para além de este método ser vantajoso face aos outros, uma das suas mais-valias é o facto de permitir a co-Simulação Sequencial Directa (coDSS) de duas ou mais variáveis, ou seja, possibilita que uma variável seja simulada condicionada a outra variável previamente simulada (Soares, 2001; Soares, 2006). Segundo Soares (2001) A aplicação do método de coDSS tem o seguinte pressuposto (para mais detalhes sobre o procedimento ver Soares (2001)):

- No caso de termos duas variáveis espacialmente dependentes  $Z_1(x)$  e  $Z_2(x)$ , a variável com maior continuidade espacial e que considerarmos mais relevante, será considerada a variável principal,  $Z_1(x)$ . Esta variável será a primeira a ser simulada individualmente a partir do método de DSS. A variável  $Z_2(x)$  será simulada de seguida, mas condicionada aos valores previamente simulados da variável  $Z_1(x)$ . Ou seja, a simulação de  $Z_2(x)$  tem por base uma imagem secundária, que corresponde a uma das simulações de  $Z_1(x)$ . Esta simulação conjunta ou co-Simulação tem em conta a correlação espacial entre ambas as variáveis e as leis de distribuição condicionais definidas pelas médias e variâncias locais (Soares, 2006).

Uma questão a ter em conta na aplicação de um método de simulação estocástico prende-se com o facto da continuidade espacial de uma variável poder variar consoante as diferentes direcções do espaço, criando assim uma estrutura espacial anisótropa (Figura 3.5).

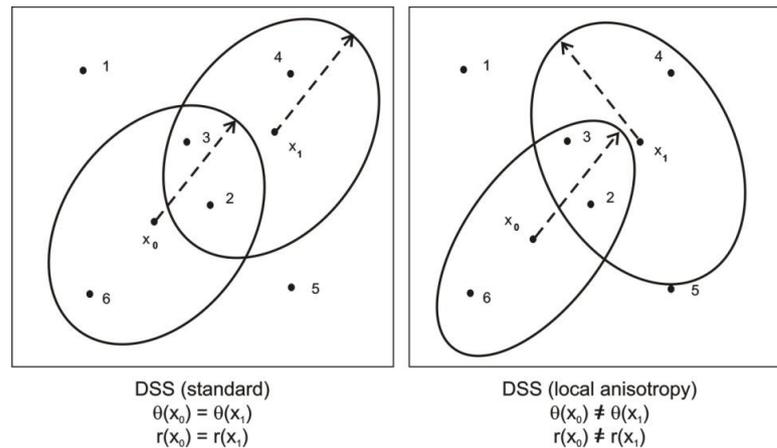


Figura 3.5: Esquema representativo da elipse de procura para a DSS e DSS-LA (retirado de Horta, *et al.*, 2010).

Na verdade este, tipo de comportamento é facilmente observado em diversos recursos naturais. Em particular, no presente caso de estudo (no qual se pretende simular uma variável contínua condicionada a uma estrutura de canal meandriforme) será fácil constatar que existe uma forte anisotropia espacial associada à sinuosidade do canal, o que implica que a variável associada ao corpo do canal, apresente maior continuidade espacial segundo uma determinada direcção. Neste caso a aplicação dos métodos de simulação ou co-Simulação (DSS e coDSS) teve em conta as anisotropias locais, de modo a garantir a reprodução das estruturas espaciais como sugeriram Soares (2006) e Horta *et al.* (2010).

Para o presente caso de estudo foi aplicado o método de Simulação Sequencial Directa com Anisotropias Locais (DSS-LA) à variável impedância acústica visando a reprodução das estruturas morfológicas associadas ao corpo de um canal meandriforme, e deste modo, confirmar a aplicabilidade do método. Com o objectivo de criar um modelo de porosidade para a área de interesse foi aplicado posteriormente o método de co-Simulação Sequencial Directa com Anisotropias Locais (coDSS-LA). Para tal, procedeu-se à simulação de uma segunda variável, a variável porosidade, condicionada a uma imagem secundária de impedância acústica e a uma correlação espacial de 0,85 (ou 85%). Em ambos os casos foram efectuadas 16 simulações, a partir das quais se obteve a imagem média e a incerteza associada, obtida através da variância. Como parâmetros de entrada do processo de simulação, foram utilizados os valores da análise estatística univariada, o variograma global (Gráfico 6 – Anexo I), o estimador de krigagem simples, as direcções de anisotropia locais e os rácios ( $R_1$  e  $R_2$ ). O rácio  $R_1$  (Figura 3.6) corresponde à razão entre a amplitude do variograma na direcção de maior anisotropia e a direcção de menor anisotropia no plano horizontal. O rácio  $R_2$  (Figura 3.6) corresponde à razão entre a amplitude do variograma na direcção de maior anisotropia e a amplitude na direcção vertical.

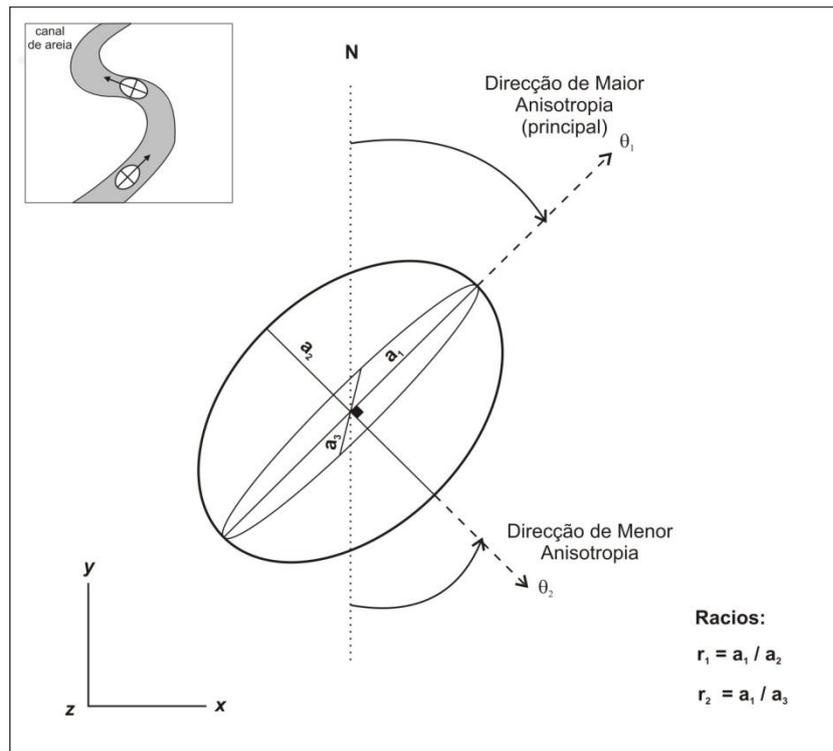


Figura 3.6: Representação do elipsóide de procura, com indicação da direção principal de anisotropia local  $\theta_1$  (direção de maior anisotropia) e respectivos raios.

Para este trabalho foram utilizados raios globais, que foram extraídos do variograma global (Gráfico 6 – Anexo I). Foi também feita uma experiência utilizando raios impostos, de modo a acentuar ainda mais as anisotropias locais, uma vez que, no corpo do canal, o rácio deverá ser maior que nas zonas externas ao canal, onde o rácio deverá ser próximo de 1, ou seja, indicador de isotropia espacial. Os valores dos raios impostos considerados foram 3 para a zona interior do canal e 1 para a zona exterior ao canal.

### 3.4.1. Cálculo das direções de anisotropia local

Tendo em vista a utilização de um processo de simulação estocástico com anisotropias locais associadas, como a DSS e coDSS com LA, após a aplicação dos LISA como atributos sísmicos, foi escolhido o *Local Moran's I* como o melhor atributo para a identificação morfológica do canal de areia. A imagem 3D gerada por este atributo serviu de base para extração das direções principais de anisotropia local (Figura 3.6), ou seja as direções de maior anisotropia, que serviram de parâmetro de entrada no processo de simulação estocástico e para definir as zonas de imposição dos raios, correspondentes aos canais.

Para a extração das direções principais de anisotropia local foi utilizada novamente uma janela móvel 2D, na qual se testaram várias dimensões (3x3, 5x5, 7x7, 9x9), tendo sido ignorada a direção vertical, uma

vez que nesta direcção a heterogeneidade espacial de um canal é menor, podendo ser considerada irrelevante para a caracterização morfológica. O cálculo dos ângulos, foi efectuado por dois métodos: i) determinou-se a direcção de variância mínima, com o objectivo de identificar as direcções de maior continuidade espacial, que se poderão identificar como o corpo do canal e correspondem à direcção de maior anisotropia local; ii) determinou-se o *Local Structural Azimuth* (Schlumberger, 2008) que não é mais do que o ângulo que define a direcção de inclinação do plano médio (*strike direction*) formado por um conjunto de pontos e que em termos geológicos é o equivalente à atitude de uma camada (Figura 3.7).

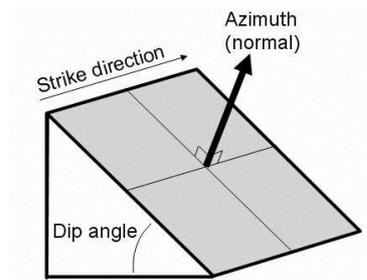


Figura 3.7: Direcção principal de um plano (*strike direction*) (retirado de Schlumberger, 2008).

## 4. RESULTADOS OBTIDOS

### 4.1. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E MODELO DE IMPEDÂNCIA ACÚSTICA

Após a análise do cubo sísmico identificou-se uma zona com reflectores altos, através dos perfis (Figura 4.1 (b,c)). Estes reflectores poderão ser indicadores da zona de reservatório e, portanto, corresponderem à secção onde se localiza um empilhamento de canais de areia (*stack* de canais de areia). No entanto, para este caso de estudo, a resolução sísmica vertical verificou-se ser baixa, uma vez que apenas possibilita visualizar estruturas superiores a 25-30m. Não foi possível a identificação directa dos canais nas secções horizontais do cubo sísmico (Figura 4.1 (a)) uma vez que a dimensão vertical estimada para zona dos canais de areia foi, neste caso, aproximadamente 25m.

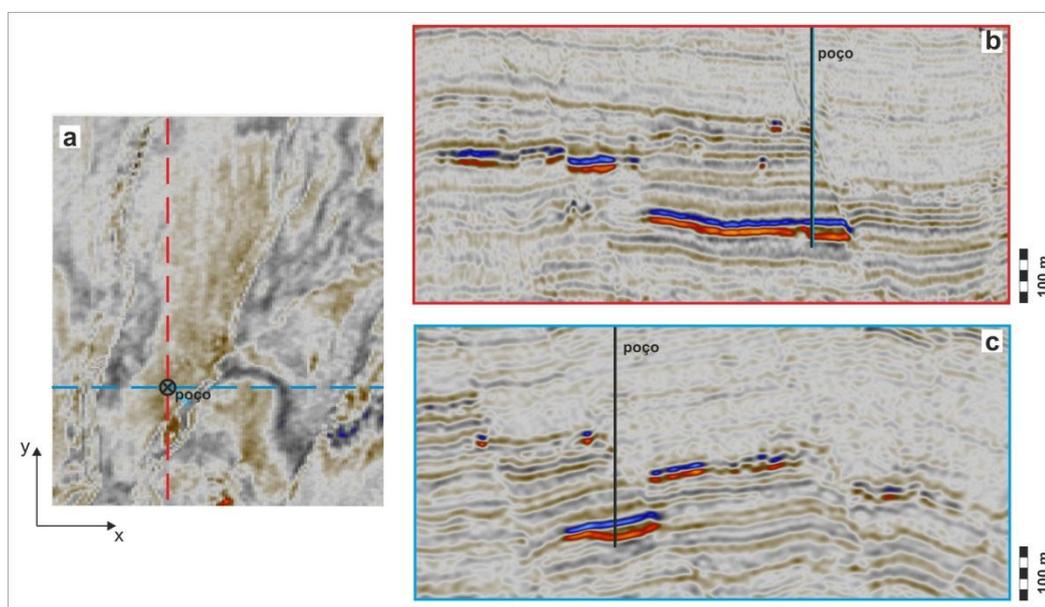


Figura 4.1: Secção horizontal (a) e perfil sísmico da área de interesse com indicação da localização do poço – *inline* (b) e *xline* (c). Os reflectores (a azul e vermelho) indicam a possível zona de reservatório, correspondente ao empilhamento de canais de areia (*stack* de canais de areia).

A partir do perfil sísmico interpretativo (Figura 4.2), que corresponde a uma *inline*, foi possível identificar elementos estruturais como falhas normais com abertura de *grabens*, concordantes com a história geológica da região. É importante referir a presença de alguns elementos estratigráficos, nomeadamente o contacto entre duas unidades distintas (representado com traço verde). A zona de reflectores altos (representado a cor laranja), corresponde à zona dos canais de areia e possível reservatório de hidrocarbonetos. A presença de *pockmarks* enterradas indicam a migração de hidrocarbonetos (em especial gasosos) para as camadas superiores.

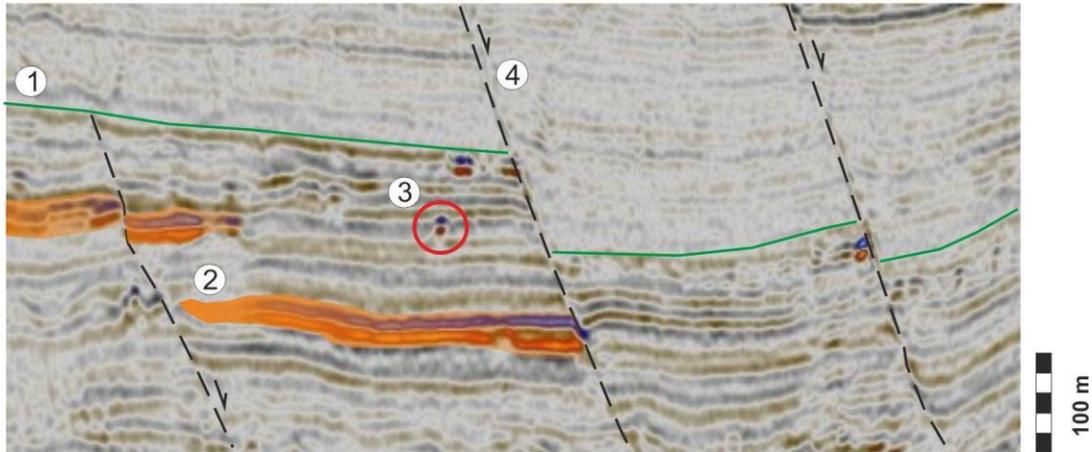


Figura 4.2: Perfil sísmico interpretativo: 1 – Superfície estratigráfica que separa duas unidades diferentes; 2- Empilhamento de canais de areia, que corresponde à zona de reservatório; 3 – *Pockmark* enterrada, que reflecte a migração de hidrocarbonetos; 4- Falha.

Como referido anteriormente não foi possível identificar padrões morfológicos típicos de um canal nas secções horizontais da sísmica, tendo sido apenas detectado numa secção horizontal do cubo de impedâncias acústicas, dando a antever um traçado meandriforme (Figura 4.3). Este aspecto poderá ser reforçado, pelo facto de o padrão morfológico coincidir com os valores mais baixos de impedância acústica, (o que geralmente é indicador de porosidades altas), que neste caso resultam de o reservatório ser em canais de areia. Os valores mais altos de impedância acústica deverão corresponder a litologias pouco porosas, como por exemplo argilas.

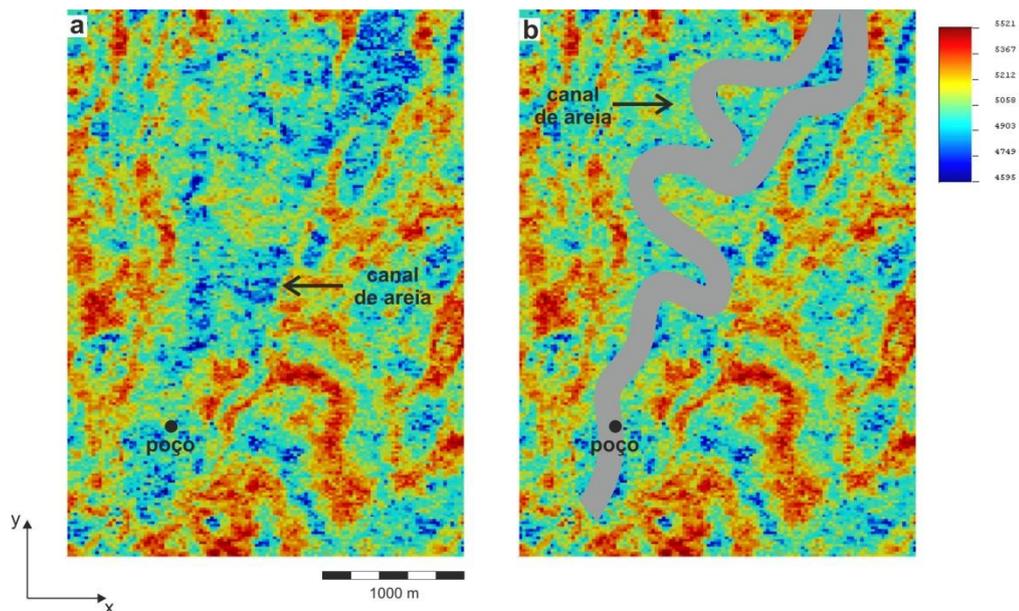


Figura 4.3: Secção horizontal do cubo de AI, no qual se observa a silhueta dos canais de areia meandriformes.

Pela análise do histograma da variável impedância acústica (Gráfico 1) é perceptível a presença dos dois grandes grupos litológicos referidos anteriormente. Os valores de impedância inferiores a 4900 KgPa.s/m deverão corresponder a areias e os valores superiores, a argilas.

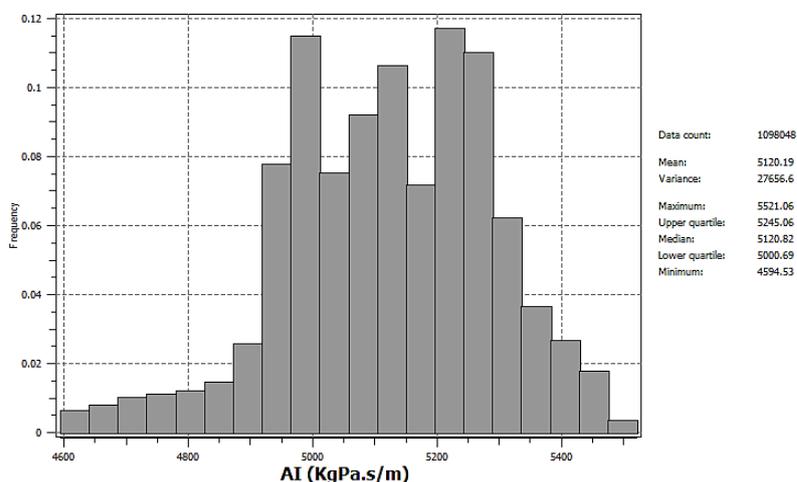


Gráfico 1: Histograma e estatística descritiva referente ao cubo de impedâncias acústicas. O eixo dos y corresponde à frequência relativa para um intervalo entre 0 e 1 (o que equivale a 0-100%).

## 4.2. RESULTADOS DA APLICAÇÃO DOS *LISA* COMO ATRIBUTO SÍSMICO

A aplicação dos *LISA* como atributo sísmico foi realizada conjuntamente com os estatísticos *G*. Este procedimento foi adoptado para efeitos comparativos, uma vez que estes estatísticos permitem a identificação de *clusters* que se poderão traduzir no corpo do canal. Os resultados foram também comparados com os dados originais de impedância acústica, uma vez que estes estatísticos foram aplicados sobre este parâmetro. Para o caso de estudo, e tendo em conta as dimensões do canal de areia, a janela móvel com dimensão 5x5 (células) foi a que forneceu melhores resultados, sendo que a partir de uma janela de 9x9 a imagem resultante torna-se cada vez mais suavizada (Anexo II).

A partir da análise das imagens obtidas (Figura 4.4; Anexo II) e em comparação com os dados originais, é possível observar uma melhoria significativa na identificação do corpo de areia e na diferenciação com a área envolvente. Uma das vantagens verificadas na utilização destes estatísticos é a diminuição do ruído da imagem. Os *LISA*, em especial o *Local Moran's I (I<sub>i</sub>)* revelaram ser um bom atributo sísmico para identificação de estruturas morfológicas ou padrões espaciais (Figura 4.5), em particular em situações não

estacionárias, como o caso de um canal com traçado meandriforme. O *Local Geary's C Coefficient* ( $C_i$ ) revelou ser menos capaz de detectar o padrão morfológico, no entanto essa limitação poderá ter resultado da pequena diferença entre a gama de valores de impedância acústica. Resumindo, os *LISA* como atributo sísmico possibilitaram:

- i) A identificação do corpo interno do canal (assumindo que este é composto maioritariamente pela mesma litologia - Arenitos) através da identificação de *clusters* de valores altos;
- ii) A delimitação da área exterior ao canal através da identificação de *clusters* de valores baixos (assumindo que esta área é composta essencialmente pela mesma litologia – Argilas);
- iii) A identificação das fronteiras entre litologias distintas como é o caso das paredes do canal (contacto entre arenitos e argilitos, que se caracterizam por valores díspares de impedância acústica);
- iv) A identificação de acidentes estruturais, como por exemplo falhas, através da identificação de *outliers*.

A utilização dos estatísticos  $G$  ( $G_i$  e  $G_i^*$ ), também permitiu a identificação de *clusters*, que se revelaram ser concordantes com os resultados obtidos pela aplicação dos *LISA* e com o padrão morfológico esperado (Figura 4.4). Comparativamente, neste caso, a imagem resultante é mais suavizada, não sendo tão evidente as fronteiras do corpo de areia e da área envolvente. No entanto a diferenciação entre os tipos de *clusters* (*hot-spots* e *cold-spots*) é bastante visível, neste caso os *hot-spots* estão representados a vermelho e os *cold-spots* a azul escuro (Figura 4.4).

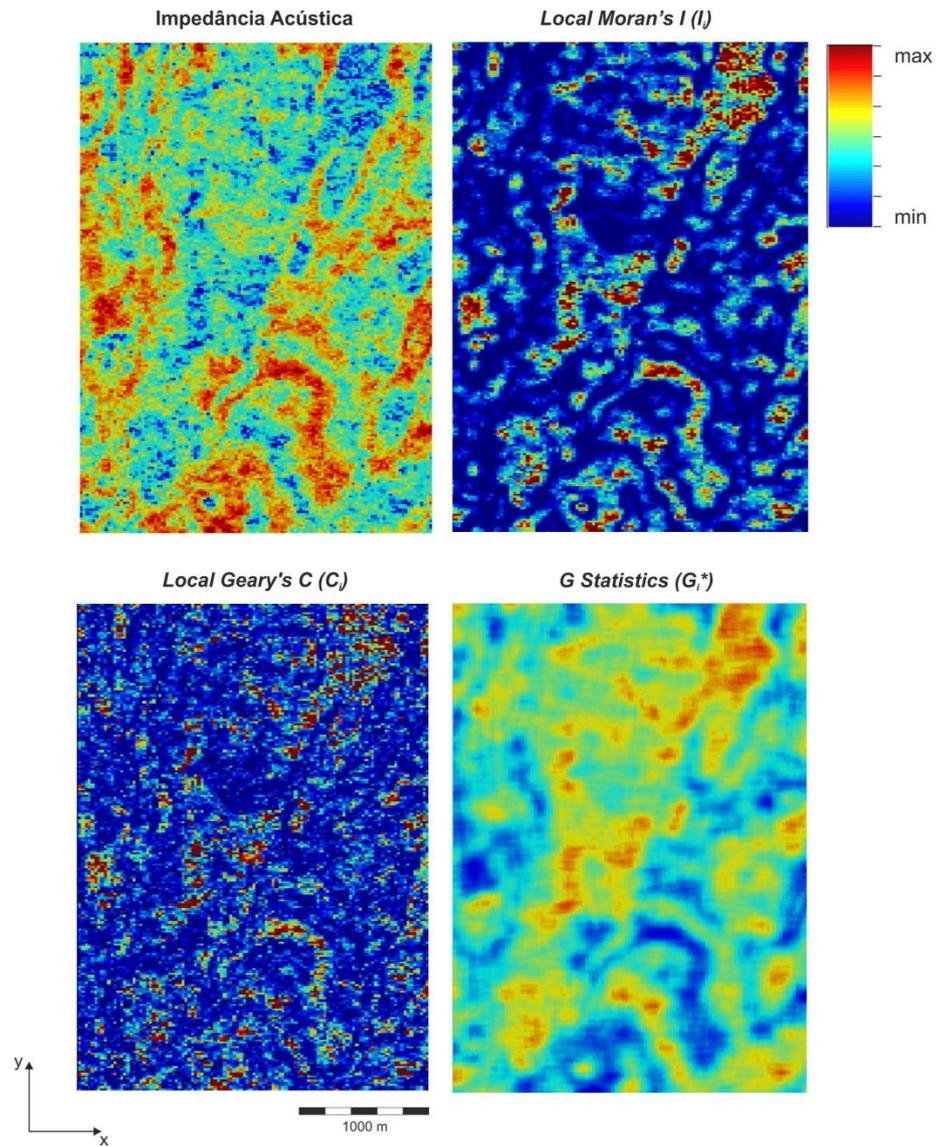


Figura 4.4: Imagens da zona do reservatório (canais de areia) após a aplicação dos *LISA* como atributo sísmico. Comparação com a impedância acústica e os estatísticos  $G$  ( $G_i^*$ ).

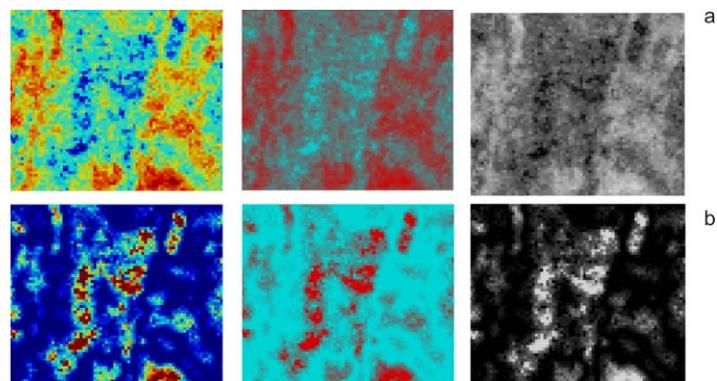


Figura 4.5: Detalhe de meandro de canal de areia numa secção horizontal da impedância acústica (a) e do *Local Moran's I* (b), a diferentes escalas de cores. É possível verificar que em *b* a forma do meandro é realçada.

### 4.3. MODELO DE POROSIDADE

#### 4.3.1. Determinação da Porosidade

Pela análise dos gráficos dos parâmetros obtidos através do *Log* (Gráfico 2), extraído no poço de prospecção, é visível a presença de dois grandes grupos litológicos (Gráfico 2 (a)). Um grupo litológico mais pequeno com valores baixos de *Gamma Ray* (*GR*) e densidade (*RHOB*) (Gráfico 2 (b,c)), que deverá corresponder às areias que compõem o corpo do canal. O outro grupo litológico, maior e com valores altos de *Gamma Ray* e densidade deverá corresponder a argilas. Pelo gráfico da porosidade (*PHI*) (Gráfico 2 (d)), verifica-se que os valores de impedância acústica mais baixos correspondem a litologias com maior porosidade.

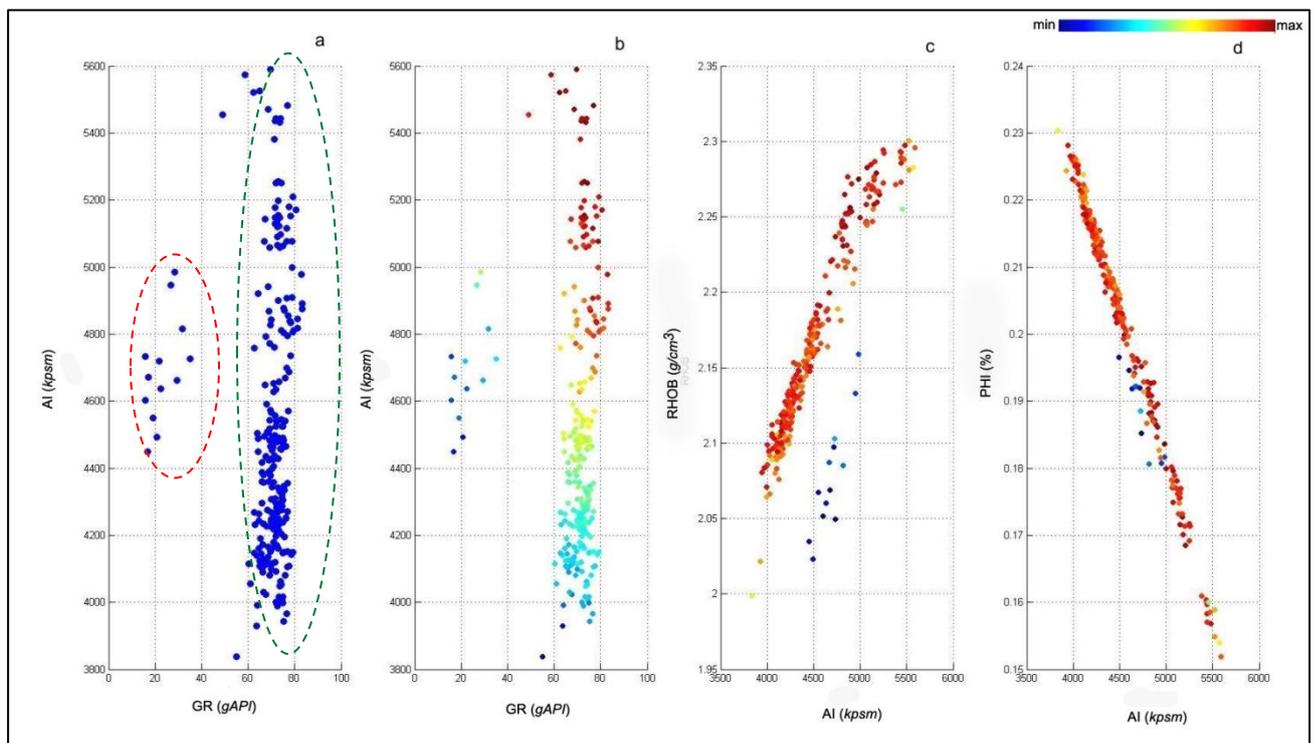


Gráfico 2: *Bi-plots* para *Logs* do poço, que mostram relação do AI e diversos parâmetros (*GR* - *gamma ray*, *RHOB* - densidade e *PHI* - porosidade). Em **a** é possível identificar dois grupos litológicos, as areias a vermelho e as argilas a verde. Em **b,c** e **d** a gama de cores representa a distribuição da densidade dos materiais, a azul estão representadas as densidades mais baixas e a vermelho as densidade mais elevadas.

Observando os parâmetros obtidos no poço de prospecção em função da profundidade (Gráfico 3), é possível determinar a posição relativa do reservatório de hidrocarbonetos que corresponde a uma passagem bem marcada para valores baixos de impedância acústica ( $AI$ ),  $Gamma Ray$  ( $GR$ ), densidade ( $RHOB$ ), conteúdo em argila ( $CC$ ) e uma diminuição na velocidade de propagação das ondas P ( $Vp$ ). Do mesmo modo, os valores calculados para a porosidade ( $PHI$ ) (Gráfico 3) apresentam também nesta zona uma variação bem marcada, pela passagem para valores altos de porosidade, o que é concordante com um reservatório composto essencialmente por areias.

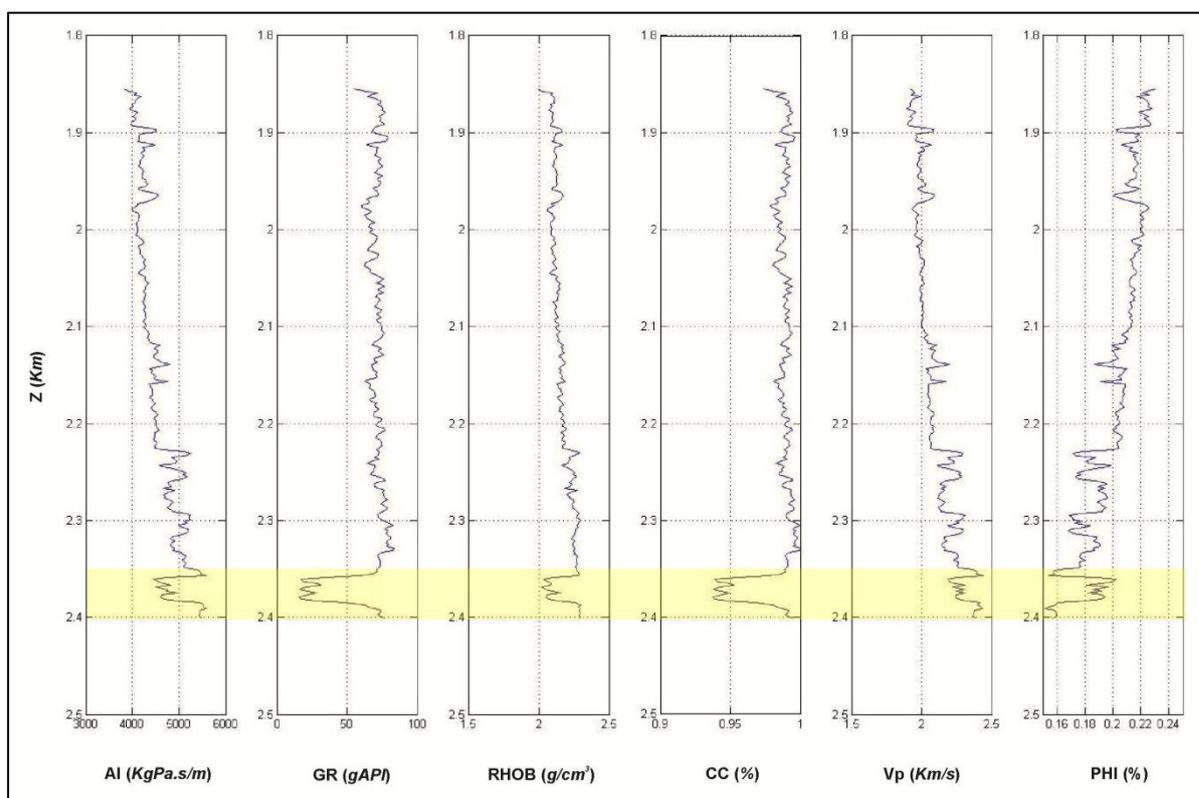


Gráfico 3: Gráficos dos *Logs* obtidos no poço de prospecção em função da profundidade e *Log* da porosidade ( $PHI$ ) calculado a partir dos diversos parâmetros. A amarelo está indicada a possível localização do reservatório, que está inserido na área de estudo.

Os valores calculados de porosidade ( $PHI$ ) variam entre o valor mínimo próximo de 0,15 (15%) e um valor máximo próximo de 0,20 (20%). Pela análise do histograma (Gráfico 4) relativo à porosidade verifica-se novamente a existência de duas grandes populações, uma com valores baixos de porosidade, que deverá corresponder a argilas e outra com valores altos de porosidade que deverá corresponder a areias. A variação da porosidade é reduzida, tornando assim o contraste entre litologias mais ténue. Apesar de poder existir alguma incerteza no cálculo deste parâmetro, esta diferença poderá ser representativa da natureza

litológica do reservatório, que se deverá caracterizar pela ausência de areias puras, devendo em seu lugar estar presente areias argilosas na zona dos canais e argilas arenosas nas zonas envolventes. Apesar disto o método aplicado permitiu a diferenciação entre estes grupos litológicos.

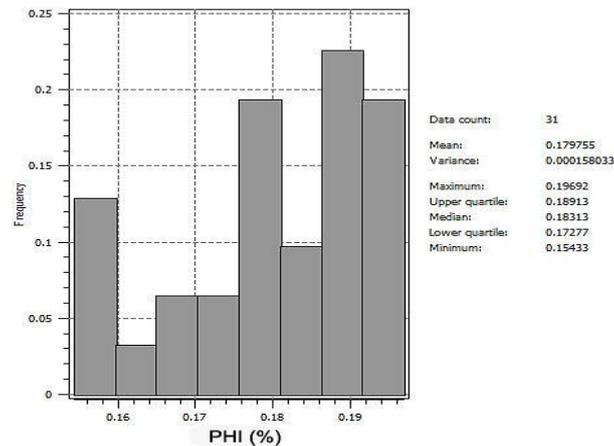


Gráfico 4: Histograma e estatística descritiva do parâmetro porosidade (*PHI*) para o poço de prospecção. O eixo dos y corresponde à frequência relativa para um intervalo entre 0 e 1 (o que equivale a 0-100%). A gama de valores de *PHI*, também varia entre 0 e 1 o que é equivalente à percentagem entre 0- 100%.

Na Figura 4.6 estão projectados, sobre um perfil sísmico da área de estudo, os *Logs* relativos ao *Gamma Ray* (a azul) e à porosidade (a amarelo). Através desta figura pode-se identificar a possível localização do reservatório de hidrocarbonetos, pela variação brusca e simultânea dos respectivos *Logs*.

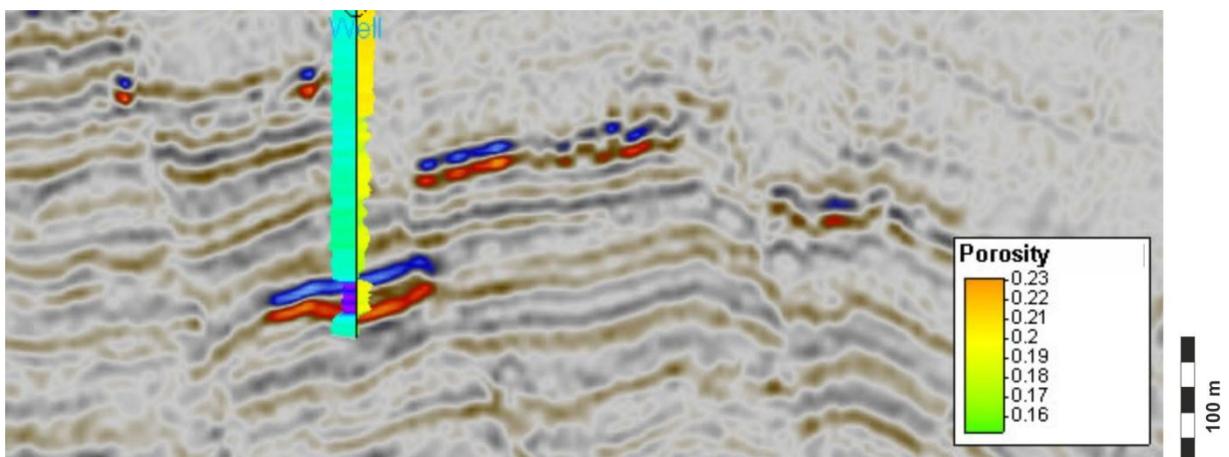


Figura 4.6: *Logs* de porosidade (direita) e *Gamma Ray* (esquerda) no poço de prospecção. A variação brusca e simultânea destes dois parâmetros dá indicação da possível localização do reservatório de hidrocarbonetos. A gama de valores de porosidade (*PHI*) varia entre 0 e 1 o que é equivalente à percentagem entre 0-100%.

### 4.3.2. Anisotropias Locais

Os mapas de anisotropias locais (Figura 4.7) foi obtido através da melhor imagem resultante da utilização dos *LISA*, ou seja, a imagem que melhor reproduziu a estrutura morfológica dos canais de areia. Sobre esta mesma imagem foram também criados mapas de rácios locais de modo a acentuar uma elevada anisotropia local na zona dos canais e um padrão mais isotrópico nas zonas circundantes.

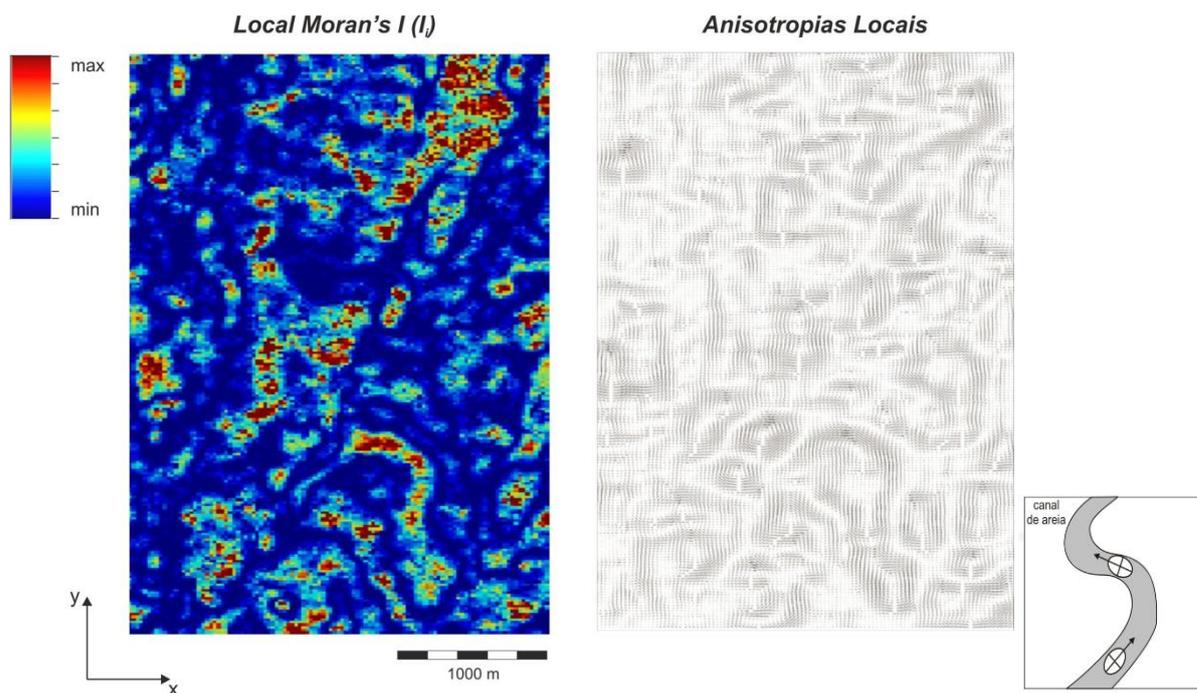


Figura 4.7: Mapa de anisotropias locais, extraído da imagem do *Local Moran's I*, para uma janela móvel com 5x5 células.

Estes mapas foram calculados apenas em secções horizontais, dando origem a um cubo de anisotropias locais que foi utilizado para condicionar os processos de Simulação Sequencial Directa (DSS-LA e coDSS-LA), usados posteriormente na geração de um modelo de porosidades do reservatório.

#### 4.4. RESULTADOS DO PROCESSO DE SIMULAÇÃO SEQUENCIAL DIRECTA

Com o intuito de criar um modelo de porosidade para toda a área de estudo, foi utilizado o processo clássico de Simulação Sequencial Directa (Soares, 2001). Porém, como se pretendia reproduzir as estruturas morfológicas dos canais de areia, foi também executado a DSS-LA, ou seja, o processo de simulação condicionado às anisotropias locais. Por último, foi efectuada a co-simulação da porosidade, tendo em conta uma imagem secundária da impedância acústica para uma correlação espacial de 0,85 (85%). Neste caso foram feitas duas abordagens, uma tendo em conta apenas o poço de prospecção e outra a partir de 5 novos poços gerados com o objectivo de aumentar o número de dados disponíveis para o processo de simulação e assim tentar melhorar o resultado final.

Pela análise dos resultados obtidos nos diversos processos de Simulação Sequencial Directa (DSS, DSS-LA e coDSS-LA) (Figura 4.8) constata-se que existe alguma limitação na reprodução dos padrões espaciais. Apesar de existir alguma melhoria neste aspecto, nomeadamente através da introdução das anisotropias locais, DSS-LA e coDSS-LA, o resultado ficou um pouco aquém do esperado. Com a utilização da co-simulação (coDSS-LA), não foi possível reproduzir o padrão morfológico dos canais, mas a simulação conseguiu diferenciar padrões espaciais na zona dos canais que reproduzem de algum modo a orientação destes.

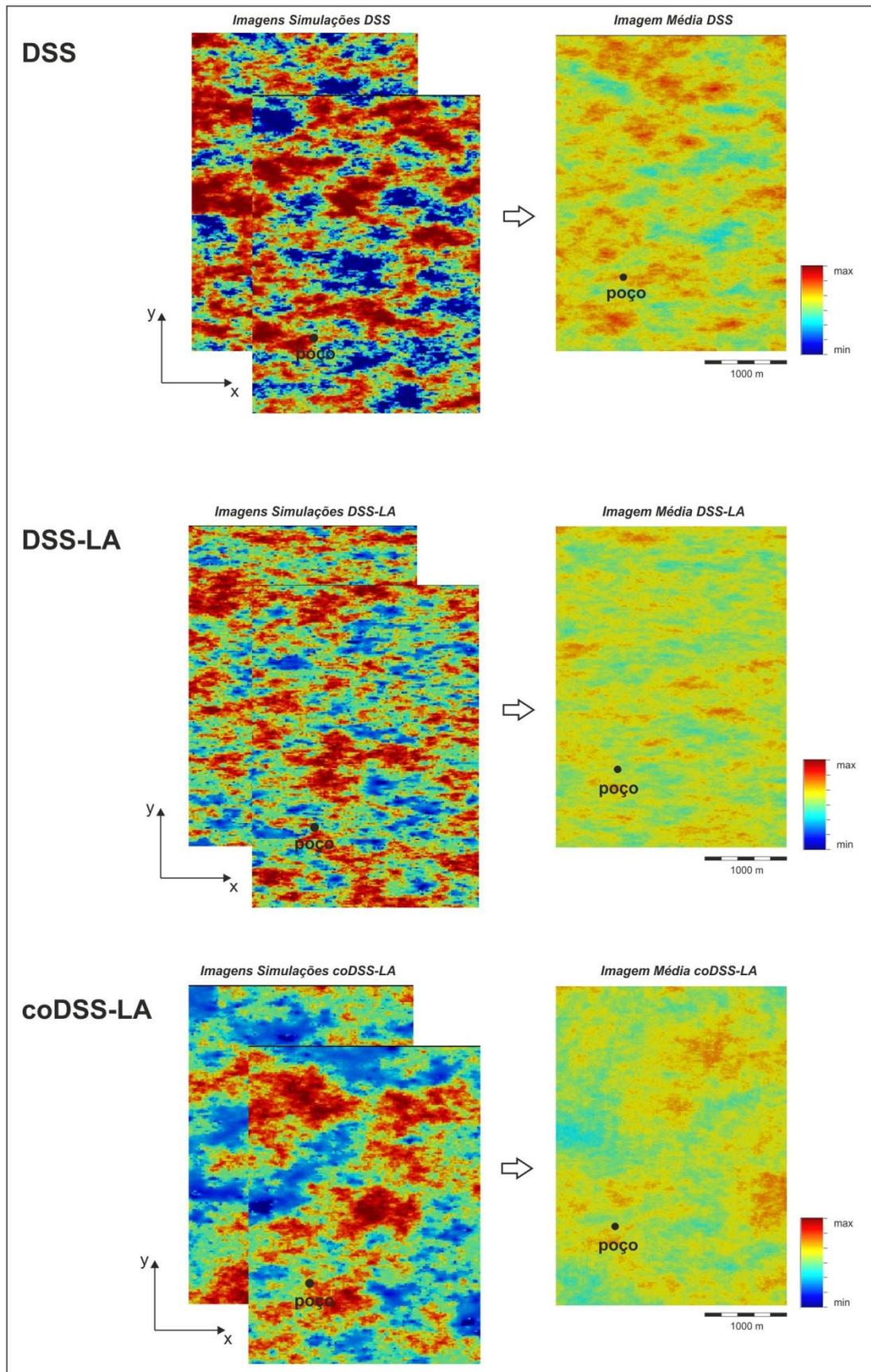


Figura 4.8: Imagens resultantes dos processos de Simulação Sequencial Directa, tendo em conta apenas o poço de prospecção (esquerda – simulações (equiprováveis); direita – imagem média das simulações).

A utilização da coDSS-LA com mais 5 poços (Figura 4.9) permitiu uma melhoria na reprodução dos padrões espaciais, no entanto, como neste caso os valores não são reais, poderá existir um erro elevado, associado a este facto.

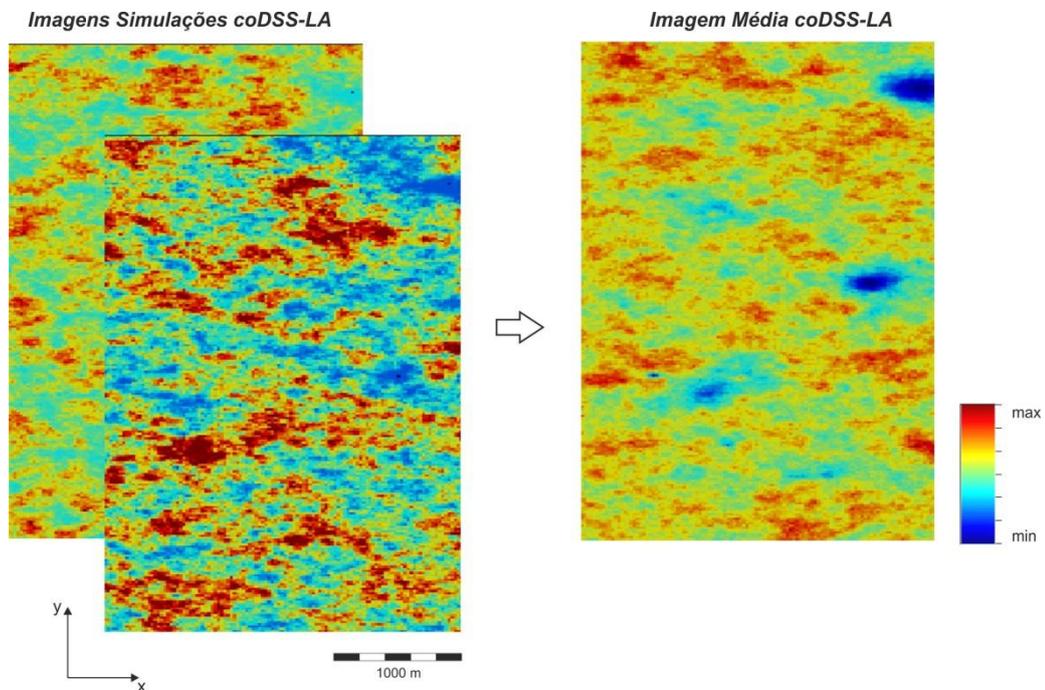


Figura 4.9: Imagem resultante do processo de coDSS-LA, tendo em conta 5 novos poços criados (esquerda – simulações (equiprováveis); direita – imagem média das simulações).

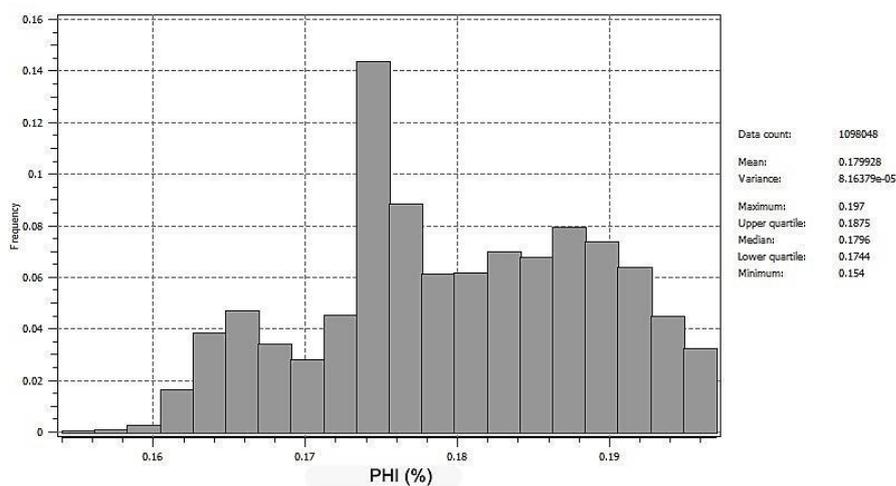


Gráfico 5: Histograma e estatística descritiva referente ao cubo de porosidade (simulado). O eixo dos y corresponde à frequência relativa para um intervalo entre 0 e 1 (o que equivale a 0-100%). A gama de valores de *PHI*, também varia entre 0 e 1 o que é equivalente à percentagem entre 0- 100%.

Com este trabalho foi possível verificar que vários factores poderão afectar o resultado final da modelação de um reservatório de hidrocarbonetos em canais de areia. A principal razão deverá ser o facto de este tipo de reservatórios serem bastante difíceis de caracterizar, pela sua elevada variabilidade espacial, morfológica e litológica. É de ter em conta que apesar de poder existir um modelo geológico conceptual bem definido, o modelo real do reservatório pode ser bastante distinto e difícil de retractor, em especial pelas suas características geológicas e diagenéticas inerentes a estes ambientes sedimentares, onde a distribuição, migração, remobilização e heterogeneidade granulométrica dos sedimentos pode ser elevada e complexa.

Outros factores associados à análise numérica poderão também criar alguns condicionantes. Nomeadamente a utilização de um variograma global (Gráfico 6 – Anexo I), que poderá não ser a melhor abordagem, dado que, pela existência de diversas direcções de anisotropia espacial, o variograma global, pode não ter a capacidade de reproduzir essas estruturas. Como o variograma do parâmetro simulado (Gráfico 7 – Anexo I) reproduz o variograma global, as simulações irão ter este condicionante, sendo por isso de considerar a utilização de um variograma local, que poderá ser uma alternativa a testar em trabalhos futuros. Por outro lado o histograma dos dados simulados (Gráfico 5) reproduz de algum modo o histograma dos dados originais (Gráfico 1), como esperado.

A quantidade e a qualidade dos dados disponíveis (dados dos poços de prospecção) foram também grandes condicionantes ao processo de simulação. Neste estudo, a porosidade do reservatório foi simulada com base em valores de porosidade estimados a partir de uma relação empírica (Equação 3.8), uma vez que estes números não estavam disponíveis nos dados originais. Logo, também aqui poderá residir um certo grau de incerteza associado a este facto. Portanto, seria interessante, no futuro, confirmar estas questões pela análise de um reservatório real da mesma natureza, mas com maior número de poços e cuja informação seja o mais completa possível.

## 5. CONCLUSÕES

No presente trabalho foi proposto a utilização dos estatísticos *LISA* como novo atributo sísmico, visando a identificação de padrões morfológicos com acentuada anisotropia espacial, típico de um sistema de canais de areia com um traçado meandriforme, tendo sido alcançado este objectivo. Os resultados alcançados foram positivos porque aplicação dos *LISA* como atributo sísmico para a identificação de padrões morfológicos ou para a identificação de lito-grupos (como por exemplo corpos de areia), revelou ser uma boa ferramenta, em particular a utilização do índice *Local Moran's I*, uma vez que permite identificar padrões de associação espacial (*clusters*) em situações não estacionárias e definir as direcções de maior anisotropia espacial. A identificação dos canais de areia resultou, por um lado, pela identificação de i) *clusters*, que representam o corpo interno do canal, assumindo que este é composto maioritariamente pela mesma litologia – arenitos, apresentando assim valores próximos de impedância acústica e, por outro, de ii) *outliers*, que representam as fronteiras das paredes do canal, uma vez que correspondem ao contacto entre duas litologias distintas – arenitos e argilitos, e que se caracterizam por valores díspares de impedância acústica. A identificação de *outliers* permitiu também o reconhecimento de acidentes estruturais, como por exemplo falhas. No entanto, esta abordagem teve algumas limitações que poderão ter condicionado os resultados da aplicação dos processos de simulação estocásticos. Estas limitações poderão ser resultado: i) da escassez de dados, uma vez que o estudo foi realizado com base num único poço de prospecção, ii) da baixa resolução vertical sísmica, que impossibilitou a identificação directa padrões morfológicos típicos de canais meandriformes, obrigando à utilização da impedância acústica, ou iii) pelas condições geológicas do reservatório serem particulares, não se tratando de um reservatório composto por areias puras, dificultando a separação entre litologias diferentes. Neste sentido, a integração dos *LISA* nos processos de simulação estocásticos e no processo de inversão sísmica deverá ser complementada com outros condicionantes.

### DESENVOLVIMENTOS FUTUROS

Tendo em conta as potencialidades dos estatísticos *LISA* na identificação de padrões espaciais, dando a indicação do grau de *clustering*, deverá ser testado em trabalhos futuros: i) a utilização dos *LISA* como atributo para identificação de outros lito-grupos ou *geobodies*; ii) aplicação da metodologia desenvolvida a situações com maior número de poços ou densidade de dados reais, com vista à sua validação; iii) a utilização da imagem gerada pelos *LISA*, para condicionamento dos processos de simulação sequencial e iv) a utilização da imagem gerada pelos *LISA*, para condicionamento da geração do modelo criado, no processo de inversão sísmica.

## BIBLIOGRAFIA

- Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C., & Mohrig, D. (2003). Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 631–648.
- Anderson, J., Cartwright, J., Drysdall, S., & Vivian, N. (2000). Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 1165–120.
- Andresen, K., & Huuse, M. (2011). ‘Bulls-eye’ pockmarks and polygonal faulting in the Lower Congo Basin: Relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial. *Marine Geology*, 279, 111-127.
- Anka, Z., & Séranne, M. (2004). Reconnaissance study of the ancient Zaire (Congo) deep-sea fan (ZaiAngo Project). *Marine Geology*, 209, 223–244.
- Anka, Z., Séranne, M., Lopez, M., Scheck-Wenderoth, M., & Savoye, B. (2009). The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: a basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project). *Tectonophysics*, 470, 42-56.
- Anselin, L. (1993(b)). Exploratory Spatial Data Analysis and Geographic Information Systems. Lisbon, Portugal, November 18-20: Paper presented at: DOSES/EUROSTAT Workshop on New Tools for Spatial Analysis, ISEGI.
- Anselin, L. (1995). Local Indicators of Spatial Association-LISA. *Geographical Analysis*, 27(2), 93-115.
- Anselin, L. (1993(a)). The Moran Scatterplot as an ESDA Tool to Assess Local Instability in Spatial Association. Amsterdam, The Netherlands, December 1-5: Paper presented at: GISDATA Specialist Meeting on GIS and Spatial Analysis (West Virginia University, Regional Research Institute, Research Paper 9330).
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., & Bez, M. (2010). Sedimentary architecture in meanders of a submarine channel: detailed study of the present Congo turbidite channel (ZAIANGO Project). *Journal of Sedimentary Research*, 80, 852–866.
- Balch, A. (1971). Colours sonograms: A new dimension in seismic data interpretation. *Geophysics*, 36(6), 1074 – 1098.
- Baudin, F., Disnar, J., Martinez, P., & Dennielou, B. (2010). Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 27(5), 995-1010.
- Beglinger, S., Doust, H., & Cloetingh, S. (2012). Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. *Marine and Petroleum Geology*, 30, 1-25.
- Bouma, A. (1962). *Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam: Elsevier.
- Brice, S., Cochran, M., Pardo, G., & Edwards, A. (1982). Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda Angola. *AAPG Memoir*, 34, 5-18.

- Broucke, O.; Temple, F.; Rouby, D.; Robin, C.; Calassou, S.; Nalpas, T.; Guillocheau, F. (2004). The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Middle Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin). *Marine and Petroleum Geology* , 21(3), 327-348.
- Brownfield, M., & Charpentier, R. (2006). Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa. *U.S. Geological Survey Bulletin* , 2207-B, 52.
- Caers, J. & Zhang, T. (2002). Multi-Point Geostatistics: a quantitative vehicle for integrating geologic analogs into multiple reservoir models.
- Calassou, S., & Moretti, I. (2003). Sedimentary flattening and multi-extensional deformation along the West African margin. *Marine and Petroleum Geology* , 20, 71-82.
- Chopra, S., & Marfurt, K. (2005). Seismic attributes – A historical perspective. *Geophysics* , 70(5), 3S0- 28S0.
- Chopra, S., & Marfurt, K. (2006). Seismic Attributes – a promising aid for geologic prediction. *CSEG Recorder* , 110–121.
- 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: Society of Petroleum Engineers.
- Cramez, C., & Jackson, M. (2000). Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola. *Marine and Petroleum Geology* , 17, 1095–1109.
- Da Costa, J., Schimer, T., & Laws, B. (2001). Lower Congo Basin, deep-water exploration province, offshore West Africa. In *Petroleum provinces of the twenty-first century* (pp. 571-530). AAPG Memoire 74.
- Duval, B., Cramez, C., & Jackson, M. (1992). Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology* , 9, 389-404.
- Gay, A., Lopez, M., Berndt, C., & Séranne, M. (2007). Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Marine Geology* , 244, 68–92.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., & Sermondadaz, G. (2004). Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction – upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Research* , 16(1), 101-116.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Levaché, D., Sermondadaz, G., & Seranne, M. (2006). Evidences of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. *Marine and Petroleum Geology* , 23, 387–399.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., & Sermondadaz, G. (2006(b)). Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology* , 226, 25-40.
- Getis, A., & Jared, A. (2004). Constructing the Spatial Weights Matrix Using a Local Statistic. *Geographical Analysis* , 36(2), 90-104.
- Getis, A., & Ord, J. (1992). The Analysis of Spatial Association by Use of Distance Statistics. *Geographical Analysis* , 24(3), 189-206.

- Gomes, J., & Alves, F. (2007). *O Universo da Indústria Petrolífera - Da Pesquisa à Refinação* (1ª Edição ed.). Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian.
- Goovaerts, P., & Jacquez, G. (2005). Detection of temporal changes in the spatial distribution of cancer rates using local Moran's I and geostatistically simulated spatial neutral models. *J. Geogr. Syst.* , 7(1), 137–159.
- Griffith, D. (2009). Spatial Autocorrelation. *Elservier Inc.* , 1-10.
- Horta, A., Caeiro, M., Nunes, R., & Soares, A. (2010). Simulation of Continuous Variables at Meander Structures: Application to Contaminated Sediments of a Lagoon. In P. Atkison, & C. Lloyd (Edits.), *geoENV VII - Geostatistics for Environmental Applications. Quantitative Geology and Geostatistics 16* (pp. 161-172). Netherlands: Springer.
- Journel, A. (1994). Resampling from stochastic simulations. *Environmental and Ecological Statistics* , 1(1), 63-91.
- Kolla, V., Posamentier, H., & Wood, L. (2007). Deep-water and fluvial sinuous channels—Characteristics, similarities and dissimilarities, and modes of formation. *Marine and Petroleum Geology* , 24, 388-405.
- Labourdette, R., Poncet, J., Seguin, J., Temple, F., Hegre, J., & Irving, A. (2006). Three-dimensional modelling of stacked turbidite channels in West Africa: impact on dynamic reservoir simulations. *Petroleum Geoscience* , 12, 335–345.
- Lavier, L., Steckler, M., & Brigaud, F. (2001). Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. *Marine Geology* , 178, 63-80.
- Luis, J., & Almeida, J. (1997). Stochastic Characterization of Fluvial Sand Channels. In E. Baafi, & N. Schofield (Edits.), *Geostatistics Wollongong'96, Volume 1* (Vol. 1, pp. 477-488). Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Mauduit, T., Guerin, G., Brun, J., & Lecanu, H. (1997). Raft tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. *Journal of Structural Geology* , 19(9), 1219-1230.
- Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J. (2009). *The Rocks Physics Handbook* (2nd ed.). Cambridge.
- Mayall, M., Jones, E., & Casey, M. (2006). Turbidite channel reservoirs—Key elements in facies prediction. *Marine and Petroleum Geology* , 23, 821–841.
- Mitchell, A. (2005). *The ESRI Guide to GIS Analysis. Volume 2*: ESRI Press.
- Morse, D. (1994). Siliciclastic Reservoir Rocks. In L. Magoon, W. Dow, L. Magoon, & W. Dow (Edits.), *The petroleum system – from source to trap* (pp. 121-139). Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 74101: AAPG Memoire 60.
- Nombo-Makaya, N., & Han, C. (2009). Pre-Salt Petroleum System of Vandji-Conkouati Structure (Lower Congo Basin), Republic of Congo. *Research Journal of Applied Sciences* , 4 (3), 101-107.
- Nürnberg, D., & Müller, R. (1991). The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* , 191, 27-53.
- Ord, J., & Getis, A. (1995). Local Spatial Autocorrelation Statistics: Distributional Issues and an Application. *Geographical Analysis* , 27(4), 286-306.
- Räty, M., & Kangas, A. (2007). Localizing general models based on local indices of spatial association. *Eur. J. Forest Res.* , 126, 279–289.

- Savoie, B., Babonneau, N., Dennielou, B., & Bez, M. (2009). Geological overview of the Angola–Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep-Sea Research II*, *56*, 2169–2182.
- Scheihing, M., & Atkinson, C. (1993). Lithofacies and Environmental Analysis of Clastic Depositional Systems. In D. Morton-Thompson, A. Woods, D. Morton-Thompson, & A. Woods (Edits.), *Development Geology Reference Manual* (Vol. 10, pp. 263-268). Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 74101: AAPG Methods in Exploration Series.
- Schlaf, J., Randen, T., & Sønneland, L. Introduction to Seismic Texture.
- Schlumberger. (2008). *Interpreter's Guide to Seismic Attributes – Petrel 2007.1*.
- Selley, R. (1996). *Ancient Sedimentary Environments and their sub-surface diagnosis* (4th ed.). UK: Chapman & Hall.
- Selley, R. (1988). *Applied Sedimentology*. UK: Academic Press.
- Séranne, M. (1999). Early Oligocene stratigraphic turnover on west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse to icehouse transition? *Terra Nova*, *11*, 135-140.
- Séranne, M., & Nzé Abeigne, C. (1999). Oligocene to Holocene sediment drifts and bottom currents on the slope of Gabon continental margin (west Africa) Consequences for sedimentation and southeast Atlantic upwelling. *Sedimentary Geology*, *128*, 179–199.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, *17*, 174-231.
- Shanmugam, G. (1997). The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, *42*, 201-229.
- Soares, A. (2001). Direct Sequential Simulation and Cosimulation. *Mathematical Geology*, *33*(8), 911-926.
- Soares, A. (2006). *Geoestatística para as Ciências da Terra e do Ambiente* (2ª ed.). Lisboa: IST Press.
- Soares, A. (1990). Geostatistical Estimation of Orebody Geometry: Morphology Kriging. *Mathematical Geology*, *22*(7), 787- 802.
- Soares, A., & Caetano, H. (2006). Geostatistical Inversion With Global Perturbation Method, a new approach to Stochastic Inversion. *Mathematical Geology*.
- Sokal, R., Oden, N., & Thomson, B. (1998). Local Spatial Autocorrelation in a Biological Model. *Geographical Analysis*, *30*(4), 331–354.
- Stanley, S. (1998). *Earth System History*. New York: Freeman and Company.
- Strebelle S. (2002). Conditional Simulation of Complex Geological Structures Using Multiple-Point Statistics. *Mathematical Geology*, *34*(1), 1-21.
- Taner, M. (2001). Seismic Attributes. *CSEG Recorder*, *26*(7), 49-56.
- Taner, M., Koehler, F., & Sheriff, R. (1979). Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, *44*(6), 1041–1063.
- Unwin, A., & Unwin, D. (1998). Exploratory spatial data analysis with local statistics. *The Statistician*, *47*(3), 415-421.

- Uenzelmann-Neben, G. (1998). Neogene sedimentation history of the Congo Fan. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 635-650.
- Valle, P., Gjelberg, J., & Helland-Hansen, W. (2001). Tectonostratigraphic development in the eastern Lower Congo Basin, offshore Angola, West Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 909-927.
- Xu, W. (1996). Conditional curvilinear stochastic simulation using pixel-based algorithms. *Mathematical Geology*, 28(7), 937-949.
- Zhang, C., Luo, L., Xu, W., & Ledwith, V. (2008). Use of local Moran's I and GIS to identify pollution hotspots of Pb in urban soils of Galway, Ireland. *Science of the Total Environment*, 398, 212-221.
- Zuodong, L., & Jianghai, L. (2011). Control of salt structures on hydrocarbons in the passive continental margin of West Africa. *Petroleum Exploration and Development*, 38(2), 196-202.

## ANEXO I: VARIOGRAMAS

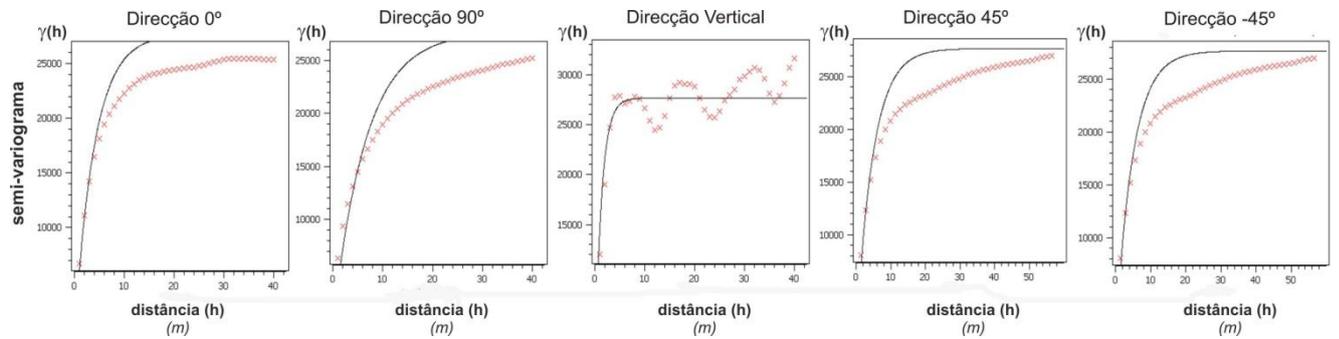


Gráfico 6: Semi-variogramas ( $\gamma(h)$ ) dos dados de impedância acústica (cubo), com modelo Exponencial, para 5 direções do espaço. Amplitudes do Semi-variograma: i) Max = 20, ii) Med = 12, iii) Min = 4.5.

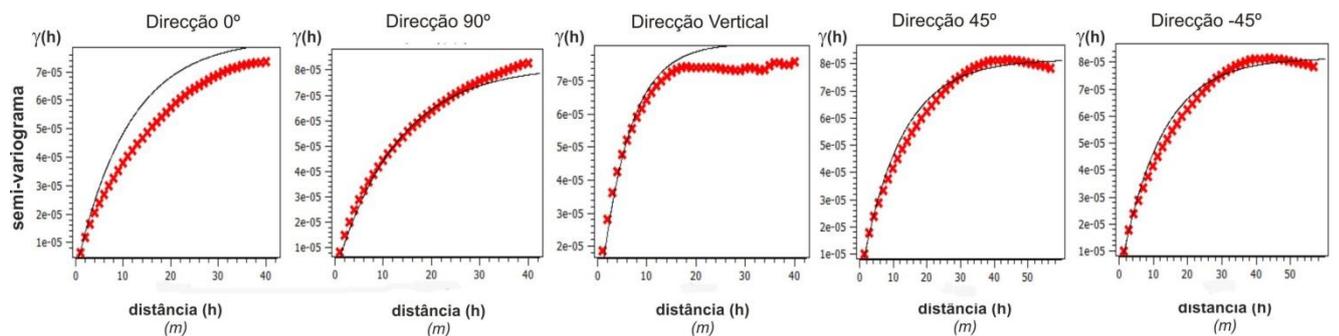
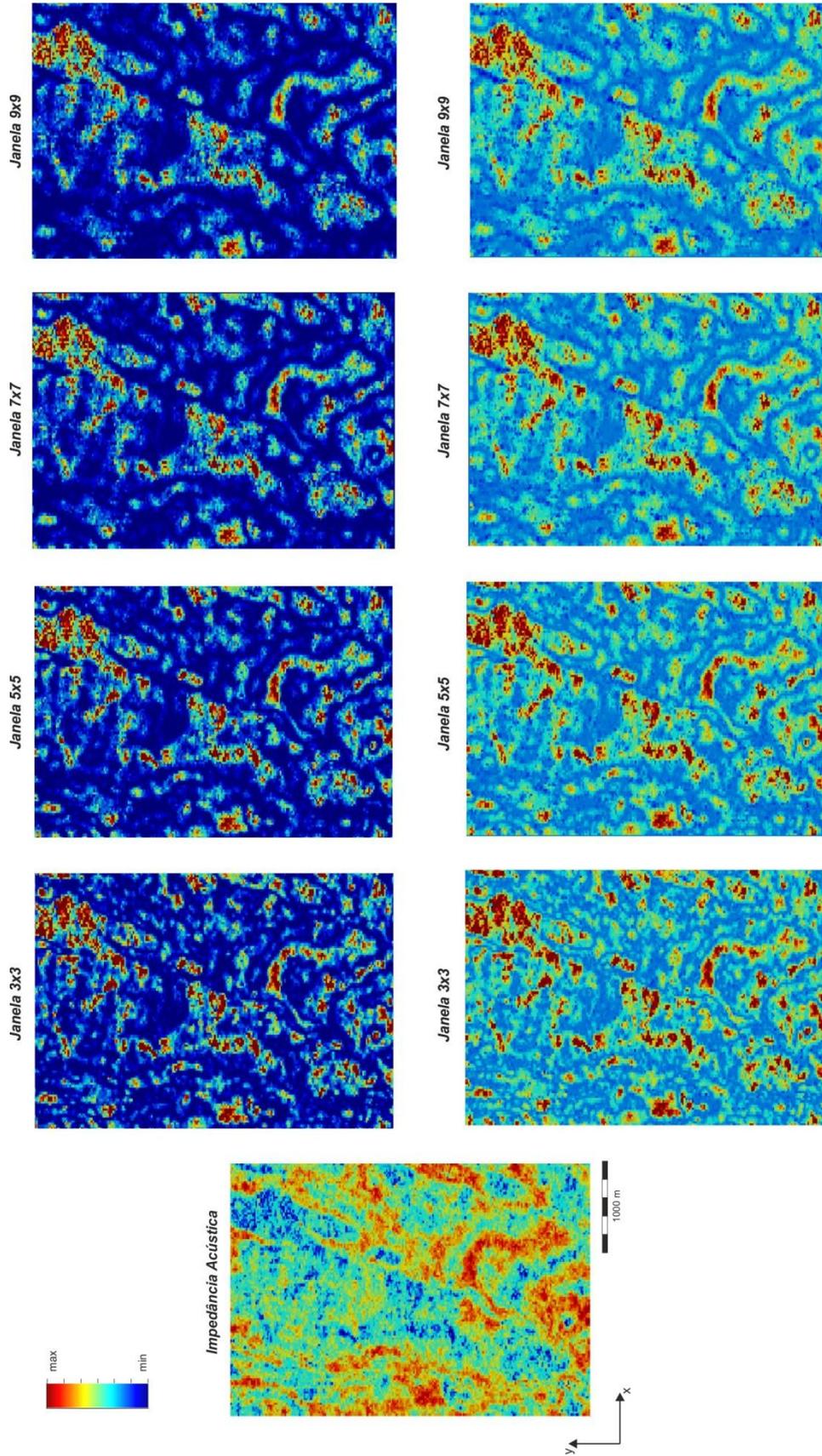


Gráfico 7: Semi-variogramas ( $\gamma(h)$ ) do parâmetro simulado - porosidade (cubo), com modelo Exponencial. Amplitudes do variograma: i) Max = 38,5, ii) Med = 33,4, iii) Min = 17,5.

# ANEXO II: RESUMO DOS RESULTADOS DA APLICAÇÃO DOS ESTATÍSTICOS *LISA – LOCAL MORAN'S I*



Anexo II: Resultados da implementação do *Local Moran's I*, para as diferentes dimensões de janela móvel (3x3, 5x5, 7x7, 9x9) e para duas escalas de cores diferentes. Comparação com os dados originais de impedância acústica.