

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

MATEUS KROTH

**MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO APLICADOS À ESTRATIGRAFIA DE
SEQUÊNCIAS E MODELAGEM DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIO FLUVIAL
NA BACIA LUSITÂNICA**

CAÇAPAVA DO SUL

2018

MATEUS KROTH

**MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO APLICADOS À ESTRATIGRAFIA DE
SEQUÊNCIAS E MODELAGEM DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIO FLUVIAL
NA BACIA LUSITÂNICA**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Felipe Guadagnin

Coorientador: Prof. Dr. Antonio Jorge
Campos Magalhães

CAÇAPAVA DO SUL

2018

MATEUS KROTH

**MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO APLICADOS À ESTRATIGRAFIA DE
SEQUÊNCIAS E MODELAGEM DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIO FLUVIAL
NA BACIA LUSITÂNICA**


Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título
de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 19, de dezembro de
2018.

Barca examinadora:



Prof. Dr. Felipe Guadagnin
Orientador
UNIPAMPA



Msc. Sissa Kumaira
UNIPAMPA



Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza
UNIPAMPA

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer ao Professor Felipe Guadagnin pela orientação e amizade nos últimos três anos. Admiro sua dedicação em sempre buscar a excelência para o curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, fazendo o possível e o impossível para garantir qualidade do ensino, pesquisa e extensão de nossa instituição.

Agradeço ao Professor Antonio Magalhães, famoso “Magal”, pela coorientação e pelas contribuições durante a realização deste trabalho.

Agradeço aos membros da banca Ezequiel Galvão e Sissa Kumaira pelas correções e sugestões para o TCC.

Agradeço ao Professor e amigo Vinicius Matté e a Paulinha pela parceria na escalada e por tornar a geologia algo maior do que uma profissão na minha vida. Agradeço também aos professores Tiago Rafael Gregory e Felipe Caron por todas as conversas sobre geologia e sobre a vida.

Agradeço aos meus amigos Ana, Alpha, Bianca, Bibi, Dani, Mari e Yuri, pelos ótimos momentos vividos durante os cinco anos de graduação. As muitas noites mal dormidas, por conta de provas, trabalhos, mapeamentos, IBA e TCCs foram muito mais agradáveis com a companhia de vocês.

Agradeço ao meu primo Luciano, *in memoriam*, pelo exemplo de bondade e pelo apoio na minha vinda pra Caçapava do Sul. Agradeço também ao meu primo Rafael por topar a função das diversas mudanças desses últimos anos.

Agradeço a Karina, minha parceira de vida, de carona e de mochila, por todos os aprendizados e aventuras e por ter tornado estes últimos cinco anos os mais memoráveis da minha vida.

Por fim, muito obrigado aos meus pais, Cláudio e Lidia, por me proporcionarem a melhor educação possível, pelo amor e apoio incondicional. Obrigado ao meu irmão Tomás pela parceria durante toda a minha vida, e a minha irmã Laura por ser esse incrível “serzinho” de luz, dona do abraço apertado que facilitava todas as idas e vindas de Porto Alegre.

RESUMO

Afloramentos de rochas sedimentares análogos a reservatórios de óleo e gás natural tem sido cada vez mais utilizados pela indústria petrolífera para auxiliar a determinação de parâmetros de distribuição espacial e temporal dos reservatórios e suas heterogeneidades. Estes afloramentos fornecem informações geológicas pertinentes para compreensão das características das rochas em subsuperfície, como geometria, variações texturais, composicionais e diagenéticas. A estratigrafia de sequências é uma ferramenta que permite zonear tanto afloramentos análogos quanto reservatórios naturais por meio da definição dos padrões de preenchimento da bacia sedimentar. A determinação destes padrões de preenchimento em afloramentos análogos permite a caracterização e predição da qualidade de reservatórios em subsuperfície. Apesar de extremamente relevante para a indústria petrolífera, o estudo de afloramentos ainda é realizado utilizando técnicas analógicas em 1D e 2D. Com os Modelos Virtuais de Afloramento (MVA) podem ser criados modelos de reservatório de maneira similar ao fluxo de trabalho utilizado na indústria, com as informações geológicas e estratigráficas obtidas a partir de dados digitais. Este realizou a análise das heterogeneidades das rochas depositadas em sistemas fluviais e a construção de modelos de reservatórios através da estratigrafia de sequências e MVA. A área de estudo compreende um conjunto de falésias localizadas a oeste de Portugal e compreende rochas da Formação Lourinhã (Jurássico Superior, Bacia Lusitânica). Através deste trabalho foram delimitadas oito fotofácies e três associações de fotofácies caracterizando elementos arquiteturais de reservatórios fluviais. A partir da interpretação faciológica pode-se observar distintos padrões de empilhamento e definir os tratos de sistemas de nível alto, nível baixo e transgressivo. Foram então delimitadas quatro sequências deposicionais e sugerido a presença de sequências de maior frequência associada a estas. A partir das associações de fotofácies foram também construídos volumes geocelulares representando a geometria dos depósitos. Estes corpos possibilitaram a representação das variações internas de qualidade de um reservatório de hidrocarboneto em sistemas fluviais, e a análise da relação entre a qualidade do reservatório com diferentes tratos de sistemas.

Palavras-chave: Análogo de Reservatório. Estratigrafia de Sequências. Modelos virtuais de afloramento.

ABSTRACT

Sedimentary deposits outcrops analogous to oil and natural gas reservoirs have been increasingly used by the oil industry to help determine the spatial and temporal distribution parameters of the reservoirs and their heterogeneities. These outcrops provide relevant geological information for understanding the characteristics of subsurface rocks. Sequence stratigraphy is a tool that allows zoning both analogous outcrops and natural reservoirs through the definition of sedimentary basin filling patterns. The determination of the filling patterns in similar outcrops allows the characterization and prediction of the quality of subsurface reservoirs. Although extremely relevant for the oil industry, the study of outcrops is still carried out using 1D and 2D analog techniques. Virtual Outcrop Models (MVA) are photorealistic 3D digital representations that transform nature's forms into three-dimensional computer models. With MVA, reservoir models can be created in a manner similar to the workflow used in industry, with geological and stratigraphic information obtained from digital data. This work has the objective of analyzing the heterogeneities of rocks deposited in river systems and the construction of reservoir models through sequence stratigraphy and MVA. The study area comprises a cluster of cliffs, about 30m high and a total of 1.8km long. The region is located to the west of Portugal and comprises rocks of the Lourinhã Formation, Upper Jurassic, of the Lusitanian Basin. Through this work, eight photofacies and three photofacies associations were delineated, characterizing the architectural elements of fluvial reservoirs. From the faciological interpretation it's possible to observe different stacking patterns and define high level, low level and transgressive system tracts. Four depositional sequences were then delimited, and the presence of higher frequency sequences associated with them was suggested. From the photofacies associations were also constructed geocellular volumes representing the geometry of fluvial channels, floodplains and deposits of crevasse splay. These bodies allowed the representation of the internal variations of the quality of a hydrocarbon reservoir in fluvial systems, and the analysis of the relation between the quality of the reservoir with different systems tracts.

Keywords: Reservoir Analogous. Sequence Stratigraphy. Virtual Outcrop Model.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de Localização da área de estudo. A) Área de estudo; B) Localização no continente Europeu; C) Localização em Portugal.	18
Figura 2 - Mapa de detalhe da área de estudo e suas subdivisões.	19
Figura 3 - Mapa mostrando a configuração estrutural das sub-bacias na porção oeste e central da Bacia Lusitânica.....	20
Figura 4 - Coluna estratigráfica da Bacia Lusitânica com destaque em vermelho para a formação Lourinhã.	22
Figura 5 - Mapa Geológico e subdivisão de membros da Formação Lourinhã.	24
Figura 6 - Esquema mostrando as diversas escalas de heterogeneidade	26
Figura 7 – Laminações e estratificações plano-paralelas indicadas pelas setas.....	31
Figura 8 - Estratificações cruzadas tabulares em afloramento.....	32
Figura 9 - Estratificações cruzadas acanaladas com truncamento sinalizado pelas setas e laminações plano-paralelas.	33
Figura 10 – Depósito sedimentar com <i>ripples</i>	33
Figura 11 - Elementos arquiteturais de depósitos fluviais.	35
Figura 12 – Alguns elementos arquiteturais em sistemas fluviais meandrantés.	36
Figura 13 - Principais conceitos relacionados aos padrões de empilhamento e as trajetórias da linha de costa. RN: Regressão Normal; RF: Regressão Forçada.	40
Figura 14 - Padrões de empilhamento das camadas relacionado as trajetórias das linhas de costa.	41
Figura 15 - Padrões de empilhamento relacionados a agradação e degradação em ambientes fluviais.....	42
Figura 16 - Padrões de empilhamento em sistemas fluviais definidos pela frequência de migração, taxa de agradação da planície de inundação (FF) e grau de confinamento dos canais (CH).....	43
Figura 17 - Tratos de sistemas e padrões de empilhamento em sistemas fluviais influenciados por variações da trajetória da linha de costa. Ts: taxa de sedimentação; Ta: taxa de acomodação; TSNB: trato de sistema de nível baixo; TST: trato de sistema transgressivo; TSNA: trato de sistema de nível alto.....	46
Figura 18 - Terminações de Refletores Sismoestratigrafia	47

Figura 19 - Representação gráfica dos parâmetros envolvidos na visualização estereoscópica. Considerando um objeto P, fotografado de duas câmeras (C1 e C2). A posição de P, nas duas fotos vai depender dos parâmetros da câmera (distância focal) e a sua orientação.	50
Figura 20 - Interface do usuário e planejamento do voo no UgCS.	52
Figura 21 – Etapas utilizados no processamento dos modelos virtuais de afloramento da Praia de Vale Pombas, centro da área de estudo. Altura do afloramento (escala preta) de 30m.	53
Figura 22 - Terminações de estratos identificadas nos afloramentos.	55
Figura 23 - Seção vertical de fácies de porção da área de estudo obtida a partir de trabalhos anteriores.	55
Figura 24 – Padrões de cores utilizados neste trabalho para a descrição de fotofácies.	56
Figura 25 - Ortofotomosaícos da área de estudo empilhados verticalmente para construção de sucessão vertical de fácies.	57
Figura 26 - Método utilizado para a construção de volumes geocelulares. Modelos Virtuais de Afloramento da Região da Praia de Vale Pombas.	58
Figura 27 – Coluna estratigráfica e de elementos arquiteturais da Formação Staffjord no campo maduro de mesmo nome no mar do norte.	59
Figura 28 – Fácies Sedimentares At, P, Ah e App observadas na região dos Costões.	61
Figura 29 - Fácies Sedimentares Ah, At, Am, Aac e Arp descritas na região da Praia de Vale Pombas.	61
Figura 30 – Algumas fotofácies interpretadas em Modelo Virtual de Afloramento na Praia de Vale de Pombas.	63
Figura 31 - Conjunto de canais fluviais multiepisódicos (CH) associados a planícies de inundação (FF) e depósitos de <i>Crevasse Splay</i> (CS). Ortofotomosaíco da porção norte da Praia de Vale Pombas.	64
Figura 32 - Depósito de <i>Crevasse Splay</i> (CS) inserido em área de planície de inundação. Ortofotomosaíco da região dos Costões, no norte da área de estudo.	65
Figura 33 – Interpretação de sequências deposicionais, superfícies estratigráficas e tratos de sistemas a partir do empilhamento vertical de ortofotomosaícos. Observar o	

espessamento relativo do TST, o que sugere um padrão retrogradacional para o conjunto de sequências identificado.....	66
Figura 34 - Sequência deposicionais típicas da área estudo delimitadas por superfícies de discordância subaérea.	67
Figura 35 - Interpretação de possíveis tratos de sistemas e sequências deposicionais de alta frequência de porção aflorante localizada na região sul da praia de Vale Pombas.	69
Figura 36 - Volumes geocelulares gerados para representar zonas de bons reservatórios (Canais em amarelo e <i>Crevasse Splay</i> em vermelho). Em A) porção norte da área (Costões e Praia de Vale de Pombas), em B) Centro-Sul da área (Praia de Vale de Pombas e Forte).....	70
Figura 37 - A) Caminhos de migração entre canais de diferentes LST em sequências deposicionais. B) Volumes geocelulares de canais fluviais representando rochas reservatório.	71
Figura 38 - Canais fluviais e depósitos de <i>crevasse splay</i> , isolados por espessos depósitos de planícies de inundação.	72

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1 OBJETIVOS	15
1.2 JUSTIFICATIVA	15
2. ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO.....	16
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	16
2.1.1. Estratigrafia da Bacia Lusitânica	20
2.1.2. Formação Lourinhã	21
3. CONCEITOS GERAIS E REVISÃO DA LITERATURA	23
3.1 Sistemas Fluviais.....	24
3.1.1. Tipos de Canais Fluviais	26
3.1.2. Estruturas Sedimentares de Ambientes Fluviais	27
3.1.2.1. Estruturas pré-deposicionais	28
3.1.2.1.1. Canais	28
3.1.2.1.2. Escavação e Preenchimento.....	28
3.1.2.2. Estruturas sindeposicionais.....	29
3.1.2.2.1. Estratificação Planar.....	30
3.1.2.2.2. Estratificação Cruzada	31
3.1.2.2.3. Laminação Cruzada e <i>Ripples</i>	32
3.1.3. Sistemas Fluviais no Registro Geológico	34
3.1.3.1. Depósito de Acreção Lateral (LA)	35
3.1.3.2. Depósitos de Acreção Frontal (DA).....	36
3.2 Estratigrafia de Sequências.....	37
3.2.1. Conceitos Principais.....	37
3.2.1.1. Acomodação e Sedimentação.....	38
3.2.1.2. Padrões de Empilhamento Estratal	39

3.2.1.2.1. Padrões de Empilhamento Estratal Controlados por zonas <i>Downstream</i> .	39
3.2.1.2.2. Padrões de Empilhamento Estratal Controlados por Zonas <i>Upstream</i>	41
3.2.2. Unidades Estratigráficas.....	42
3.2.2.1. Sequências Estratigráficas	43
3.2.2.2. Trato de Sistemas	44
3.2.3. Superfícies Estratigráficas.....	45
3.3 Fotoestratigrafia.....	46
3.4 Modelos Virtuais de Afloramento (MVA).....	48
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	50
4.1 Revisão Bibliográfica	51
4.2 Aquisição e processamento dos dados	51
4.3 Interpretação geológica dos MVA e Ortofotomosaicos	54
4.3.1. Análise de Fotofácies	54
4.3.2. Estratigrafia de Sequências.....	56
4.3.3. Modelagem do Reservatório	57
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	59
5.1 Análise de Fotofácies	59
5.2 Associação de fotofácies.....	62
5.2.1. Canais (CH).....	62
5.2.2. <i>Crevasse Splay</i> (CS).....	64
5.2.3. Planície de Inundação (FF)	64
5.3 Estratigrafia de Sequências.....	66
5.4 Modelo Análogo de Reservatório	68
6. Considerações Finais.....	71
REFERÊNCIAS.....	73

1. INTRODUÇÃO

Durante as etapas de exploração e produção (E&P) de hidrocarbonetos na Indústria de Petróleo, o espaçamento entre os poços e a baixa resolução dos dados sísmicos torna complexa a caracterização geológica das rochas em subsuperfície (PRINGLE et al. 2001). Uma prática comum utilizada na Indústria de óleo e gás (O&G), visando solucionar esta escassez de informações, é a utilização de modelos análogos (HODGIN; HARREL, 2006; SIDLE; LEE, 2010). Esta técnica consiste em utilizar reservatórios em estágios avançados de produção e de conhecimento como fonte de informação para reservatórios similares ainda em estágios iniciais de desenvolvimento (SIDLE; LEE, 2010). Embora eficiente para alguns casos, análogos de reservatório não permitem a análise das rochas em escala subsísmica e entre poços, algo que só pode ser analisado através de afloramentos.

A utilização de afloramentos como análogos de reservatórios pode ocorrer desde que os mesmos possuam uma excelente exposição 3D e que sejam comparáveis geologicamente com o reservatório que está sendo estudado (PRINGLE et al., 2006). Os afloramentos análogos são usados de forma tradicional (trabalho de campo) ou através de modelos computacionais, que visam a análise de informações úteis nas etapas de E&P de hidrocarbonetos (e.g. AGOSTA et al., 2010; BISDOM et al., 2014; BISDOM; BERTOTTI; HAMIDREZA, 2016; BISDOM.; NICK; BERTOTTI, 2017; CASINI et al., 2016; ELTOM et al., 2017; LIPINSK; FRANSEEN; GOLDSTEIN, 2013; MAFFUCCI et al., 2015; MASSARO et al., 2018; PRINGLE et al., 2001; PRINGLE et al., 2006). Estes modelos computacionais, chamados de Modelos Virtuais de Afloramento (MVA), são construídos tradicionalmente através da tecnologia de *Light Detection and Ranging* (LIDAR). Porém, os algoritmos de *Structure From Motion* (SfM), que utilizam fotografias (aéreas ou terrestres) de maneira sobreposta para criar modelos em 3D, tem-se popularizado devido a agilidade e o baixo custo envolvido no processo (CASINI et al., 2016; CAWOOD et al., 2017; DE PAOR, 2016; TAVANI; CORRADETTI; BILLI, 2016; VOLLGER; CRUDEN, 2016).

Com base nos MVA é possível extrair uma grande quantidade de informações em escala centimétrica e ainda aplicar uma série de métodos computacionais que simulem o fluxo de trabalho de modelagem geológica 3D utilizado na indústria de O&G (HOWELL; MARTINIUS; GOOD, 2014). Entre estes, pode-se destacar a geração de

volumes geocelulares, modelos estratigráficos, realizar análise da rede de fraturas e do histórico de deposição e deformação dos sedimentos e rochas. Essas informações podem servir como parâmetros importantes para análise das rochas reservatório em subsuperfície (BISDOM et al., 2014). A utilização dos MVA também permite a aplicação de técnicas de fotoestratigrafia. Essa técnica utiliza dados de sensoriamento (fotos, ortofotomosaicos e modelos texturizados) para delimitação de fotofácies e de sequências estratigráficas de maneira semelhante à sismoestratigrafia (SGAVETTI, 1991).

A Sismoestratigrafia e a Estratigrafia de Sequências são as principais técnicas de caracterização de rochas reservatório (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977). Esta área da geologia possui foco na análise de sequências estratigráficas, determinadas pelas mudanças de padrões de empilhamento e na identificação de superfícies que auxiliam a determinar os padrões de preenchimento e erosão da bacia (CATUNEANU et al. 2009). Ao longo das etapas de exploração, essa técnica utiliza dados sísmicos para a interpretação do sistema petrolífero. Porém, durante a etapa de caracterização da heterogeneidade interna dos reservatórios, são utilizadas técnicas de estratigrafia de sequências de alta resolução, que dependem principalmente dos dados de poços (CATUNEANU; ZECCHIN; 2013).

Embora possuam uma alta resolução em uma dimensão (1D), os dados de poços possuem continuidade lateral limitada (HOWELL; MARTINIUS; GOOD, 2014). Isto se dá, devido ao espaçamento entre os poços, que pode variar entre alguns quilômetros a algumas centenas de metros (SHEPERD, 2009). Devido a este fator, a caracterização das heterogeneidades internas do reservatório é um tanto complexa, o que pode gerar erros de estimativa do volume de hidrocarbonetos, incertezas no Fator de Recuperação durante as etapas de produção, e baixo controle no fluxo de fluídos (ALPAY, 1972; SLATT; GALLOWAY, 1993; WEBER, 1986).

As heterogeneidades dos reservatórios ocorrem devido à grande complexidade geológica destas rochas (SLATT; GALLOWAY, 1993). Segundo os mesmos autores, as heterogeneidades podem ser de origem deposicional ou pós-deposicional. Entre as heterogeneidades deposicionais, pode-se destacar as intercalações texturais, tipos de estratificação e arquitetura das camadas. Nas pós-deposicionais a compactação, cimentação e as deformações tectônicas são alguns dos fatores que alteram a

permeabilidade e porosidade destas rochas (SLATT; GALLOWAY, 1993; WEBER, 1986).

As heterogeneidades geológicas em sistemas petrolíferos são frequentemente classificadas com base em seu tamanho e escala de ocorrência (JORDAN; PRYOR, 1992; SLATT; GALLOWAY, 1993; WEBER, 1986). Através destas classificações, elas são definidas em: escala de poço (*wellbore*), escala entre poços (*interwell*) e escala de campo (*fieldwide*; WEBER, 1986). Em escala de poço pode-se destacar os seguintes elementos: tamanho de grão, composição da rocha, laminação, estilo das camadas, estruturas sedimentares e litofácies (SLATT; GALLOWAY, 1993; WEBER, 1986). Segundo os mesmos autores na escala entre poços, destaca-se a geometria, estilo e continuidade das camadas, variações texturais verticais e laterais. Por fim, a heterogeneidade ao longo do campo determina o volume de hidrocarboneto *in-place*, a sua distribuição e o *trend* da produção através de propriedades da espessura, geometria e continuidade das fácies (SLATT; GALLOWAY, 1993; WEBER, 1986).

Em sistemas fluviais, o modelamento dessas heterogeneidades é ainda mais complexo (JORDAN; PRYOR, 1992; PRANTER; ELISSON; PATTERSON, 2007). Neste caso, a hierarquia dos elementos arquiteturais, o padrão de empilhamento dos estratos e sua conectividade lateral e vertical são os principais fatores que controlam as variações (HARTKAMP-BAKKER; DONSELAAR, 1993; JORDAN; PRYOR, 1992; PRANTER; ELISSON; PATTERSON, 2007).

Este trabalho tem como proposta apresentar um modelo análogo de reservatório, em alta resolução e fiel aos elementos arquiteturais e estratigráficos, com o objetivo de caracterizar a heterogeneidade de reservatórios fluviais, com influência marinha. Para isso serão realizadas análises por sensoriamento remoto, utilizando MVA e ortofotomosaicos, construídos a partir de fotografias aéreas adquiridas com um Veículo Aéreo Não-Tripulado (VANT).

A área de estudo está localizada na província de Estremadura, no litoral oeste de Portugal e compreende afloramentos do Jurássico Superior, da Formação Lourinhã na Bacia Lusitânica. Na área ocorrem intercalações entre arenitos e lamitos, com ótima exposição e com cerca de 1,8 km de extensão, garantindo uma alta continuidade lateral. Estas rochas possuem intercalações texturais, diferentes tipos de estruturas primárias e elementos arquiteturais, possibilitando uma comparação fiel a realidade dos reservatórios em subsuperfície.

1.1 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal caracterizar as heterogeneidades dos depósitos da Formação Lourinhã e apresentar um modelo análogo de reservatório em sistema deposicional fluvial.

Os objetivos específicos são:

- Caracterização de fotofácies e associações de fácies;
- Análise geométrica dos elementos arquiteturais (espessura e lateralidade);
- Construção de um modelo análogo de reservatório;
- Correlacionar as variações estratigráficas com a qualidade do reservatório.

1.2 JUSTIFICATIVA

Reservatórios fluviais são importantes fontes de hidrocarbonetos a nível mundial (MIALL, 1992). A baixa quantidade e qualidade de informações disponíveis durante as etapas de E&P torna o modelamento de sua heterogeneidade uma tarefa complexa (HOWELL; MARTINIUS; GOOD, 2014; WEBER, 1986). A utilização de MVA proporciona uma série de informações úteis para análises geológicas. Entre estas, pode-se destacar o estudo das fotofácies, das sequências estratigráficas, das heterogeneidades em escala subsísmica e entre poços e das variações faciológicas internas nos corpos arenosos (PRINGLE, 2006). Os MVAs podem também ser utilizadas para aplicação de métodos de modelagem digital de reservatórios de maneira similar ao fluxo de trabalho utilizado pela indústria do petróleo. Seu uso em afloramentos análogos possibilita a compreensão das variações geométricas de elementos deposicionais, assim como das variações de porosidade/permeabilidade interna de reservatórios reais.

A aplicação destes métodos nos afloramentos da Formação Lourinhã torna a utilização dos análogos ainda mais eficiente. Estas rochas possuem excelentes exposições de elementos arquiteturais de sistemas fluviais, com alta continuidade lateral e vertical. A construção de MVA a partir destas rochas permite a obtenção de informações fiéis as encontradas em reservatórios reais. Por conta destas características, porções destes afloramentos já foram utilizadas, em trabalhos

anteriores, como análogos para reservatórios de petróleo da Formação Statfjord (e.g. EKELAND, 2007; PEDERSEN, 2007; VISTE, 2008).

2. ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está localizada na porção litorânea da província de Estremadura, a sul de Peniche, na região oeste de Portugal (Figura 1). É alongada na direção NNE-SSW e possui cerca de 1800 m de afloramentos bem expostos em encostas e lajedos de beira de praia.

De norte a sul, a área compreende um conjunto de falésias localizadas ao sul da Praia dos Frades (Costões), a Praia de Vale de Pombas e o Forte Nsa. Sra. Dos Anjos de Paimogo (Figura 2).

Os afloramentos correspondem a rochas sedimentares mesozóicas, da Formação Lourinhã, pertencente a sub-bacia Consolação, inserida na Bacia Lusitânica (TAYLOR et al. 2014).

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Lusitânica é a maior bacia sedimentar de Portugal. Está localizada na margem Ibérica do Atlântico Norte ocupando uma área com cerca de 22.000 km² em porções *offshore* e *onshore* (MARTINIUS; GOWNLAND, 2010). Essa bacia possui sedimentos predominantemente Mesozóicos, com alguns depósitos Cenozóicos.

A bacia Lusitânica é delimitada ao Norte pela falha de Aveiro e ao Sul pela Cadeia de Arrabida (50km ao sul de Lisboa; RASMUSSEN et al. 1998). Está subdividida entre os setores norte, sul e central. Essas subdivisões são determinadas por falhas rotacionadas formadas durante a orogênese Variscana, entre os continentes Gondwana e Laurásia formando o supercontinente Pangeia (ALVES et al., 2002). O embasamento dessa bacia é constituído por rochas Pré-Cambrianas e Paleozoicas do Maciço Ibérico. O preenchimento da bacia registra uma fase principal de espalhamento do fundo oceânico e quatro episódios de *rifteamento* entre o fim do Triássico e o Cretáceo (TAYLOR et al., 2014).

A primeira fase *rift* ocorreu no Triássico Superior, quando a região era dominada por um sistema deposicional de canais entrelaçados e leques aluviais

(PEDERSON, 2007) que evoluíram para um ambiente marinho raso, com deposição de evaporitos e dolomitos (RASMUSSEN et al., 1998). A segunda fase *rift* ocorreu em Idade Sinemuriano, no Jurássico Inferior, associada à deposição de rochas carbonáticas, a sul da Falha de Nazaré (ALVES et al., 2002). O fim dessa fase é marcado por um soerguimento da bacia e pela regressão, causando um período de erosão e um hiato temporal no registro sedimentar ao longo do Calloviano (ALVES et al. 2002).

A primeira fase *rift* ocorreu no Triássico Superior, quando a região era dominada por um sistema deposicional de canais entrelaçados e leques aluviais (PEDERSON, 2007) que evoluíram para um ambiente marinho raso, com deposição de evaporitos e dolomitos (RASMUSSEN et al., 1998). A segunda fase *rift* ocorreu em Idade Sinemuriano, no Jurássico Inferior, associada à deposição de rochas carbonáticas, a sul da Falha de Nazaré (ALVES et al., 2002). O fim dessa fase é marcado por um soerguimento da bacia e pela regressão, causando um período de erosão e um hiato temporal no registro sedimentar ao longo do Calloviano (ALVES et al. 2002).

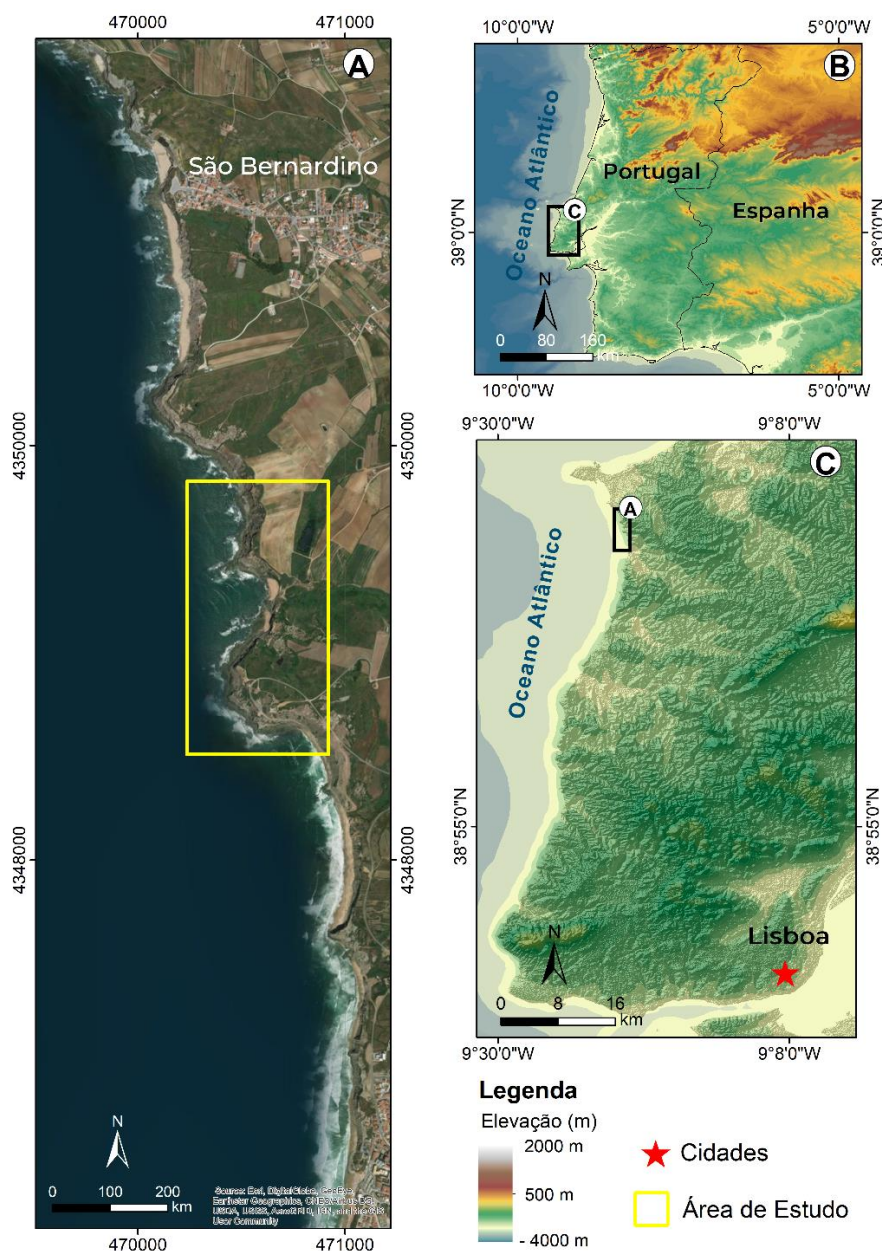
A terceira fase *rift* teve seu início ao final do Oxfordiano (Jurássico Superior), quando a atividade tectônica atingiu seu ponto culminante, levando a uma nova subsidência que subdividiu a bacia em diversas outras sub-bacias (Figura 3; ALVES et al. 2002; TAYLOR et al. 2014). Nessa fase houve um aumento no aporte de sedimentos detríticos, que se depositaram em ambiente fluvio-marinho na Formação Alcobaça e predominantemente fluviais na Formação Lourinhã (ALVES et al., 2002; RASMUSSEN et al. 1998).

A quarta fase *rift* ocorreu no Cretáceo Inferior, na qual houve um novo fluxo de sedimentos na porção central da bacia e o soerguimento das porções costeiras (ALVES et al., 2002). Por fim, as orogêneses Pireneana e Alpina durante o Cenozoico controlaram a evolução do oeste da Ibéria, causando a inversão a bacia (ALVES et al., 2002).

Embora as atividades tectônicas desempenhem um importante papel no controle estrutural, a halocinese presente na bacia é o principal fator que determina o comportamento estrutural das rochas durante o Mesozóico (ALVES et al., 2002). A movimentação dos corpos de sal, através das falhas pré-existentes, formou altos estruturais que controlaram as mudanças de topografia, a geração de acomodação, a

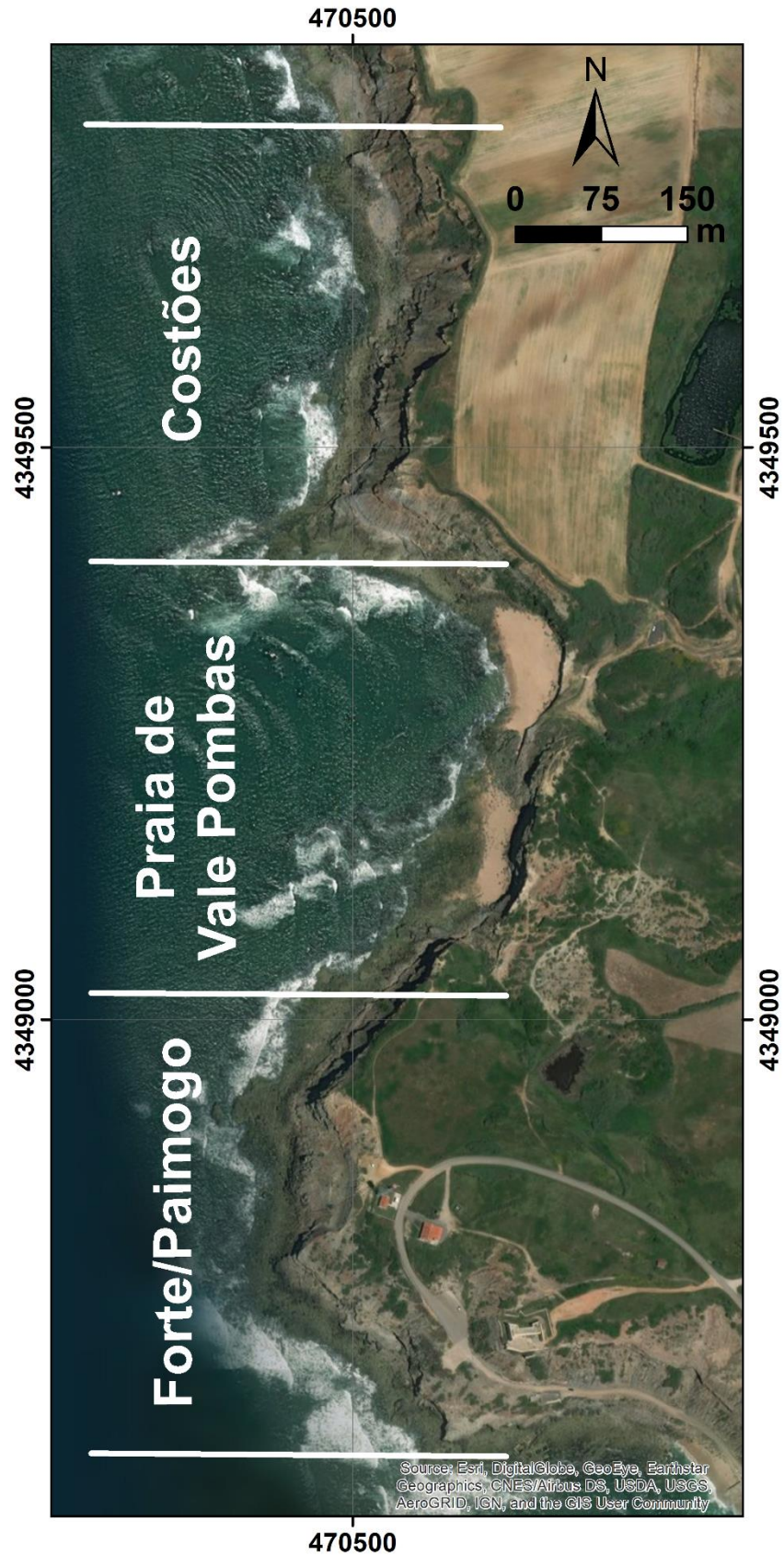
localização dos depocentros e ainda possuíram uma alta influência na distribuição das fácies pela bacia (ALVES et al., 2002; RASMUSSEN et al., 1998). Essas movimentações dos corpos de sal também resultaram na formação de sinformes associadas a carga sedimentar e na formação de sub-bacias delimitadas por diápiros (TAYLOR et al. 2014).

Figura 1 - Mapa de Localização da área de estudo. A) Área de estudo; B) Localização no continente Europeu; C) Localização em Portugal.



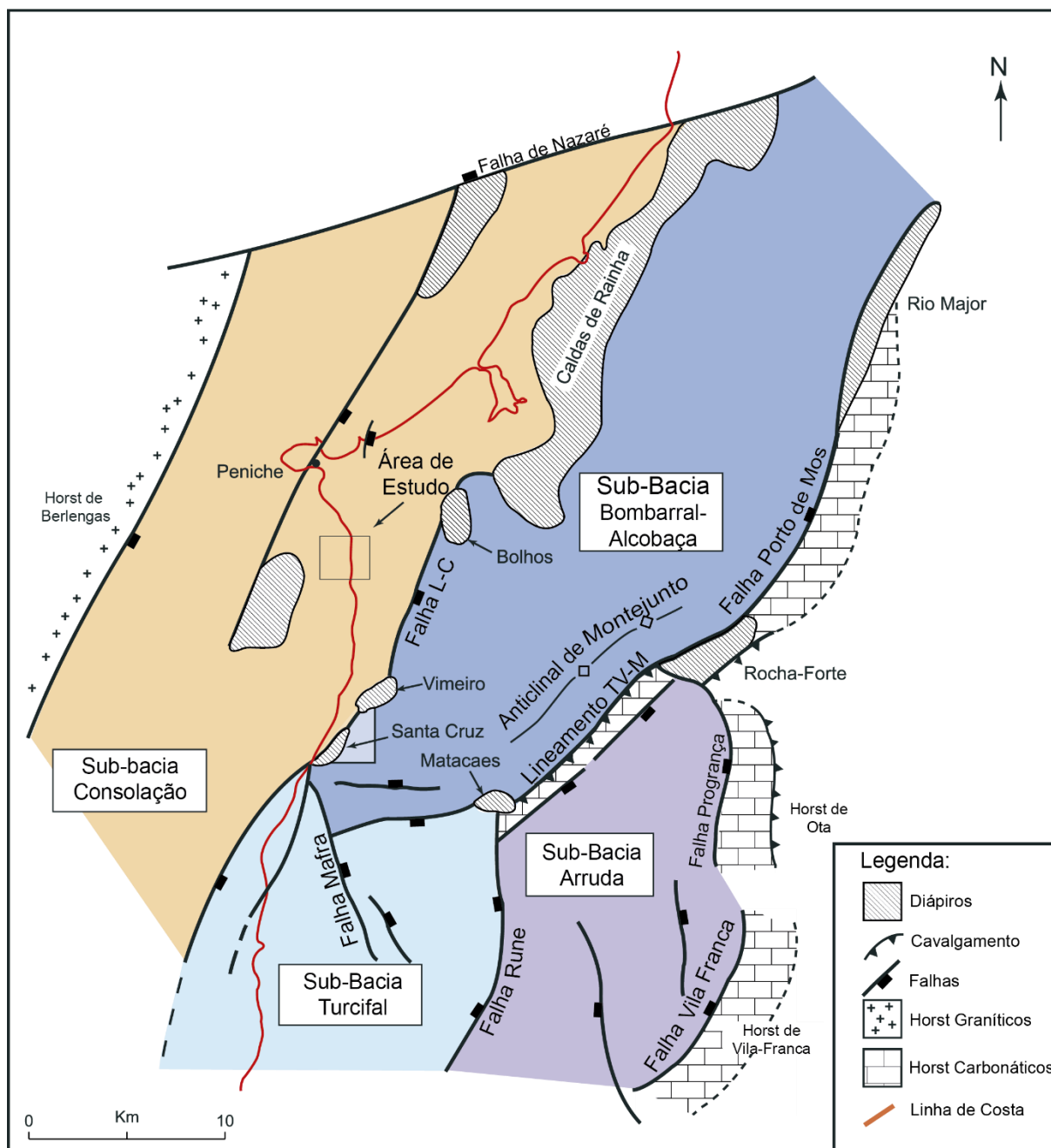
Fonte: Dados topográficas e batimétricos oriundos da Carta Batimétrica Geral dos Oceanos (<http://www.gebco.net/>); Imagem de Satélite: Esri

Figura 2 - Mapa de detalhe da área de estudo e suas subdivisões.



Fonte: imagens de satélite: Esri

Figura 3 - Mapa mostrando a configuração estrutural das sub-bacias na porção oeste e central da Bacia Lusitânica.



Fonte: modificado de Taylor et al. (2014).

2.1.1. Estratigrafia da Bacia Lusitânica

O preenchimento da Bacia Lusitânica teve seu início através da deposição de arenitos e lamitos Triássicos da Formação Silves (Figura 4), através de sistemas de leques aluviais (ALVES et al., 2002). Essas rochas foram sobrepostas por evaporitos da Formação Dagorda, que se depositaram ao fim do Triássico (TAYLOR et al. 2014).

No início do Jurássico, o aumento da subsidência da bacia, ocasionou o preenchimento da mesma por sedimentos carbonáticas que compõe as formações Coimbra, Candieiros e Brenha, depositadas em rampas carbonáticas com mergulho para NW (ALVES et al., 2002; RASMUSSEN et al., 1998).

O início do Oxfordiano compreende um período com um grande aumento na deposição de rochas carbonáticas, nas formações Cabo Mondego e Montejunto (Figura 4) em um ambiente lacustre e marinho (ALVES et al. 2002). Do fim do Oxfordiano ao início do Berriasiano houve um grande influxo de sedimentos silicilástico depositados nas formações Alcaçoba e Lourinhã (ALVES et al. 2002). O soerguimento ocorrido ao fim do Jurássico (ALVES et al. 2003) submeteram a parte central e norte da bacia a processos erosivos, gerando uma desconformidade regional no topo da Formação Lourinhã, separando-a da formação Torres Vedras (Figura 4), que por sua vez é composta por sedimentos marinho raso (ALVES et al. 2002).

Ao fim do Aptiano houve um cessamento das atividades tectônicas na região, tornando a Bacia Lusitânica uma bacia de margem passiva, com baixa taxa de deposição nas porções sul e central da mesma (ALVES et al. 2002). Durante o Cenomaniano houve uma grande transgressão, que resultou na deposição de rochas carbonáticas de ambiente marinho raso da formação Cacém e depósitos proximais das formações Gândara e Carapau (Figura 4; ALVES et al. 2003; RASMUSSEN et al. 1998).

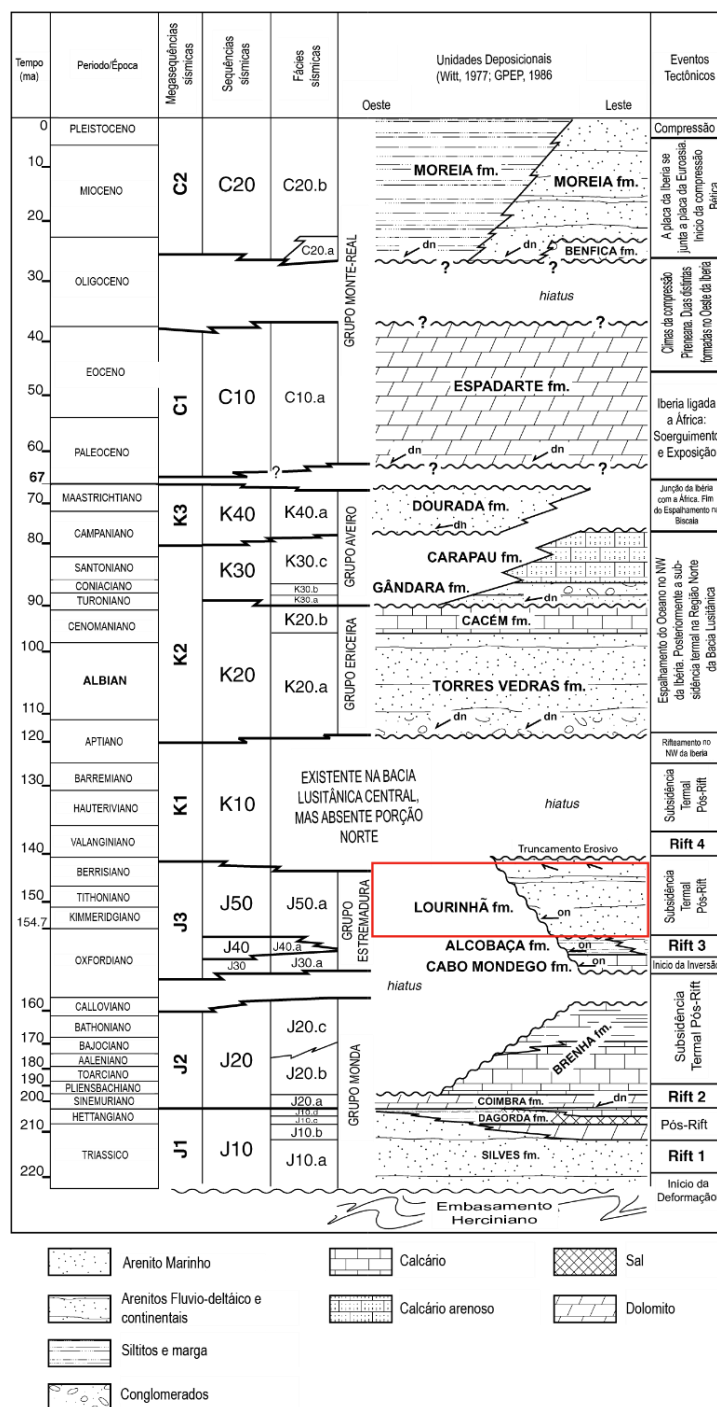
Durante o Paleógeno os depósitos estiveram condicionados principalmente com as compressões no norte da Ibéria (Orogenia Pireniana; ALVES et al. 2003). Houve então a deposição dos sedimentos das Formações Espadarte, com a mistura de sedimentos carbonáticas e siliciclásticos e a Formação Benfica, depositada no início do Neógeno (RASMUSSEN et al., 1998).

2.1.2. Formação Lourinhã

A área de estudo deste trabalho está inserida na Formação Lourinhã, na Sub-Bacia Consolação. A Formação Lourinhã representa uma sucessão de sedimentos siliciclásticos que se depositaram entre o Kimmeridgiano ao Berriasiano (TAYLOR et al., 2014). A espessura de sedimentos varia entre 200 m e 1100 m, depositados

principalmente em ambiente marinho raso e fluvial (ALVES et al., 2002; TAYLOR et al., 2014).

Figura 4 - Coluna estratigráfica da Bacia Lusitânica com destaque em vermelho para a formação Lourinhã.



Fonte: modificado de Alves et al. (2003).

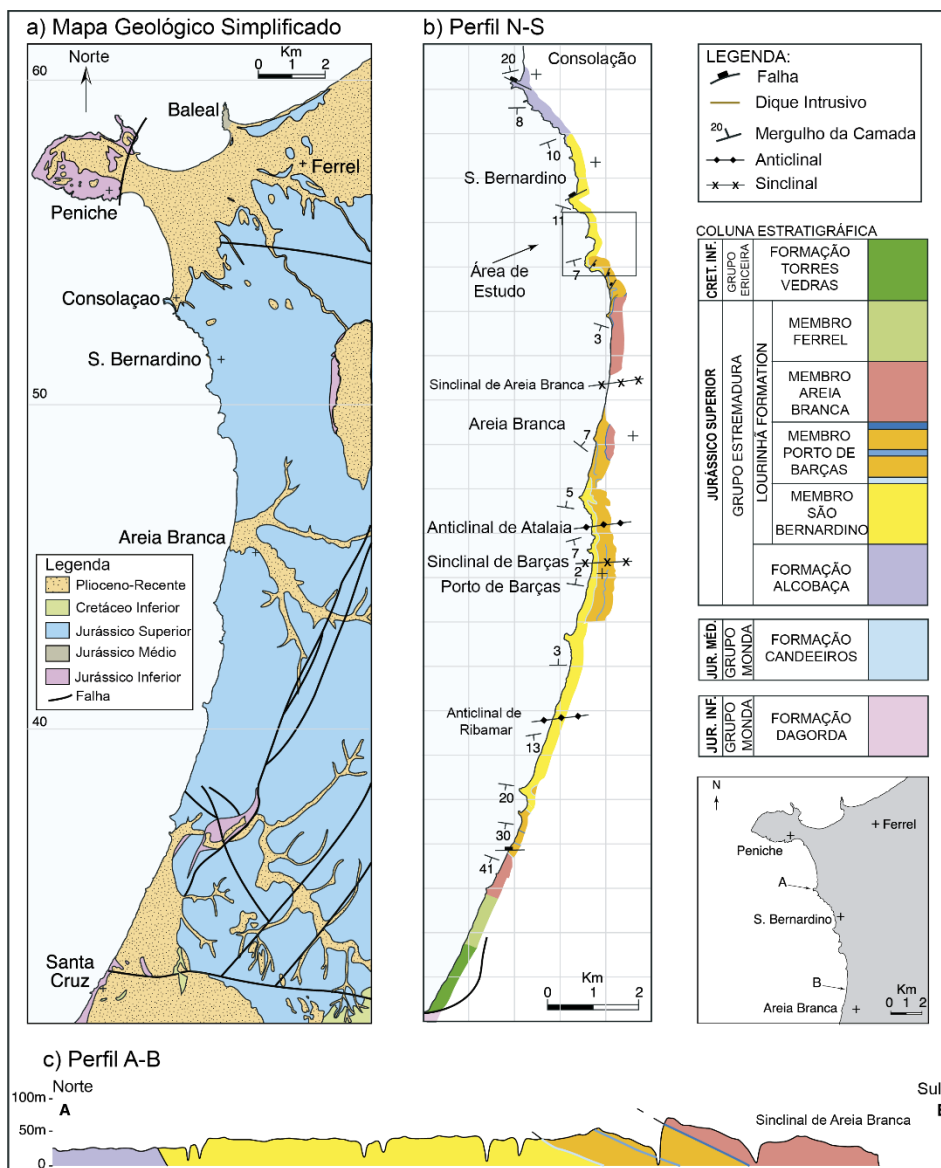
A Formação Lourinhã está subdividida, da base para o topo, nos Membros São Bernardino, Porto de Barças, Areia Branca e Ferrel (Figura 5; TAYLOR et al., 2014). O Membro São Bernardino possui espessura de aproximadamente 340m (TAYLOR et al., 2014). O percentual de areia varia de 34% a 44%, em depósitos de canais fluviais intercalados com lamias de planície de inundação (TAYLOR et al., 2014). Os canais desta formação são interpretados principalmente como de rios meandantes, com barras de pontal bem preservadas (TAYLOR et al., 2014). O membro Porto de Barças tem espessura de aproximadamente 110m, com um percentual de areia variando entre 12 e 25% (TAYLOR et al., 2014). Esse membro é caracterizado pela presença de três concheiros, lateralmente rastreáveis, depositados em lamias associadas a planícies de inundação (TAYLOR et al., 2014). O Membro Areia Branca apresenta entre 123m e 167m de espessura, com percentual de areia entre 55 e 57% (TAYLOR et al., 2014). Esse membro compreende depósitos subaéreos de planícies costeiras, com diversos canais fluviais de rios meandantes e planícies de inundação (TAYLOR et al., 2014). Por fim, o Membro Ferrel, tem uma espessura de pelo menos 75m com áreas que podem passar os 200m (TAYLOR et al., 2014). Possui uma alta razão de areia, com cerca de 75%. Este membro corresponde a depósitos de canais fluviais, com granulometria grossa e geometria do tipo lenol, refletem canais fluviais entrelaçados (TAYLOR et al., 2014).

A formação Lourinhã representa também um dos melhores registros fossilíferos de vertebrados, como dinossauros, crocodilos e tartarugas, do Jurássico Superior na Europa (MATEUS; DINIS; CUNHA, 2017). Entre os registros encontrados, pode-se destacar as pegadas de estegossauros (MATEUS; MILAN, 2011), fósseis de um saurópode turiasauriano (*Zby atlanticus*; MATEUS; MANNION; UPCHURCH, 2014) e um ninho de ovos de terópodes *Lourinhanosaurus* (MATEUS, 1998), sendo estes dois últimos encontrados na área de estudo, na Praia de Vale de Pombas.

3. CONCEITOS GERAIS E REVISÃO DA LITERATURA

A revisão bibliográfica para este trabalho compreendeu os principais temas relacionados com o objetivo do estudo. Estes foram: Sistemas Fluviais, Estratigrafia de Sequências e Modelos Virtuais de Afloramento.

Figura 5 - Mapa Geológico e subdivisão de membros da Formação Lourinhã.



Fonte: modificado de Taylor et al. (2014).

3.1 Sistemas Fluviais

Segundo Miall (1992), os depósitos de sistemas fluviais são importantes componentes do registro estratigráfico. São indicadores sensíveis à eventos alogênicos como mudanças no nível do mar, atividades tectônicas e possuem uma grande importância econômica como reservatórios de petróleo (MIALL, 1992). Os depósitos destes sistemas são predominantemente siliciclásticos, com apenas alguns

pontos de formação de sedimentos químicos, como nas planícies de inundação (MIALL, 1992).

Os sistemas fluviais possuem uma ampla gama de elementos arquiteturais, tipos de estruturas primárias e formas de leito (MIALL, 1992). Devido a essa grande variabilidade de informações, os depósitos de sistemas fluviais foram classificados de acordo com sua hierarquia, utilizando como base a escala de observação (MIALL, 1992). Na menor escala, pode-se incluir blocos individuais e as fácies de um depósito. Em escalas intermediárias, um conjunto de fácies pode ser agrupado para definir elementos arquiteturais.

Nas grandes escalas, os sistemas fluviais podem ser distinguidos de acordo com a forma dos canais fluviais, sendo então classificado em: meandranes, entrelaçados, anastomosados e retos (MIALL, 1992). Ainda, em grandes escalas, estes depósitos podem prover informações importantes da tectônica de bacias sedimentares e das variações no nível do mar (MIALL, 1992).

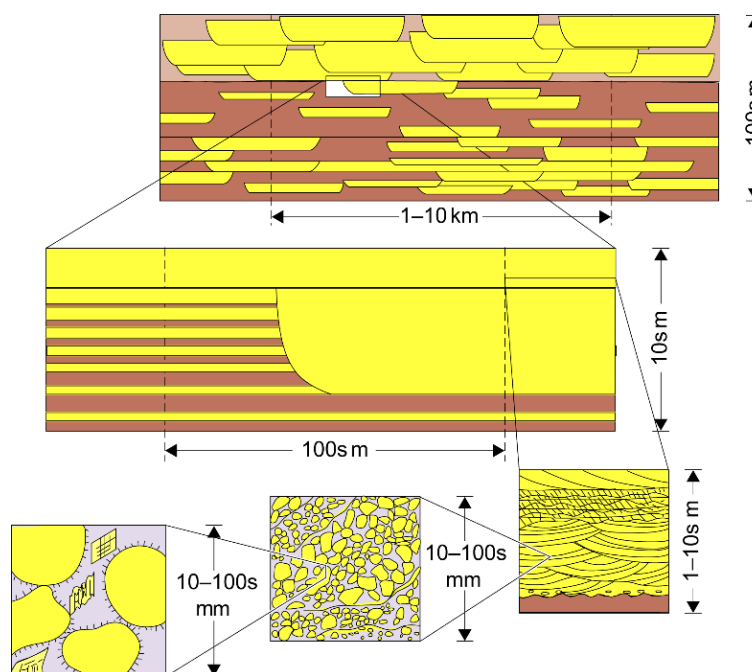
O entendimento desta grande gama de estruturas formadas em diferentes tipos de depósito é necessário para fins econômicos (MIALL, 1992). Bons reservatórios de petróleo se hospedam em rochas porosas e permeáveis, algo característico de barras e de canais, por exemplo. Para melhor proveito destes reservatórios, é necessária a compreensão das heterogeneidades internas destes corpos sedimentares, determinada pelo transporte dos sedimentos, formas de leito, e variações nos elementos arquiteturais (Figura 6).

O transporte de sedimentos em sistemas fluviais ocorre através de três mecanismos principais: fluxo de detritos, carga de fundo e carga de suspensão (MIALL, 1992). O fluxo de detritos ocorre através de fluxos curtos e de alta densidade responsáveis por carregar sedimentos em uma velocidade muito alta para que os processos de seleção hidráulica se tornem efetivos (LOWE, 1988; SMITH, 1986)

O transporte de sedimentos por carga de fundo é a principal forma de deslocamento destas partículas em sistemas fluviais (SCHERER, 2008). Esse mecanismo carrega sedimentos não coesos de forma individual (MIALL, 1992). Grãos maiores são transportados por arrasto ou rolamento (*bedload*; MIALL, 1992; SCHERER, 2008). Os grãos menores, são transportados em suspensão por curtas distâncias e então depositados (*bed contact load*; MIALL, 1992; SCHERER, 2008).

Os sedimentos carregados por carga de suspensão são transportados como resultado da turbulência do fluxo do rio (MIALL, 1992). É a principal forma de transporte em rios que a carga sedimentar é predominantemente silte-argilosa. A deposição ocorre em zonas de baixa energia, com a precipitação das partículas (SCHERER, 2008).

Figura 6 - Esquema mostrando as diversas escalas de heterogeneidade



Fonte: modificado de Allen & Allen (2013).

3.1.1. Tipos de Canais Fluviais

A classificação dos sistemas fluviais leva em consideração principalmente as características dos canais fluviais, usando como base a morfologia dos mesmos (SCHERER, 2008). A morfologia dos rios é principalmente controlada pela descarga e suprimento sedimentar (MIALL, 1992). Com base na morfologia, os rios podem ser classificados como entrelaçados, meandrantos, retos e anastomosados (MIALL, 1992).

Os rios entrelaçados são caracterizados por uma rede de canais interconectados separados por ilhas (barras arenosas ou cascalhosas; SCHERER, 2008). Ocorrem com alguma declividade, em geral possuem alto suprimento de sedimentos e uma alta variabilidade na descarga do fluxo ao longo do ano

(SCHERER, 2008). Os canais são preenchidos com os sedimentos transportados durante períodos de alta descarga e as ilhas durante períodos em que há uma diminuição no fluxo (SCHERER, 2008). As principais feições deste sistema é a presença de marcas onduladas e dunas com diferentes morfologias.

Os rios meandantes são caracterizados pela alta sinuosidade e variação na descarga (SCHERER, 2008). Possuem altas taxas de migração lateral devido as variações na velocidade de fluxo dos rios. A sinuosidade destes rios faz com que as correntes dos atinjam com maior velocidade as porções externas dos meandros, provocando erosão nesta região. Estes sedimentos erodidos, são então transportados, através de células de corrente, para a zona interna do meandro, formando as barras de pontal (SCHERER, 2008).

Os rios anastomosados são caracterizados por uma série de canais interconectados, dominados por sedimentos de granulometria fina e separados por regiões de planície de inundação (SCHERER, 2008). Já os rios retos são raros na natureza, apresentam canais simples, em geral estão associados a trechos de extensão reduzida ou porções encaixadas em falhas geológicas (SCHERER, 2008).

3.1.2. Estruturas Sedimentares de Ambientes Fluviais

Estruturas sedimentares são um conjunto de feições em macro escala, formadas por diversos fatores como o a energia das correntes e ondas, o ambiente de deposição e a profundidade da água (SUGUIO, 2003). São ferramentas importantes para a interpretação das características de antigos depósitos sedimentares, assim como os mecanismos de transporte, a direção da paleocorrente, o nível relativo da água e a velocidade relativa do fluxo (BOGGS, 2014).

Estas estruturas podem ser subdivididas em primárias (singenéticas) ou secundárias (epigenéticas; SUGUIO, 2003). Segundo Suguio (2003), as estruturas primárias se formam devido aos processos físicos que atuaram durante a deposição dos sedimentos. Já as secundárias, segundo o mesmo autor, se formam momentos após a deposição ou muito tempo depois, como processos geoquímicos (digenéticos). As estruturas primárias ainda podem ser classificadas como inorgânicas (e.g. estratificações cruzadas), ou orgânicas (e.g. tubos e pistas) dependendo de qual foi o mecanismo de formação da mesma.

Neste trabalho, serão abordadas com maior ênfase as estruturas sedimentares primárias inorgânicas que ocorrem em sistemas fluviais e observáveis nos MVA. Estas estruturas possuem uma grande importância para compreensão dos processos sedimentares e na caracterização de reservatórios.

As estruturas sedimentares inorgânicas primárias podem ser subdivididas em pré-deposicionais, sindeposicionais, pós-deposicionais e miscelâneas (Tabela 1; SELLEY, 2000). Neste trabalho serão descritas algumas das estruturas pré-deposicionais e sindeposicionais importantes para compreensão de depósitos fluviais.

3.1.2.1. Estruturas pré-deposicionais

As estruturas pré-deposicionais são superfícies interestratais, em geral erosivas, formadas antes da deposição das camadas sedimentares (SUGUIO, 2003). Podem ser destacadas as estruturas de canais, escavação e preenchimento, turboglifos, marcas de sulcos, marcas de objetos e marcas onduladas (SELLEY, 2000).

3.1.2.1.1. Canais

Canais são estruturas com até alguns quilômetros de largura e até algumas centenas de metros de espessura (SUGUIO, 2003). Podem ser observados em planícies aluviais subaéreas e em margens continentais submersas e são marcados por sua superfície erosiva na base. Os canais possuem componentes de erosão linear vertical, principalmente no início de sua formação, e horizontal durante o desenvolvimento (SELLEY, 2000). São importantes reservatórios de hidrocarbonetos e jazidas de minerais metálicos (e.g.ouro) em depósitos do tipo *placer* (SELLEY, 2000).

3.1.2.1.2. Escavação e Preenchimento

Estruturas de escavação e preenchimento são semelhantes as estruturas de canais, exceto por suas dimensões, que variam de decímetros a alguns metros (SUGUIO, 2003). Consistem em pequenas estruturas, preenchidas de maneira assimétrica com eixos alongados que apontam o sentido da corrente (BOGGS, 2014)

Podem ser preenchidos tanto por material grosso ou fino, em geral apresenta estratificações cruzadas (BOGGS, 2014).

Tabela 1 - Subdivisões das estruturas sedimentares inorgânicas primárias.

Grupo	Exemplo	Origem
Pré-deposicional	Canais	Principalmente erosivas
	Escavação e preenchimento	
	Turboglifos	
	Marcas de sulcos	
	Marcas de objetos	
Sindepocional	Marcas onduladas	Principalmente deposicionais
	Estratificação plana	
	Estratificação maciça	
	Estratificação gradacional	
	Estratificação cruzada	
Pós-Deposicional	Laminação plana	Principalmente deformacionais
	Laminação cruzada	
	Escorregamento e deslizamento	
	Acamamento convoluto	
Miscelâneas	Camadas frontais recumbentes	Principalmente deformacionais
	Estruturas de sobrecarga	
	Marcas de pingos de chuva	
	Gretas de Contração	
Miscelâneas	Diques clásticos	Principalmente deformacionais
	Pseudonódulos	

Fonte: modificado de Selley (2000).

3.1.2.2. Estruturas sindepocionais

São estruturas formadas durante a deposição dos sedimentos e são conhecidas como estruturas intraestratais (no interior das camadas). As camadas podem ser consideradas como uma das mais importantes características das rochas sedimentares (BOGGS, 2014). Estas estruturas podem ter um formato tabular ou lenticular, com características texturais, composicionais ou estruturais que as distinguem das camadas inferiores e superiores (BOGGS, 2014). Essas estruturas se formam durante a deposição dos sedimentos em condições físicas constantes de

sedimentação (BOGGS, 2014). Quando maiores que 1 cm de espessura, essas estruturas podem ser chamadas de camadas, se menores, lâminas (SELLEY, 2000).

As estruturas sindeposicionais intraestratais podem ser classificadas em quatro categorias: estratificação plana, estratificação cruzada, laminação e laminação cruzada (SELLEY, 2000).

3.1.2.2.1. Estratificação Planar

Camadas planares são aqueles que não possuem lâminas internas mergulhando, ou seja, planos de camadas paralelos entre si (BOGGS, 2014). Essas estruturas se formam em uma grande diversidade de ambientes sedimentares (SELLEY, 2000). A estratificação plana pode ser diferenciada com base na sua estrutura interna em laminação plana, estratificação maciça e estratificação gradacional (BOGGS, 2014).

A laminação plana (Figura 7) é produzida por condições de sedimentação curtas e menos severas do que aquelas que formam as camadas (BOGGS, 2014). Segundo o mesmo autor resultam da mudança nas condições de deposição e causam variações no tamanho de grão, conteúdo de matéria orgânica e composição mineral. Podem se formar em regimes de fluxo inferior ou por sedimentos em suspensão (SUGUIO, 2003).

Estratificação maciça em uma rocha é a aparente ausência de qualquer estrutura sedimentar em uma unidade de sedimentação (SELLEY, 2000). Este fato pode ocorrer durante a diagênese, obliteração de estruturas por bioturbação ou serem de origem deposicional (SUGUIO, 2003).

As estratificações maciças de origem deposicional (singenéticas) são frequentemente encontradas em rochas sedimentares de granulometria fina, em ambientes de baixa energia, como argilitos, margas e calcilutitos (SELLEY, 2000). Nos arenitos, estruturas maciças são raras, porém frequentes em arenitos com textura muito bem selecionadas, tornando complexa a identificação das variações texturais (BOGGS, 2014).

Figura 7 – Laminações e estratificações plano-paralelas indicadas pelas setas.



Fonte: extraído de Boggs (2014).

As estratificações gradacionais são unidades de sedimentação caracterizada por mudanças verticais na textura das rochas de maneira gradual (BOGGS, 2014). Podem ter espessura centimétrica a métrica, e usualmente possuem contatos na base bem marcados. Segundo Boggs (2014) as camadas que mostram gradação de partículas grossas na base para partículas grossas no topo, são consideradas como gradação normal. Ainda segundo o mesmo autor, quando as partículas mais finas se encontram na base e as mais grossas no topo, essa gradação é conhecida como gradação reversa.

3.1.2.2.2. Estratificação Cruzada

Estratificações cruzadas são as mais comuns e mais importantes estruturas sedimentares encontradas no registro geológico (SELLEY, 2000). São caracterizadas por possuírem ângulos de mergulho com relação ao mergulho original da camada (SUGUIO, 2003). Essas estruturas se formam principalmente através da migração de *ripples* e dunas por transporte subaquoso ou eólico (BOGGS, 2014).

Podem ser subdivididas em tabulares ou acanaladas (BOGGS, 2014). Essa subdivisão é dada com base na geometria do estrato e na natureza da superfície limítrofe de um conjunto estratificações (BOGGS, 2014).

As estratificações cruzadas tabulares são estruturas amplas lateralmente e que são delimitadas por superfícies planares (Figura 8; BOGGS, 2014). Essas estruturas se formam principalmente através da migração de *ripples* e dunas de crista reta, ou seja, se forma durante condições de regime de fluxo inferior (BOGGS, 2014).

Já as estratificações cruzadas acanaladas consistem em estruturas em que os estratos são curvos e que em geral ocorrem com algum ângulo tangencial com relação ao limite da camada (Figura 9; BOGGS, 2014). As estratificações cruzadas acanaladas podem se originar tanto através da migração de pequenas correntes de *ripples* ou pela migração de grandes dunas de crista curva (BOGGS, 2014). Essas formas podem ocorrer associadas a canais, nas zonas internas de meandros, de modo paralelo a direção do fluxo (SELLEY, 2000).

Figura 8 - Estratificações cruzadas tabulares em afloramento.

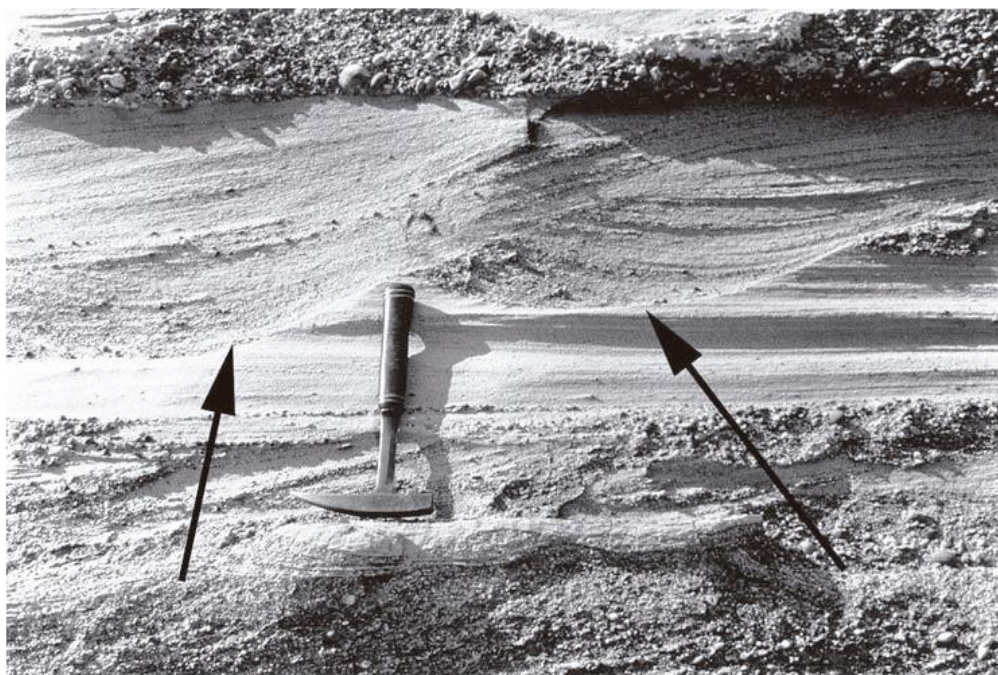


Fonte: extraído de Boggs (2014).

3.1.2.2.3. Laminação Cruzada e *Ripples*

Ripples são marcas onduladas que se formam em depósitos de sedimentos finos com laminações cruzadas em correntes de baixa tração (Figura 10; SELLEY, 2000). Em perfil, as *ripples* podem ser identificadas com laminações cruzadas com baixa inclinação *updip* e laminações cruzadas com alta inclinação na direção da corrente (SELLEY, 2000). A calha da *ripple* é a porção mais baixa dessa estrutura, e a distância deste ponto até a crista, é a sua altura (SELLEY, 2000).

Figura 9 - Estratificações cruzadas acanaladas com truncamento sinalizado pelas setas e laminações plano-paralelas.



Fonte: extraído de Boggs (2014).

Figura 10 – Depósito sedimentar com *ripples*.



Fonte: extraído de Boggs (2014).

As *ripples* podem ser classificadas em simétricas e assimétricas. As simétricas, também chamadas de oscilatórias ou *ripples* de corrente formadas por onda, são comumente produzidas em zonas de águas rasas. Esse tipo de *ripple*, quando vista em mapa, são subparalelas entre si e ocasionalmente bifurcadas.

As *ripples* assimétricas, mostram diferenças claras entre os dois lados da crista, com altos ângulos de mergulho na direção da corrente. A geometria interna destas *ripples* apresenta laminações cruzadas concordantes a direção da corrente. Estas estruturas são formadas em correntes de tração unidirecional, como canais fluviais. Estas *ripples* podem estar alternadas às simétricas quando há maior atividade de ondas em ciclos de maré ou em fases de inundação marinha.

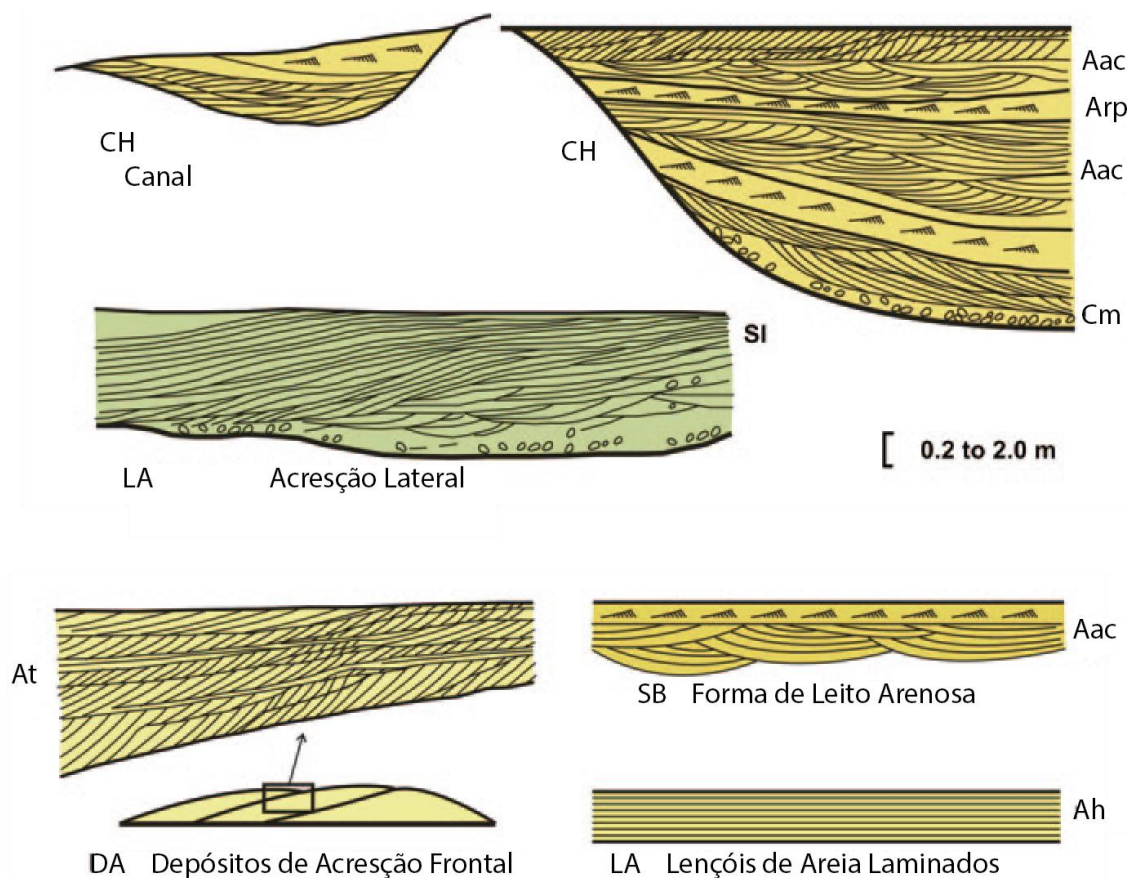
3.1.3. Sistemas Fluviais no Registro Geológico

A análise de sistemas fluviais no registro geológico baseia-se na construção de seções laterais e verticais em afloramentos, utilizando como base a caracterização detalhada de fácies sedimentares, superfícies limítrofes e elementos arquiteturais (MIALL, 1992; SCHERER, 2008).

Os elementos arquiteturais são caracterizados por um corpo sedimentar com suas geometrias internas e externas, associação de fácies e escala (MIALL, 1992). Esse conjunto de elementos está relacionado ao efeito de diversos processos deposicionais e erosivos no período de dezenas a centenas de anos (SCHERER, 2008).

Uma série de elementos arquiteturais foram definidos por Miall (1992) entre eles pode-se destacar: canais (CH), depósitos de acreção frontal (DA), depósitos de acreção lateral (LA), formas de leito arenosas (SB), lençóis de areia laminados (LS) e fluxo de gravidade de sedimentos (SG; Figura 11 e 12). Neste trabalho serão detalhados os dois principais elementos arquiteturais dos canais fluviais, que são os depósitos de acreção lateral (LA) e depósitos de acreção frontal (DA).

Figura 11 - Elementos arquiteturais de depósitos fluviais.



Fonte: extraído de Miall (2014).

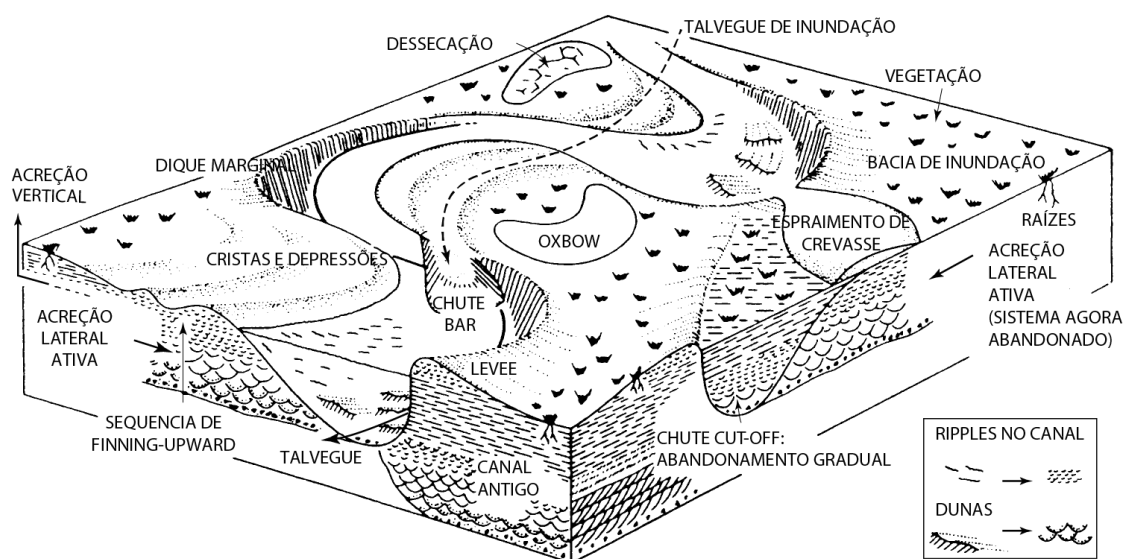
3.1.3.1. Depósito de Acresção Lateral (LA)

Depósitos de acresção lateral ocorrem nas porções internas dos meandros, onde a velocidade do fluxo é menor (SCHERER, 2008). Neste local ocorre uma deposição significativa de sedimentos, gerando o crescimento de um banco de areia com alto ângulo em relação a direção do fluxo principal, formando os LA (MIALL, 1992).

Estes depósitos são marcados por superfícies inclinadas com direção às porções internas dos canais; nestes pontos se formam estratos com geometria sigmoideal e estratificações cruzadas (SCHERER, 2008). Em geral, esses corpos possuem uma diminuição da granulometria em direção ao topo do corpo (granodecrescência ascendente), devido as variações na lâmina d'água e a velocidade do fluxo (SCHERER, 2008). A orientação do sentido do mergulho nas

superfícies de acreção lateral é aproximadamente transversal a migração das formas de leito (MIALL, 1992). Este fato faz com que a geometria sigmoideal presente nestes depósitos só esteja bem marcada em afloramentos paralelos ao sentido do mergulho dessas superfícies (SCHERER, 2008).

Figura 12 – Alguns elementos arquiteturais em sistemas fluviais meandrantés.



Fonte: extraído de Boggs (2014).

3.1.3.2. Depósitos de Acreção Frontal (DA)

Estes depósitos compreendem barras com alturas variando entre 1 a 15m e com altas extensões laterais, podendo chegar a 1km (MIALL, 1992). Estas se desenvolvem por processos acrescionários, em particular pela captura de um conjunto de formas de leito nos flancos ou nas arestas da barra (MIALL, 1992).

Este elemento apresenta estratificações cruzadas de grande porte, que mergulham no mesmo sentido das superfícies que limitam um conjunto de *sets* dessas estruturas (SCHERER, 2008). Este fato indica o deslocamento das dunas em sentido paralelo a da migração das barras arenosas (SCHERER, 2008). Essas barras podem vir a migrar para as porções laterais dos canais fluviais, gerando macroformas no registro, que migram de arquitetura DA para LA (MIALL, 1992).

3.2 Estratigrafia de Sequências

A estratigrafia de sequências é uma metodologia que organiza no tempo e no espaço os elementos de qualquer sistema deposicional, facilitando reconstruções paleogeográficas, predição de fácies e de litologias (CATUNEANU et al., 2011). Este método trabalha com a descrição, interpretação, classificação e nomenclatura de rochas sedimentares, baseado nos padrões de empilhamento dos estratos e suas relações estratigráficas (CATUNEANU, 2017).

Desta forma, permite uma eficiente reconstrução da paleogeografia dos sedimentos, reconhecimento de bons reservatórios de petróleo e de armadilhas estratigráficas em sistemas petrolíferos (DOLSON et al., 1999). É amplamente utilizada nas etapas de caracterização de sistemas petrolíferos por permitir avaliar a continuidade dos corpos sedimentares e predizer a ocorrência de rocha geradora, reservatório e selo (DOLSON et al., 1999).

As unidades básicas da estratigrafia de sequências são formadas por corpos de rochas sedimentares, definidas e caracterizadas com base nos padrões de empilhamento e relações estratigráfica (CATUNEANU, 2017). As superfícies limítrofes destas unidades marcam as mudanças no padrão de empilhamento entre as rochas subjacentes e sobrejacentes (CATUNEANU, 2017).

3.2.1. Conceitos Principais

Para a compreensão da estratigrafia de sequências é necessário o entendimento de três conceitos principais, sendo eles: a acomodação e sedimentação, padrões de empilhamento e a relação entre os controles autogênicos e alogênicos (CATUNEANU et al. 2011). Esses conceitos são importantes para o entendimento da deposição dos sedimentos e dos padrões encontrados na natureza. Neste trabalho serão descritos os conceitos de acomodação e sedimentação e os padrões de empilhamento estratal característicos dos depósitos fluviais.

3.2.1.1. Acomodação e Sedimentação

A acomodação é o espaço disponível para a deposição de sedimentos (JERVEY, 1988 *apud* CATUNEANU et al. 2011). Esse espaço é controlado por uma série de fatores e em diversas escalas de tempo. A acomodação em ambiente marinho é controlada primeiramente pelo tectonismo ativo na bacia, pela eustasia global e em uma escala de tempo menor, pelas variações no fluxo de energia das ondas e correntes (CATUNEANU et al. 2011). Em sistemas fluviais, as mudanças na acomodação ocorrem com variações no aporte e com as influências marinhas nas porções a jusante do rio. Nas porções a montante, a acomodação é principalmente controlada pela tectônica e pela disponibilidade de sedimentos, influenciado pelo clima (CATUNEANU et al. 2011).

O nível de base é o horizonte de referência que determina a acomodação disponível em bacias sedimentares (CATUNEANU, 2017). A sedimentação é o processo de deposição de sedimentos em uma bacia sedimentar. Pode ser compreendida como um dos fatores controladores dos padrões de empilhamento estratal (CATUNEANU, 2017) e é regida por processos que modificam o equilíbrio entre o suprimento de sedimento e a energia do ambiente, como clima, soerguimento da área fonte e mudanças autogênicas (CATUNEANU, 2006).

Com base na influência da mudança de trajetória da linha de costa (regressão e transgressão) sobre a sedimentação, uma bacia sedimentar pode ser subdividida em duas zonas, o *downstream* e o *upstream* (CATUNEANU, 2017). Ainda segundo o mesmo autor, o limite entre estas duas regiões é dado pela faixa onde não há mais influência das variações da linha de costa na sedimentação. Em *downstream* a acomodação disponível pode ser subaérea e subaquosa; nas porções *upstream* a acomodação é predominantemente subaérea (CATUNEANU, 2017).

A relação entre a taxa de sedimentação e acomodação determina os padrões de empilhamento estratal (CATUNEANU et al. 2011). Essa relação é responsável por formar diferentes padrões de empilhamento (progradacional, agradacional e retrogradacional) que definem os tratos de sistemas na zona *downstream* (CATUNEANU, 2017). Em ambientes *upstream* o padrão de empilhamento estratal se forma principalmente em respostas a interrelação entre acomodação, clima,

tectonismo na área fonte e processos autogênicos que modificam o padrão da distribuição de sedimentos (CATUNEANU, 2017).

3.2.1.2. Padrões de Empilhamento Estratal

Os padrões de empilhamento estratal são responsáveis por definir a arquitetura estratigráfica em uma bacia sedimentar (CATUNEANU et al., 2011). Com base neles são definidas as unidades e superfícies na estratigrafia de sequência, assim como os tratos de sistemas (CATUNEANU, 2017).

Os padrões de empilhamento podem ser gerados através das influências de mudanças relativas no nível de base, estejam elas associadas a linha de costa (*downstream*) ou independentemente da linha de costa (*upstream*; CATUNEANU, 2017).

Na zona *downstream* os padrões de empilhamento são relativos às mudanças da trajetória da linha de costa (CATUNEANU, 2017). Estes padrões formam os tratos de sistemas da estratigrafia de sequências (CATUNEANU, 2017). As variações da trajetória da linha de costa podem ser classificadas como regressão forçada, regressão normal de nível alto e de nível baixo e transgressão (Figura 13 e 14; CATUNEANU et al. 2006; CATUNEANU et al. 2011; CATUNEANU et al. 2017).

Nas zonas *upstream*, os padrões de empilhamento são independentes de mudanças diretas de trajetória da linha de costa, e podem ser descritos com base nos elementos deposicionais dominantes, como o grau de amalgamação de canais em sistemas fluviais (CATUNEANU, 2017).

3.2.1.2.1. Padrões de Empilhamento Estratal Controlados por zonas

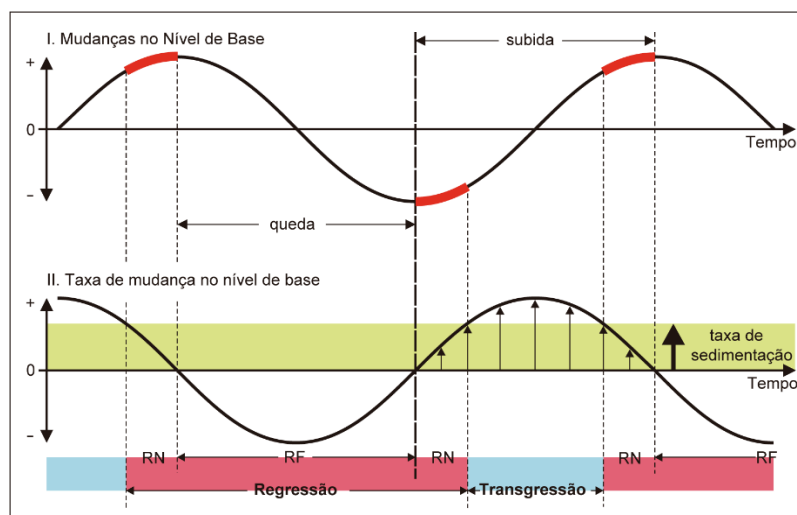
Downstream

Os padrões de empilhamento estratal em ambientes *downstream* são determinados com base na interrelação entre as mudanças na taxa de acomodação e de sedimentação (CATUNEANU, 2006). Essa relação controla as variações na coluna de água e nas mudanças de trajetória da linha de costa (CATUNEANU, 2006).

A Figura 13 apresenta um ciclo idealizado de mudanças nas taxas de subidas e descidas no nível de base através do tempo com uma taxa de sedimentação

constante. Com base nesta curva, pode-se definir quatro padrões de empilhamento principais: transgressão, regressão forçada, regressão normal de nível alto e regressão normal de nível baixo (CATUNEANU et al., 2011).

Figura 13 - Principais conceitos relacionados aos padrões de empilhamento e as trajetórias da linha de costa. RN: Regressão Normal; RF: Regressão Forçada.



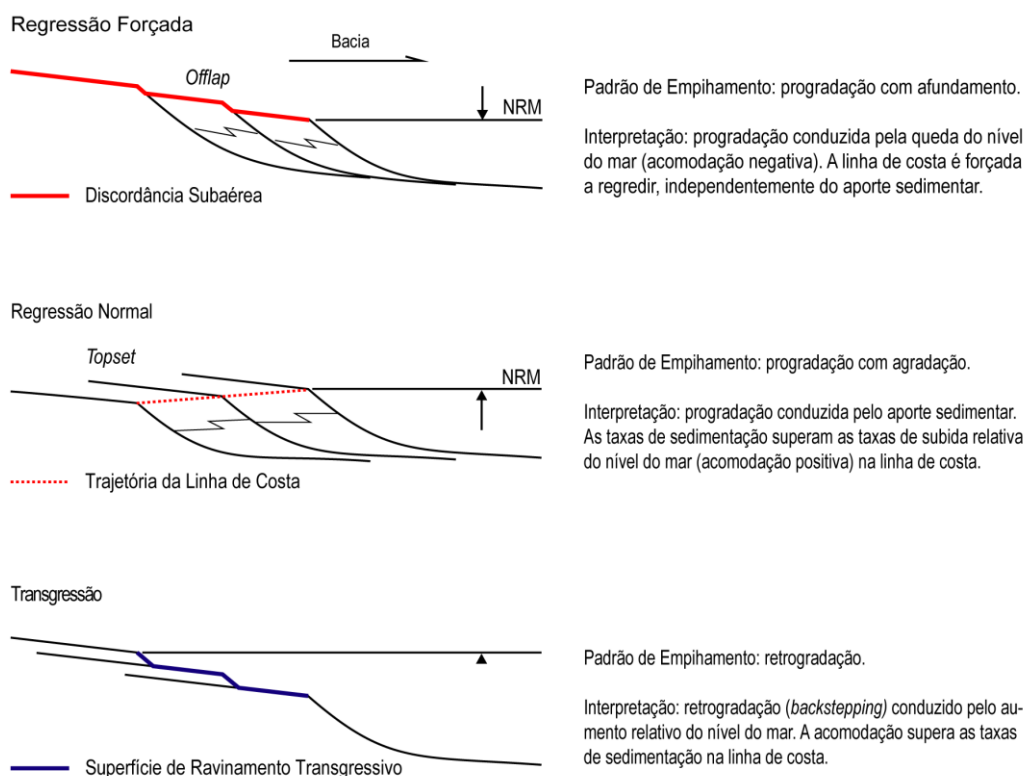
Fonte: modificado de Catuneanu (2006).

Uma transgressão é definida como uma migração da linha de costa no sentido do continente, resultando em um padrão de empilhamento retrogradacional (CATUNEANU, 2006). Esse padrão de empilhamento pode ser identificado em zonas próximas da linha de costa por camadas marinhas sobre camadas continentais.

A regressão forçada ocorre durante estágios de queda do nível de base, forçando a linha de costa a migrar em direção a bacia independentemente do suprimento sedimentar (CATUNEANU, 2006). Diversos processos acompanham esta migração, como a erosão e pedogênese na área exposta à exposição subaérea (CATUNEANU, 2006).

Uma regressão normal ocorre durante os estágios iniciais e finais do crescimento do nível de base, quando a taxa de sedimentação é maior do que a taxa de acomodação (CATUNEANU, 2006). Esse padrão pode ser reconhecido pela presença de fácies não marinhas se depositando gradativamente e sem discordância

Figura 14 - Padrões de empilhamento das camadas relacionado as trajetórias das linhas de costa.



Fonte: modificado de Catuneanu et al. (2011).

associada sobre fácies marinhas (CATUNEANU, 2006). A regressão normal que ocorre após uma transgressão é considerada uma regressão normal de nível alto (CATUNEANU, 2017). Quando a mesma ocorre após uma regressão forçada, ela é descrita como uma regressão normal de nível baixo (CATUNEANU, 2017).

3.2.1.2.2. Padrões de Empilhamento Estratal Controlados por Zonas *Upstream*

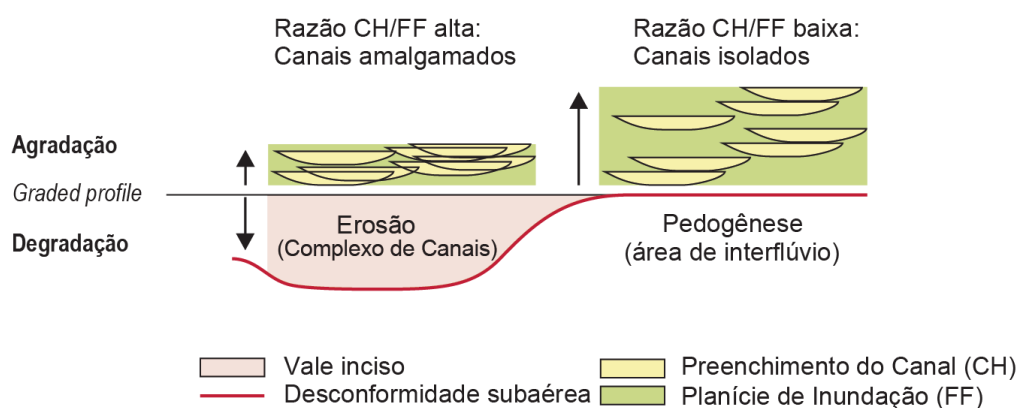
Os padrões de empilhamento estratal em ambientes *upstream* se desenvolvem em resposta a interrelação entre todos os fatores que modificam o balanço entre o fornecimento de sedimento e o fluxo de energia (e.g. acomodação, clima e tectonismo da área fonte; CATUNEANU, 2017). Segundo o mesmo autor o grau de amalgamação dos canais é o elemento chave na definição dos padrões de empilhamento em ambientes fluviais (Figura 15). A razão entre a quantidade de canais e os elementos de planície de inundação é resultante da interação entre três principais processos em

sistemas fluviais: taxa de agradação da planície de inundação, grau de confinamento do canal e a frequência de avulsão (Figura 16; CATUNEANU, 2017).

Com base nestes três fatores os padrões de empilhamento nestes sistemas podem ser subdivididos em duas categorias: padrão de empilhamento com alta amalgamação (dominado por canal) e padrão de empilhamento com baixa amalgamação (dominado por planície de inundação; CATUNEANU, 2017).

O padrão de empilhamento com alta amalgamação se desenvolve quando a razão canal/planície de inundação é alta (CATUNEANU, 2017). Segundo o mesmo autor, é promovido por baixas taxas de agradação da planície de inundação, canais não confinados e alta frequências de avulsão de canal. Já o padrão de empilhamento com baixa amalgamação possui razão canal/planície de inundação baixa (CATUNEANU, 2017). É promovido por altas taxas de agradação da planície de inundação, canais confinados e baixa frequências de avulsão do canal.

Figura 15 - Padrões de empilhamento relacionados a agradação e degradação em ambientes fluviais.

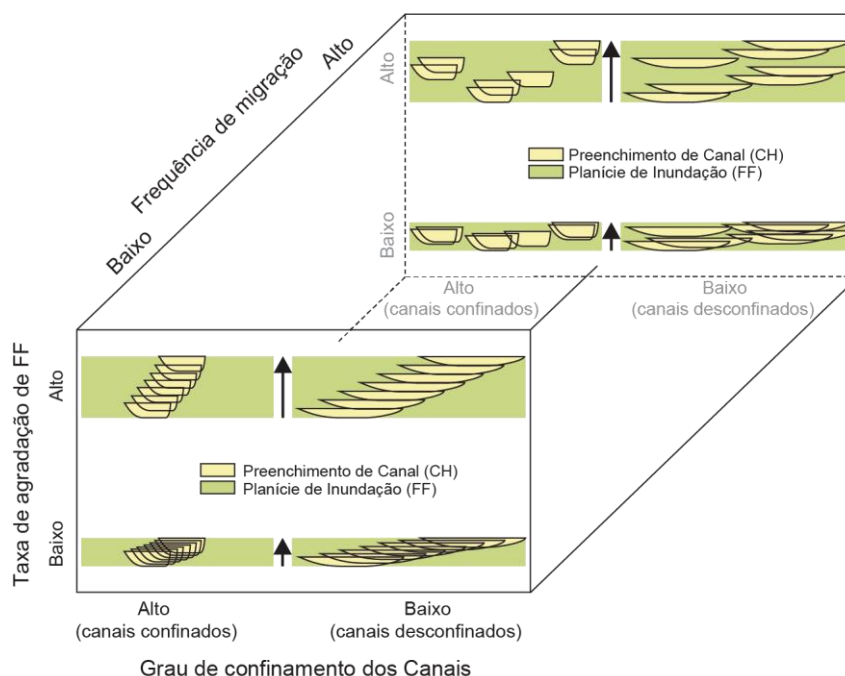


Fonte: modificado de Catuneanu (2017).

3.2.2. Unidades Estratigráficas

Unidades da estratigrafia de sequências são definidas por padrões de empilhamento estratal e superfícies limítrofes (CATUNEANU, 2006). A escala das unidades da estratigrafia de sequências é variável e determinada pelas características que controlam os padrões de empilhamento (CATUNEANU, 2017). A estratigrafia de sequências trabalha com três unidades principais, sendo elas: sequências, tratos de sistemas e parassequências (CATUNEANU et al., 2011).

Figura 16 - Padrões de empilhamento em sistemas fluviais definidos pela frequência de migração, taxa de agradação da planície de inundação (FF) e grau de confinamento dos canais (CH).



Fonte: modificado de Catuneanu (2017).

3.2.2.1. Sequências Estratigráficas

Uma sequência estratigráfica corresponde a um ciclo de mudanças nos padrões de empilhamento definido por superfícies estratigráficas recorrentes no registro geológico (CATUNEANU.; ZECCHIN., 2013). No domínio *dowstream*, as sequências estratigráficas podem ser divididas em sequências deposicionais, sequências genéticas e sequências transgressiva-regressiva (T-R; CATUNEANU, 2006). Uma sequência deposicional é delimitada por discordância subaéreas e/ou por suas conformidades correlativas (CATUNEANU, 2006). As sequências genéticas são aquelas limitadas pela superfície de inundação máxima (GALLOWAY, 1989). Por fim, as sequências Transgressivas – Regressivas (T-R) são sequências delimitadas por superfícies de regressão máxima (CATUNEANU et al., 2011, CATUNEANU, 2017).

3.2.2.2. Trato de Sistemas

Um trato de sistema corresponde a sucessões de estratos relacionados geneticamente delimitados por superfícies estratigráficas (CATUNEANU et al., 2011). Um trato de sistema pode ser entendido como um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos (BROWN JR.; FISHER, 1977). Os tratos de sistemas são definidos com base nos padrões de empilhamento, relações estratigráficas e superfícies limítrofes de uma sequência estratigráfica (CATUNEANU, 2006)

Os tratos de sistemas podem ser dependentes da trajetória da linha de costa (*downstream*) ou independentes destas variações (*upstream*; CATUNEANU, 2006). Os tratos de sistemas relacionados as variações da linha de costa podem ser subdivididos em trato de sistema de estágio de queda (FSST), trato de sistema de nível baixo (LST), trato de sistema transgressivo (TST), trato de sistema de nível alto (HSL) e trato de sistema regressivo (RST; Figura 17; CATUNEANU, 2006).

Um trato de sistema de estágio de queda (FSST) inclui todos os depósitos regressivos que se acumularam durante o período de queda do nível de base (CATUNEANU, 2006). Essa queda é evidente em exposições subaéreas de sedimentos durante a regressão forçada (CATUNEANU, 2006). É limitado na base pela superfície basal de regressão forçada ou pela superfície regressiva de erosão marinha (CATUNEANU, 2006). Esse trato de sistemas da origem a vales incisos e formação de solo nas áreas de interflúvio (paleossolo; CATUNEANU, 2006).

Tratos de sistema de nível baixo (LST) são definidos por padrões de empilhamento de regressão normal posterior a uma regressão forçada (CATUNEANU, 2006). A base destes tratos de sistemas é marcada por superfícies de discordância subaérea, ou por sua conformidade correlativa, e o seu topo é marcado por uma superfície de regressão máxima que antecede o trato transgressivo (CATUNEANU, 2006). Em sistemas fluviais o LST ocorre através de canais amalgamados, com baixa taxa de agradiação (Figura 17; CATUNEANU, 2006).

Os canais amalgamados podem ocorrer associados a paleossolos refletindo condições sindeposicionais de acomodação limitada para as planícies de inundação (CATUNEANU, 2006). Estes paleossolos podem apresentar características que indiquem a presença de umidade e imaturidade pedogenética (CATUNEANU, 2006).

Os tratos de sistemas transgressivos (TST) ocorrem quando a taxa de crescimento da acomodação supera a taxa de sedimentação da bacia (CATUNEANU, 2006). É definido por tratos de sistemas com padrão de empilhamento retrogradacional e limitados na base pela superfície de regressão máxima (CATUNEANU, 2006).

Em sistemas fluviais, os TST podem possuir grandes espessuras (Figura 17; CATUNEANU, 2006). Neste caso, a influência da maré é um importante condicionador dos depósitos e gera evidências no registro geológico como a diminuição na relação areia/lama e o aumento da sedimentação de elementos da planície de inundação (*overbank deposits*; CATUNEANU, 2006).

Um trato de sistema de nível alto (TSNA) inclui os depósitos progradacionais que se formam quando a taxa de deposição de sedimentos excede a taxa de aumento de acomodação durante os estágios tardios de subida do nível de base (CATUNEANU, 2006). São depósitos formados durante padrões de empilhamento de regressões normais e delimitados na base por superfícies de inundação máxima (CATUNEANU, 2006).

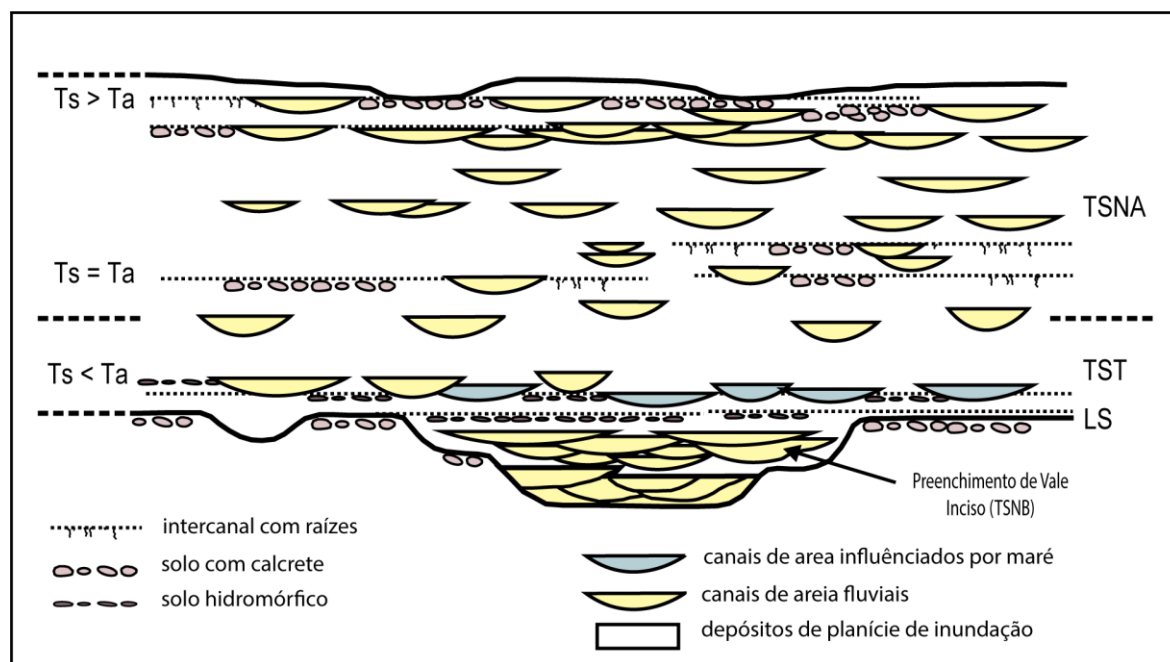
3.2.3. Superfícies Estratigráficas

Na estratigrafia de sequências, superfícies marcam as mudanças nos padrões de empilhamento das camadas e os limites de tratos de sistemas (CATUNEANU et al., 2011). Atualmente são utilizadas sete superfícies aplicadas a estratigrafia de sequências, e neste trabalho apenas três serão abordadas, sendo elas: discordância subaérea, superfície de inundação máxima e superfície de regressão máxima.

Discordância subaérea é aquela que se forma em condições em que os sedimentos são expostos a atividades de erosão subaérea, pedogênese, degradação por vento, dissolução e carstificação (CATUNEANU, 2006). Essas superfícies se formam durante regressões forçadas (CATUNEANU, 2006).

Superfície de inundação máxima é uma superfície estratigráfica que marca as mudanças no padrão de empilhamento, da transgressão para a regressão normal de nível alto (CATUNEANU, 2006). Por fim, as superfícies de regressão máxima são aquelas que marcam as mudanças no padrão de empilhamento das camadas entre a regressão normal de nível baixo e a transgressão (CATUNEANU et al., 2011).

Figura 17 - Tratos de sistemas e padrões de empilhamento em sistemas fluviais influenciados por variações da trajetória da linha de costa. Ts: taxa de sedimentação; Ta: taxa de acomodação; TSNB: trato de sistema de nível baixo; TST: trato de sistema transgressivo; TSNA: trato de sistema de nível alto.



Fonte: modificado de Catuneanu et al. (2011).

3.3 Fotoestratigrafia

Fotoestratigrafia é uma técnica de interpretação de fotografias para o estudo de sucessões estratigráficas (SGAVETTI, 1991). A fotoestratigrafia é baseada nos mesmos princípios da sismoestratigrafia e estratigrafia de sequências, permitindo a reconstrução de padrões cronoestratigráficos em dados de afloramento (SGAVETTI, 1991).

A sismoestratigrafia faz suas interpretações com base em dados sísmicos e nas configurações dos refletores e suas terminações (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977). Essas interpretações podem servir para análise de sequências estratigráficas, ambientes deposicionais e estimativas de litofácies (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977).

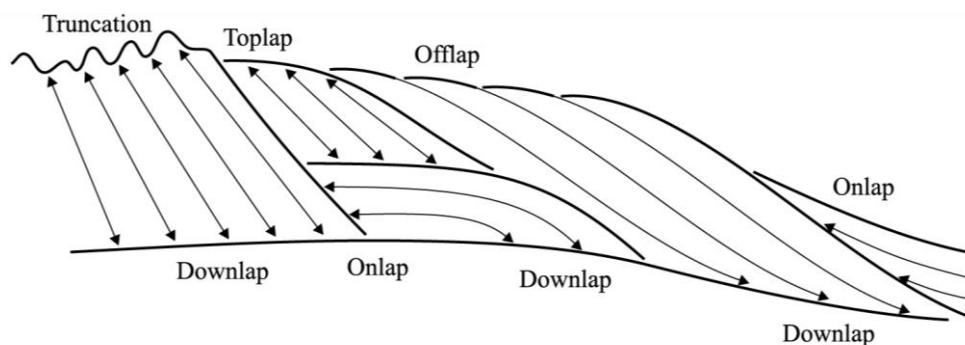
A unidade básica da sismoestratigrafia é uma sequência sísmica (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977). No dado sísmico, ela pode ser definida com base nos padrões de reflexão em sucessões relativamente concordantes e pode ser compreendida como uma sequência deposicional (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977).

O método de interpretação sísmica se baseia em duas etapas. A primeira consiste na análise de sequências estratigráficas que possuam pacotes de refletores concordantes, separadas por superfícies de descontinuidade (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977), a segunda na análise de fácies sísmicas, utilizando informações de configuração interna, continuidade, amplitude, frequência e velocidade intervalar (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977).

As terminações de refletores são os principais critérios para reconhecer um limite de sequência estratigráfica utilizando a sísmica (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977). Quando relacionadas a terminações no topo de outro refletor podem ser classificadas como *toplap* e truncamento erosivo (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977). Quando relacionadas a terminações contra a base de outro refletor podem ser denominadas como *onlaps*, *downlaps* e *baselaps* (Figura 18; MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977).

A descrição geométrica das fácies sísmicas compreende principalmente a análise da forma externa e da configuração interna (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977). Tanto os padrões da forma externa quanto a configuração interna possuem uma série de padrões que podem ser identificados e descritos (MITCHUM JR.; VAIL; SANGREE, 1977).

Figura 18 - Terminações de Refletores Sismoestratigrafia



Fonte: extraído de Mitchum Jr.; Vail; Sangree (1977).

A fotoestratigrafia tem como unidade básica as fotofácies (SGAVETTI, 1991). Estas fácies marcam diferentes padrões de configurações de horizontes de fotos, de maneira semelhante as configurações dos padrões de reflexão sísmica (SGAVETTI, 1991). Uma associação de fotofácies pode vir a determinar uma unidade de fotofácies, que representa um corpo de rocha mapeável e que pode ser interpretado em termos de configuração ambiental e processo deposicional (SGAVETTI, 1991) ou em sequências estratigráficas.

3.4 Modelos Virtuais de Afloramento (MVA)

A construção de modelos virtuais de afloramento é uma técnica de aquisição e processamento de dados que permite a reconstrução das rochas em meio digital. Estas ferramentas tem sido aplicadas em uma ampla variedade de áreas da geologia, como na geologia estrutural, estratigrafia, sedimentologia e modelagem de reservatórios (BISDOM et al., 2014; BISDOM; NICK; BERTOTTI, 2017; ELTOM et al., 2017; HOWELL; MARTINIUS; GOOD, 2014; LAPPONI et al., 2018; PEREZ; HODGETTS; REDFERN, 2015; PRINGLE et al., 2001; PRINGLE et al., 2006; SAVASTANO et al., 2016; TAVANI; CORRADETTI; BILLI, 2016; VOLLGGER; CRUDEN, 2016; WILSON et al. 2011). A construção destes modelos pode ser realizada através de duas maneiras. A primeira, amplamente utilizada nas últimas duas décadas é a do *Light Detection and Ranging* (LIDAR), ou *laser scanning* (PRINGLE et al., 2006, TAVANI et al., 2014). Esta técnica utiliza *scanners a laser*, posicionados em diferentes locais, distantes cerca de 1 km do afloramento, para obtenção de uma nuvem de pontos (PRINGLE et al., 2006). Estes equipamentos podem ser utilizados tanto em plataformas terrestres quanto em aeronaves (helicópteros).

Embora funcional, a técnica de construção de MVA através de LIDAR possui algumas limitações (CAWOOD et al., 2017). Entre elas, pode-se ressaltar o alto custo operacional e a necessidade de se ter um conhecimento avançado para processamento destes dados (CAWOOD et al., 2017, TAVANI et al., 2014).

Com o desenvolvimento da computação e das máquinas digitais, novas possibilidades começaram a surgir no âmbito dos MVA. A criação dos algoritmos *Structure From Motion* (SfM) tornou possível a utilização de fotografias terrestres e

aéreas para a construção dos modelos tridimensionais (CARRIVICK; SMITH; QUINCEY, 2016). Essa nova técnica permite uma geração rápida e de baixo custo de modelos de alta resolução (CASINI et al., 2016; CAWOOD et al., 2017; DE PAOR, 2016; TAVANI; CORRADETTI; BILLI, 2016; VOLLGER; CRUDEN, 2016).

Os algoritmos SfM utilizam dos mesmos princípios da restituição estereofotogramétrica (fotogrametria clássica; TAVANI et al., 2014), ou seja, a sobreposição de ao menos duas imagens do mesmo objeto, tiradas de pontos distintos (Figura 19). Segundo o mesmo autor, estes algoritmos funcionam através da detecção de pontos comuns em cada par de imagens e o reconhecimento dos parâmetros da câmera para cada foto. A visibilidade em 3D é possibilitada através do conhecimento da posição, orientação e distância focal das imagens, permitindo que qualquer ponto no espaço possa ser calculado com base nas suas coordenadas 2D (TAVANI et al. 2014).

A aquisição de aerofotografias, antes do advento dos VANTs, era realizada utilizando aeronaves equipadas com câmeras fotográficas tradicionais. Essas campanhas de coleta de dados geravam um grande empenho logístico e um custo relativamente alto. Os avanços tecnológicos e a popularização dos VANTs tornaram a aquisição de aerofotografias uma técnica acessível tanto pelo baixo custo, quanto pela portabilidade destes equipamentos (CAWOOD et al. 2017). Outro ponto favorável a utilização de VANTs é a capacidade de obter informações em locais pouco acessíveis, como em grandes exposições de rochas (penhascos, falésias e escarpas), auxiliando na análise geológica em locais que até então não podiam ser acessados (CAWOOD et al., 2017).

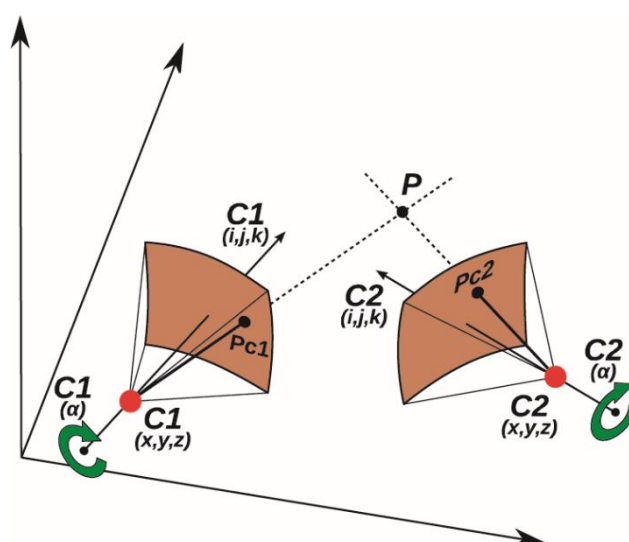
A qualidade dos MVA depende de uma série de fatores como a resolução da foto (qualidade da câmera, distância do objeto e contraste), taxa de sobreposição entre as fotos e pelas configurações de *hardware* e *software* usadas durante o processamento (VOLLGER; CRUDEN, 2016). A relação entre a resolução da foto e a distância do objeto de interesse determina o *Grounding Sample Distance* (GSD), que descreve a relação entre o tamanho de um pixel em unidades de terreno (cm ou mm). Quanto menor o GSD é, melhor é a qualidade do modelo (VOLLGER; CRUDEN, 2016).

A taxa de sobreposição entre as fotografias utilizadas para gerar os modelos virtuais de afloramento deve ser de no mínimo 60% entre fotos de diferentes linhas de

voo e 80% entre fotos da mesma linha de voo. A sobreposição desejada entre imagens de linhas de voo diferentes pode ser utilizada para calcular o espaçamento

Com base na velocidade de voo e na taxa de sobreposição entre fotos da mesma linha de voo pode ser calculado o intervalo de abertura do obturador (VOLLGER; CRUDEN, 2016). Já a taxa de sobreposição lateral, juntamente com a largura da foto (em pixel), pode ser usada para calcular o espaçamento entre cada linha de voo (VOLLGER; CRUDEN, 2016). Por fim, a qualidade dos computadores utilizados no processamento irá definir a resolução final dos modelos com base na qualidade dos dados obtidos nas campanhas de voo. Quanto melhor as capacidades de *hardware* da máquina, melhor poderão ser as configurações utilizadas para processamento.

Figura 19 - Representação gráfica dos parâmetros envolvidos na visualização estereoscópica. Considerando um objeto P, fotografado de duas câmeras (C1 e C2). A posição de P, nas duas fotos vai depender dos parâmetros da câmera (distância focal) e a sua orientação.



Fonte: modificado de Tavani et al. (2014).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A realização deste trabalho foi subdividida nas seguintes etapas: revisão bibliográfica, aquisição e processamento de aerofotografias para construção dos MVA, descrição e interpretação de fotofácies, análise estratigráfica e por fim a construção de modelos análogos de reservatório.

4.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada em conjunto com todas as etapas do trabalho. A busca por informações disponíveis na literatura abordou diversos temas. Entre eles pode-se destacar a geologia da Bacia Lusitânica, ambientes fluviais, estratigrafia de sequências, modelos virtuais de afloramento, análogos de afloramento e modelagem de reservatório.

4.2 Aquisição e processamento dos dados

A aquisição das fotografias aéreas foi realizada utilizando um Veículo Aéreo Não-Tripulado (VANT), da marca DJI, modelo Phantom 4. Este modelo possui câmera acoplada, com sensores do tipo *Complementary Metal-Oxide Semiconductor* (CMOS), de cerca de 11 mm, o que permite fotos em uma resolução de 12 megapixels (4000 x 3000) e tamanho de pixel de 1.55 x 1.55 μm . Possui lentes de 20 mm, equivalentes ao formato 35mm, distância focal de 3,61mm e um campo de visão de 94°.

A campanha de voo realizada para obter as aerofotografias foi realizada entre os dias 27 de abril e 5 de maio de 2018. Foram realizados 48 voos que cobriram uma extensão de 5 km de afloramentos entre o sul da praia de Consolação e o norte da Praia da Areia Branca. Ao todo, foram capturadas cerca de 20.000 fotos para cobrir toda a região. Desta extensão total, foram selecionadas cerca de 1,5 km de afloramentos, com 4.135 fotos.

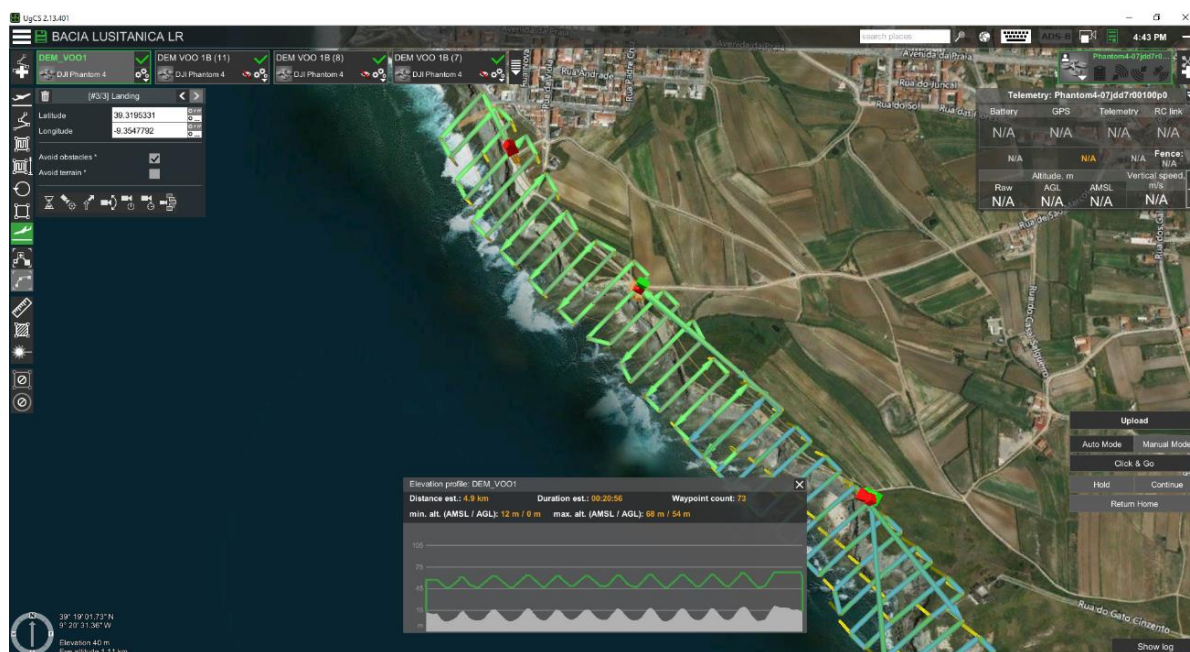
A área foi escolhida por possuir excelentes exposições fluviais, onde pode-se observar a geometria externa e configuração interna dos complexos de canais, assim como outros elementos arquiteturais importantes para caracterização de reservatórios. Algumas porções destes afloramentos já foram utilizados como análogos para reservatórios de petróleo da Formação Statfjord, no Mar do Norte (EKELAND, 2007; KEOGH et al. 2014; PEDERSEN, 2007; VISTE, 2008).

A aquisição das fotografias foi realizada através de duas etapas. A primeira compreendeu voos com elevação de 70 m a partir do nível do solo e com espaçamento de 50m entre as linhas. Esta aquisição foi planejada através do *software* UgCS (Figura 20) utilizando como base informações topográficas da *Shuttle Radar Topographic*

Mission (SRTM). O objetivo desta primeira campanha de voo foi obter um modelo digital de elevação (MDE) de maior resolução para o planejamento de uma segunda campanha de voo com menor altitude.

A segunda etapa de aquisição foi realizada utilizando como base o MDE gerado na campanha anterior. Foram planejados voos com espaçamento de 10 m entre as linhas de voo e altitude de 20 m.

Figura 20 - Interface do usuário e planejamento do voo no UgCS.



Fonte: autor.

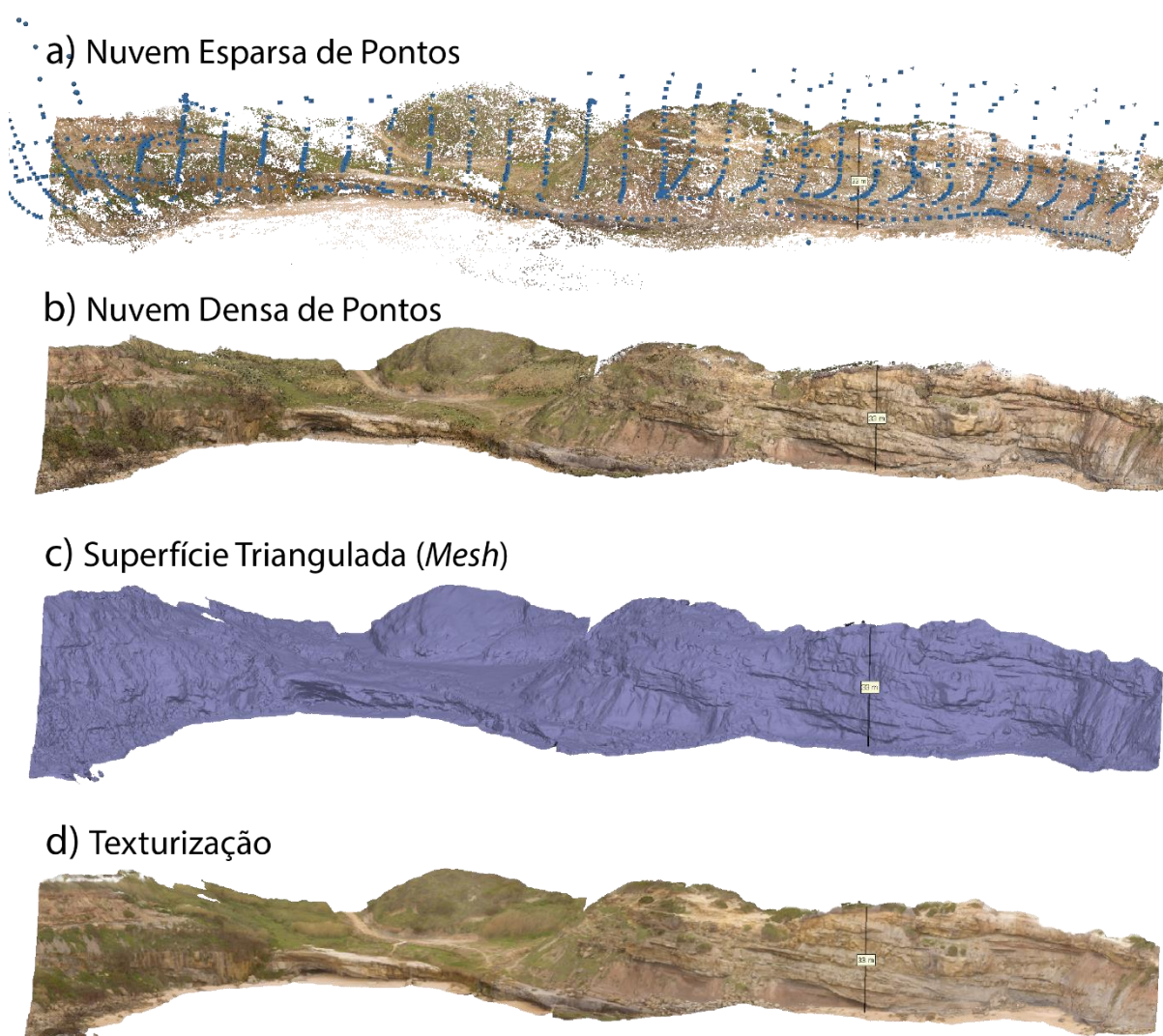
O processamento das aerofotografias foi realizado através do *software Agisoft Photoscan 1.4.2* que realiza suas operações com base no algoritmo *Structure From Motion* (SfM). O procedimento realizado neste programa seguiu os seguintes passos: alinhamento das fotos, construção da nuvem densa de pontos, geração da malha triangulada (*mesh*) e por fim texturização do modelo (Figura 21).

O alinhamento das fotografias e a geração da nuvem esparsa de pontos foi realizado em qualidade alta utilizando todas as fotos em um único grupo de processamento (*chunk*). A partir da nuvem esparsa de pontos o modelo foi subdividido em dez grupos visando diminuir o tempo de processamento nas demais etapas. Posteriormente foi realizada a construção da nuvem densa de pontos, utilizando qualidade média e o filtro de profundidade desativado. Com a nuvem densa de pontos é possível construir a superfície triangulada (*mesh*). A mesma foi gerada utilizando

qualidade alta e superfície arbitrária. Por fim, foi gerada a texturização do modelo com qualidade alta.

Os modelos gerados tiveram uma resolução média de 4mm/px (*Ground Sample Distance*). Com esses modelos foi possível construir ortofotomosaicos, com resolução média de 8mm/px.

Figura 21 – Etapas utilizadas no processamento dos modelos virtuais de afloramento da Praia de Vale Pombas, centro da área de estudo. Altura do afloramento (escala preta) de 30m.



Fonte: autor.

4.3 Interpretação geológica dos MVA e Ortofotomosaicos

A interpretação dos Modelos Virtuais de Afloramento (MVA) foi realizada utilizando os *softwares Agisoft Photoscan 1.4.2 e Move 2018.1*. A análise dos modelos foi realizada com o objetivo de definir e delimitar fotofácies, associações de fotofácies e padrões de empilhamento para posterior análise estratigráfica e construção de modelos de reservatório.

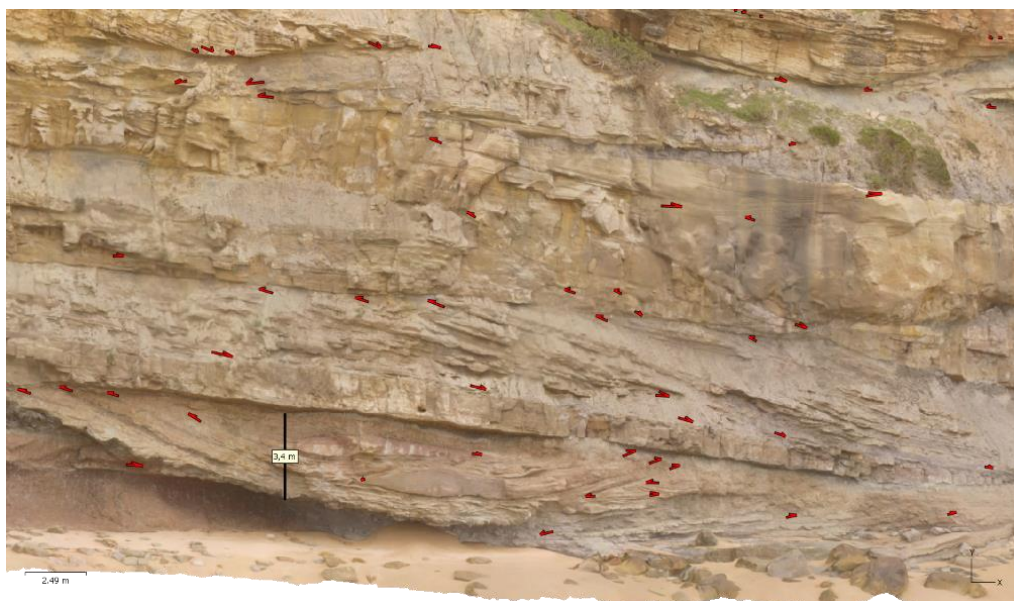
4.3.1. Análise de Fotofácies

A delimitação das fotofácies foi baseada nos mesmos princípios utilizados pela sismoestratigrafia para identificação de sismofácies, adicionado aos atributos de cor e textura do material fotográfico. Primeiramente foram identificadas as terminações de estratos ao longo dos modelos virtuais de afloramento com o objetivo definir padrões que pudessem ser utilizados para determinar diferentes configurações externas (Figura 22). Com base nestas geometrias, foram então observadas as configurações internas de cada um dos padrões geométricos, buscando identificar estruturas sedimentares, aspectos texturais observáveis nas fotografias e diferenças de coloração.

Para auxiliar no processo de identificação das fotofácies foram também utilizados dados de campo, referente a área de estudo, publicados anteriormente. Entre estes trabalhos, pode-se salientar os de Ekeland (2007), Pederson (2007) e Viste (2008). Estes trabalhos possuem descrições de fácies sedimentares e sucessões verticais de fácies que foram utilizadas a fim de comparação entre padrões de cor e texturais visíveis nas fotografias (Figura 23).

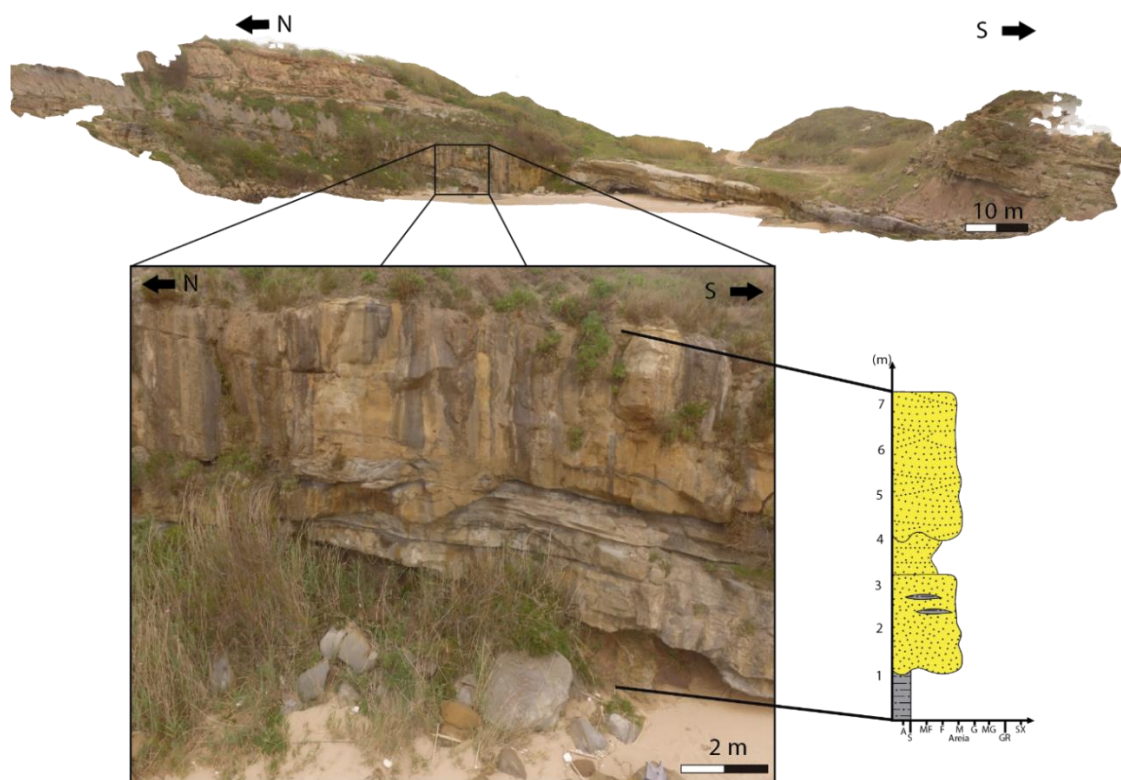
Afim de evitar ambiguidades na definição das colorações das fotofácies, foi utilizada para a descrição a tabela geológica de cores de Munsell (2009; Figura 24). Essa tabela possui diversos padrões de cor diferentes, onde é possível compara-las com as das rochas aflorantes. Cada cor possui um nome e um código permitindo a visualização da cor descrita.

Figura 22 - Terminações de estratos identificadas nos afloramentos.



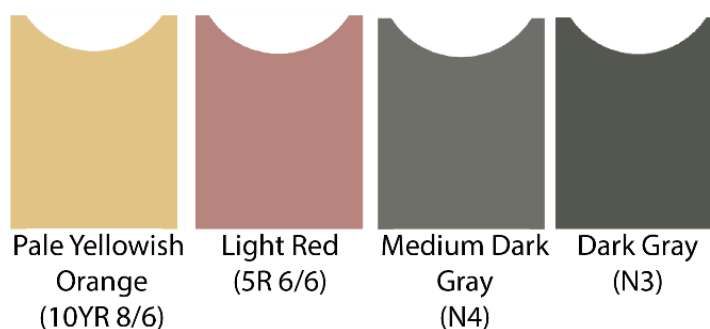
Fonte: autor.

Figura 23 - Seção vertical de fácies de porção da área de estudo obtida a partir de trabalhos anteriores.



Fonte: seção vertical de fácies modificada de Pedersen (2007).

Figura 24 – Padrões de cores utilizados neste trabalho para a descrição de fotofácies.



Fonte: modificado de Munsell (2009).

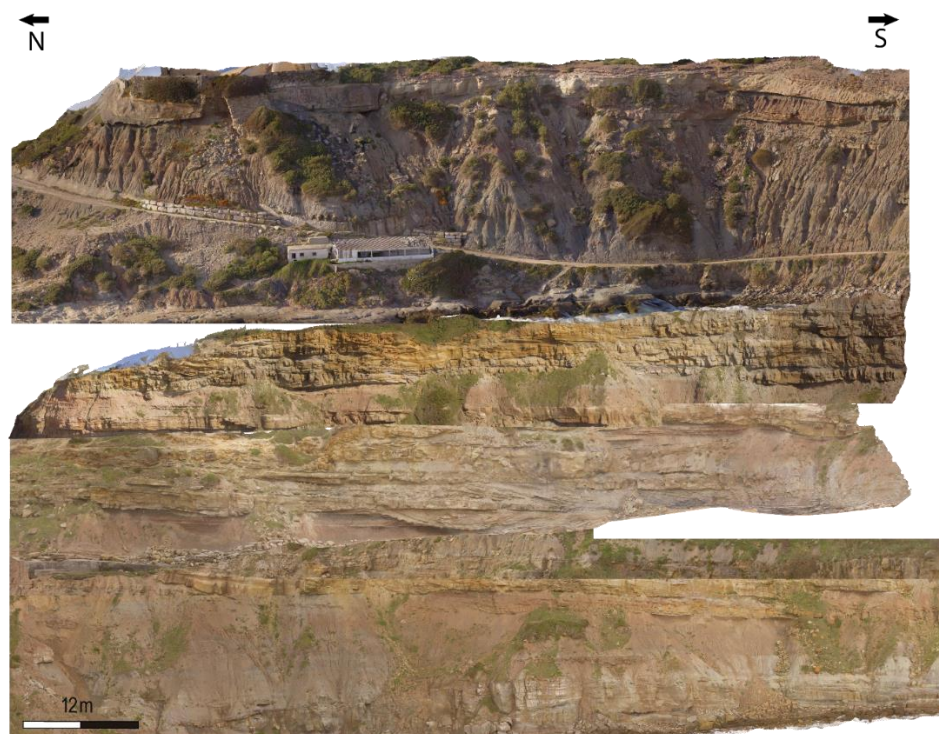
Após a identificação das fotofácies, foram então definidas associações de fácies. Essas associações são corpos compostos por fotofácies formadas pelo mesmo processo deposicional em um mesmo elemento arquitetural. Para cada associação de fácies foi realizada sua descrição e interpretação com base na geometria externa, configuração interna (cor, textura e estruturas), relações de tamanho (comprimento e espessura) e heterogeneidade internas. A nomenclatura utilizada para as associações de fácies foi baseada nos elementos arquiteturais descritos por Miall (1992).

4.3.2. Estratigrafia de Sequências

A análise estratigráfica compreendeu o empilhamento vertical das fotofácies ao longo da área de estudo, a definição dos padrões de empilhamento, interpretação de superfícies estratigráficas e tratos de sistemas, para então definição das sequências deposicionais. Também foi construída uma curva de taxa de acomodação, com base nas fácies interpretadas. Devido ao mergulho das camadas serem de cerca de 10° para sul, o empilhamento das fácies teve seu início no extremo norte da área de estudo.

Para a realização desta etapa foram utilizados cinco ortofotomosaicos da área. Estes ortofotomosaicos foram rotacionados visando corrigir o mergulho das camadas, tornando-as horizontais e tiveram suas escalas ajustadas para 1:600 cm. Com os ortofotomosaicos na mesma escala os mesmos foram empilhados para a construção da seção vertical de fotofácies (Figura 25). A partir da seção foram interpretados os padrões de empilhamento, as superfícies estratigráficas e os tratos de sistemas e então definidas as sequências estratigráficas.

Figura 25 - Ortofotomosaicos da área de estudo empilhados verticalmente para construção de sucessão vertical de fácies.



Fonte: autor.

4.3.3. Modelagem do Reservatório

O modelo de reservatório foi realizado através do *software MidlandValley Move 2018.1*. A construção deste modelo pode ser subdividida em quatro etapas principais: A) importação dos MVAs; B) digitalização das linhas de topo e base das camadas do modelo; C) confecção das superfícies de topo e base; D) confecção de modelos geocelulares (Figura 26).

Para auxiliar na elaboração do modelo análogo foram utilizados dados de largura média de canais, *crevasse splays* e planícies de inundação obtidos por Miall (2014). Também foram utilizadas as propriedades físicas do campo maduro de Statfjord localizado na porção *offshore* da Noruega, no mar do Norte (Tabela 2). O reservatório principal neste campo é a Formação Statfjord, que é composta por canais, depósitos de *crevasse splay*, planícies de inundação e paleossolo (Figura 27; NYSTUEN; FALT, 1995). Essa formação possui características muito semelhantes a Formação Lourinhã, que é frequentemente utilizada como análogo para estes

reservatórios (EKELAND, 2007; KEOGH et al., 2014; PEDERSON, 2007; VISTE, 2008).

Posteriormente a geração dos volumes geocelulares, foram atribuídos às células valores médios de porosidade e permeabilidade para cada associação de fácies. Esses valores foram baseados em elementos em comum com os descritos por Nystuen & Falt (1995) nos reservatórios fluviais do mar do Norte. Estes valores estão descritos na Tabela 2.

Tabela 2 - Dados de porosidade e permeabilidade de rochas reservatório da formação Statfjord, localizada no Mar do Norte (Noruega).

Associação de Fácies	Porosidade	Permeabilidade
Canais (CH)	22% - 25%	250 mD – 6000 mD
<i>Crevasse Splay</i> (CS)	12% - 15%	1 mD

Fonte: valores de porosidade e permeabilidade retirados de Nystuen & Fault (1995).

Figura 26 - Método utilizado para a construção de volumes geocelulares. Modelos Virtuais de Afloramento da Região da Praia de Vale Pombas.

A) Modelo Virtual de Afloramento



B) Digitalização de base e topo das camadas



C) Extrusão de superfícies (planos)

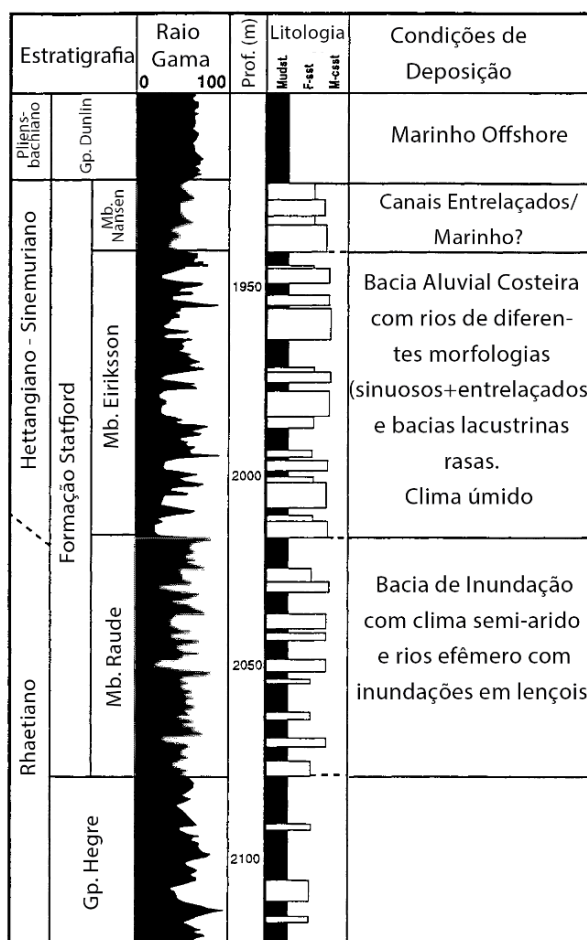


D) Criação de Volumes Geocelulares



Fonte: autor

Figura 27 – Coluna estratigráfica e de elementos arquiteturais da Formação Statfjord no campo maduro de mesmo nome no mar do norte.



Fonte: modificado de Nystuen & Fault (1995).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Através da aplicação do método descrito anteriormente, foram obtidos como resultados a análise das fotofácies e suas associações de fácies; a análise estratigráfica e o modelo de reservatório análogo.

5.1 Análise de Fotofácies

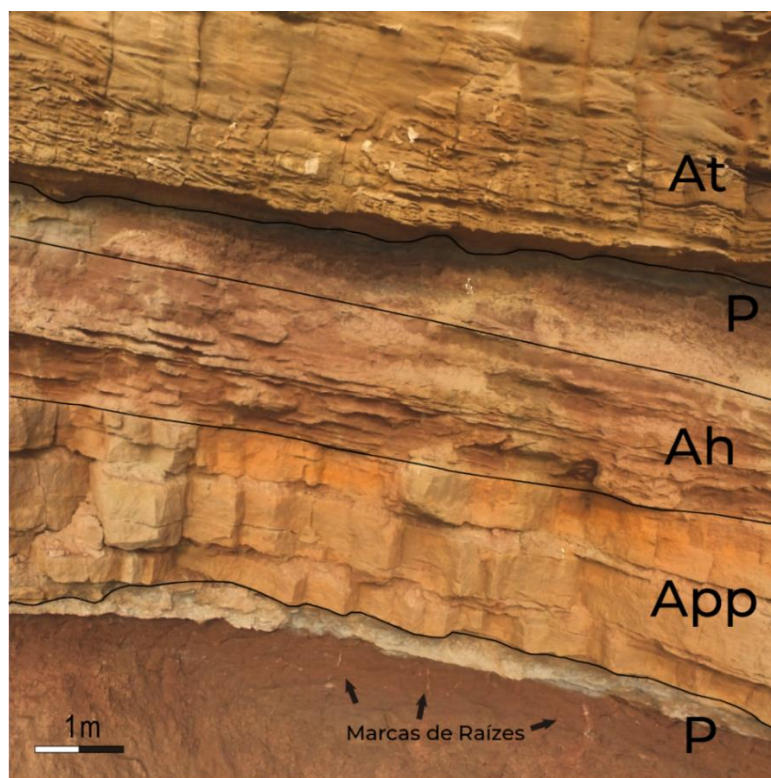
A análise faciológica permitiu o reconhecimento de oito fotofácies distintas (Tabela 3). As fácies foram definidas e delimitadas com base nas terminações de estratos, geometria externa e configuração interna (Figura 28, 29, 30).

Tabela 3 - Tabela de fotofácies definidas na área de estudo.

Código	Descrição
P	Rocha de cor <i>Ligh Red</i> (5R 6/6)* e <i>Medium Dark Gray</i> (N4)*. Em geral são corpos de geometria tabular com configuração interna marcada por laminações planoparalelas, caracterizadas por diferenças de coloração (composição). Por vezes apresenta uma estrutura aparentemente maciça. Apresenta grãos com textura variando, da base para o topo, de tamanho areia para tamanho silte/argila, indicando uma gradação textural normal. Ainda, é possível observar marcas de raízes próximo ao topo das camadas.
Lm	Lamitos de cor <i>Ligh Red</i> (5R 6/6)* e <i>Dark Gray</i> (N3)*, com pontuais zonas arenosas. Corpos de geometria tabular, com configuração interna aparentemente maciça, e por vezes com laminações plano-paralelas. São rochas friáveis, bem alteradas e frequentemente cobertas por vegetação.
App	Arenitos com estratificações plano-paralelas, de cor <i>Pale Yellowish Orange</i> (10YR 8/6)*. Apresenta geometria externa tabular ou sigmoidal. Suas superfícies basais por vezes são erosivas em outros casos planares. O topo é marcado por superfícies planares. A configuração interna é marcada por estratificações e laminações plano-paralelas.
At	Arenitos com estratificações cruzadas tabulares, de cor <i>Pale Yellowish Orange</i> (10YR 8/6)*. Apresenta geometria externa tabular, delimitada no topo e na base por superfícies planas. A configuração interna é marcada por estratificações cruzadas tabulares (planares), com tamanho variando de poucos centímetros até cerca de 2 metros. É notável a presença de grânulos e seixos dispersos na matriz ou em pontuais zonas concentradas.
Aac	Arenitos com estratificações cruzadas acanalanadas, de cor <i>Pale Yellowish Orange</i> (10YR 8/6)*. Apresenta pavimentos de grânulos (estruturas de escavação e preenchimento) e <i>ripples</i> em zonas pontuais. Pode apresentar forma externa tabular e sigmoidal. Quando sigmoidal, é marcada delimitada por superfícies erosivas na base.
Am	Arenitos aparentemente maciços, de cor <i>Pale Yellowish Orange</i> (10YR 8/6)*. Esses corpos apresentam geometria externa sigmoidal, em geral com zonas pouco espessas na porção <i>updip</i> e com aumento gradual da espessura em direção ao fim da camada <i>downdip</i> . A configuração interna destes corpos é aparentemente maciça. Nesta fotofácies é comum a ocorrência de lentes de materiais com textura fina (lamas), com cerca de 30 cm de espessura e até 3 metros de largura.
Ah	Arenitos heterolíticos com cor <i>Dark Gray</i> (N3)* e/ou <i>Ligh Red</i> (5R 6/6)*. A geometria externa destes corpos é aparentemente tabular, com topo e bordas marcados por superfícies erosivas. A configuração interna é formada por laminações e estratificações plano-paralelas e/ou estratificações cruzadas tabulares. Apresenta variações composicionais e texturais entre arenitos e lamitos.
Arp	Arenitos com <i>ripples</i> , de cor <i>Pale Yellowish Orange</i> (10YR 8/6)*. Apresenta geometria externa sigmoidal e/ou tabular. A configuração interna apresenta <i>ripples</i> em abundância como estrutura primária predominante. A rocha nesta fotofácies é formada predominantemente por grãos de areias, com ausência de grânulos e seixos.

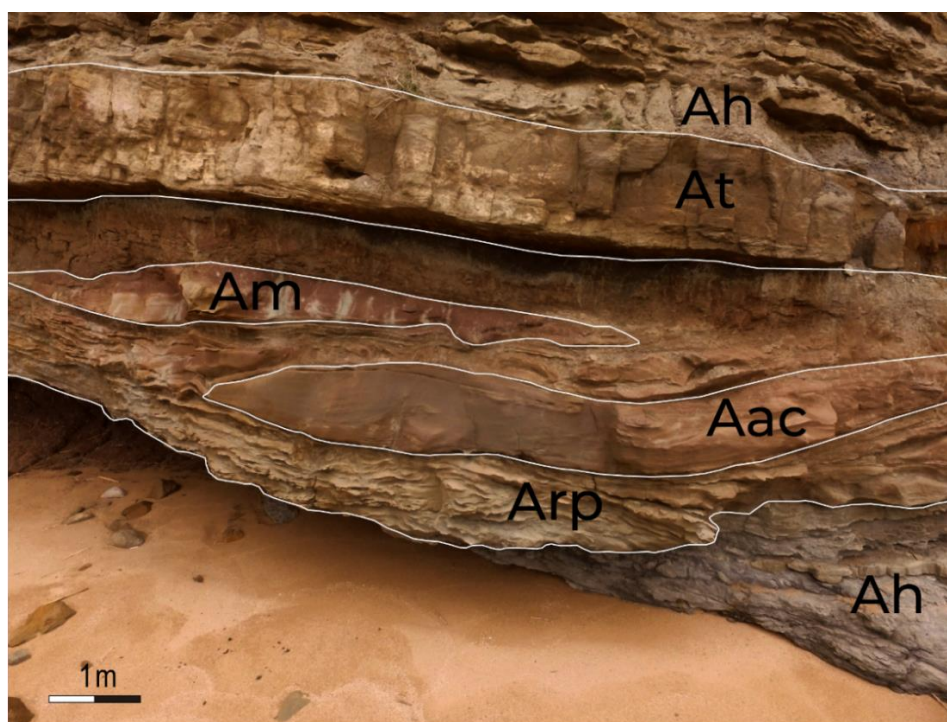
Fonte: autor, *com base na tabela de cores de Munsell (2009)

Figura 28 – Fácies Sedimentares At, P, Ah e App observadas na região dos Costões.



Fonte: autor.

Figura 29 - Fácies Sedimentares Ah, At, Am, Aac e Arp descritas na região da Praia de Vale Pombas.



Fonte: autor.

5.2 Associação de fotofácies

Com base nos padrões faciológicos foram definidas três associações de fotofácies, sendo elas Canais (CH), *Crevasse Splay* (CS) e Planícies de Inundação (FF).

5.2.1. Canais (CH)

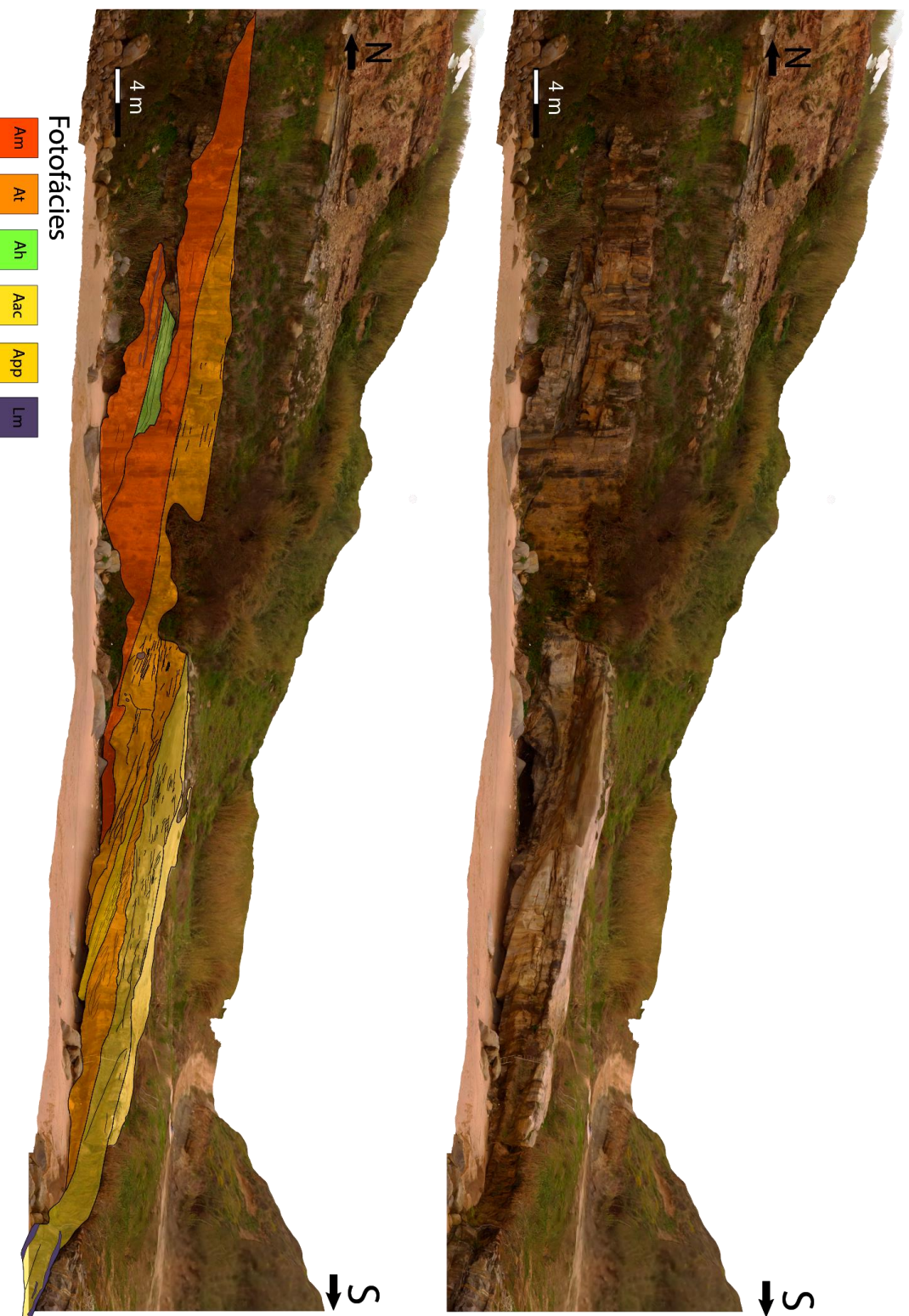
Os canais são formados pelo conjunto das fotofácies App, Am, At, Arp, Aac e Ah. Este conjunto pode vir a apresentar diminuição da granulometria em direção ao topo e pequenas lentes de grânulos e seixos na base. Apresenta geometria externa em geral sigmoidal e por vezes lenticular. Quando em cortes paralelos a direção do fluxo, esses corpos apresentam geometria tabular.

Essa associação de fácies é principalmente formada por complexos de canais amalgamados. Em algumas porções predomina a ocorrência de canais lateralmente estáveis, tanto multiepisódico (*multistory*) quanto de preenchimento simples (*single fill*; Figura 31).

A base destes depósitos é em geral marcada por superfícies erosivas, e no topo por superfícies planares. Apresentam alta concentração de grânulos nas porções basais dos depósitos, com aparente diminuição no tamanho de grão em direção ao topo, caracterizando uma gradação normal. Também ocorrem pequenos pavimentos de grânulos dispersos pelos depósitos e *drapes* de lama.

Com base na geometria das fácies e pela variação textural e estrutural dos corpos de areia, essa associação de fácies pode ser interpretada como depósitos de canais fluviais podendo estar associado a depósitos de acreção frontal e lateral. A gradação normal observada nestes depósitos pode ser explicada em barras de acreção lateral como episódios de inundação dos canais fluviais, fazendo com que essas estruturas recebam sedimentos mais finos nas porções do topo. O mesmo pode ser observado nas estruturas primárias, que em resposta a diminuição na energia do fluxo do rio, apresenta arenitos finos com *ripples* no topo das camadas

Figura 30 – Algumas fotofácies interpretadas em Modelo Virtual de Afloramento na Praia de Vale de Pombas



Fonte: autor

Figura 31 - Conjunto de canais fluviais multiepisódicos (CH) associados a planícies de inundação (FF) e depósitos de *Crevasse Splay* (CS). Ortofotomosaíco da porção norte da Praia de Vale Pombas.



Fonte: autor.

5.2.2. *Crevasse Splay* (CS)

Os depósitos de *Crevasse Splay* são constituídos pelas fácies App, Aac e At. Estes depósitos possuem configuração externa em formato de lobos ou lentes e estão circundados por depósitos de planície de inundação. Esses corpos podem possuir até 35m de comprimento e 4m de espessura (Figura 32).

Essa associação de fácies representa o extravasamento do canal fluvial em períodos de cheia, resultando no fluxo gravitacional intenso de sedimentos grossos (areias e grânulos) para as planícies de inundação, seguindo a declividade do dique marginal.

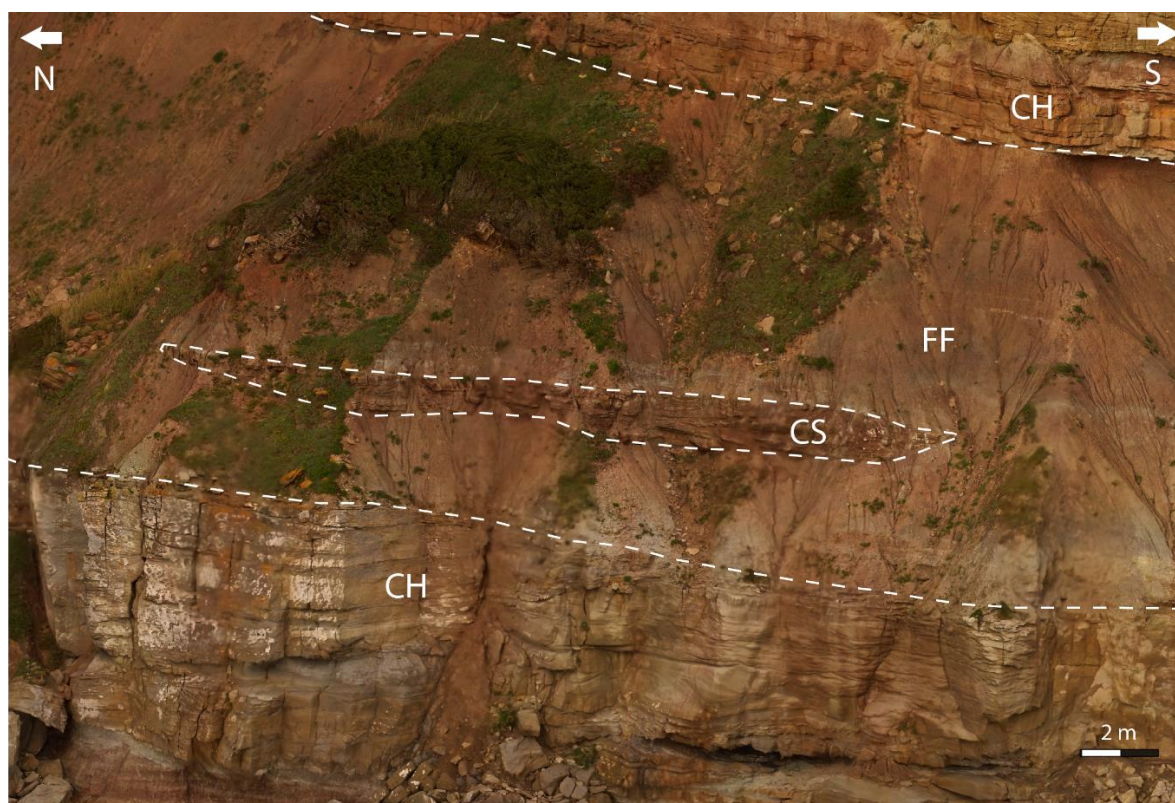
5.2.3. Planície de Inundação (FF)

A associação de fácies FF é formada predominantemente pelas fotofácies Lm e P, com algumas pontuais ocorrências de camadas arenosas com estratificações plano-paralelas (App) e arenitos heterolíticos (Ah). Essa associação de fácies em geral ocorre na base e no topo de canais fluviais muitas vezes englobando estes

depósitos (Figura 31 e 32). Possui poucas estruturas evidentes, e quando ocorrem em estão relacionadas aos sedimentos arenosos.

É a associação predominante na área de estudo, pode chegar a cerca de 40 metros de espessura apresentar afloramentos com continuidade lateral por mais de 1 km. Os sedimentos desta associação possuem cores *Light Red* (5R 6/6) e *Dark Grey* (N3), com base na tabela de Munsell (2009). Nas fácies de paleossolo (P), é possível notar mudanças na coloração devido à proximidade a canais fluviais, apresentando cor *Ligh Red* (5R 6/6) na base destas camadas, migrando para *Medium Dark Gray* (N4) quando mais próximas de componentes dos canais fluviais

Figura 32 - Depósito de *Crevasse Splay* (CS) inserido em área de planície de inundação. Ortofotomosaíco da região dos Costões, no norte da área de estudo.



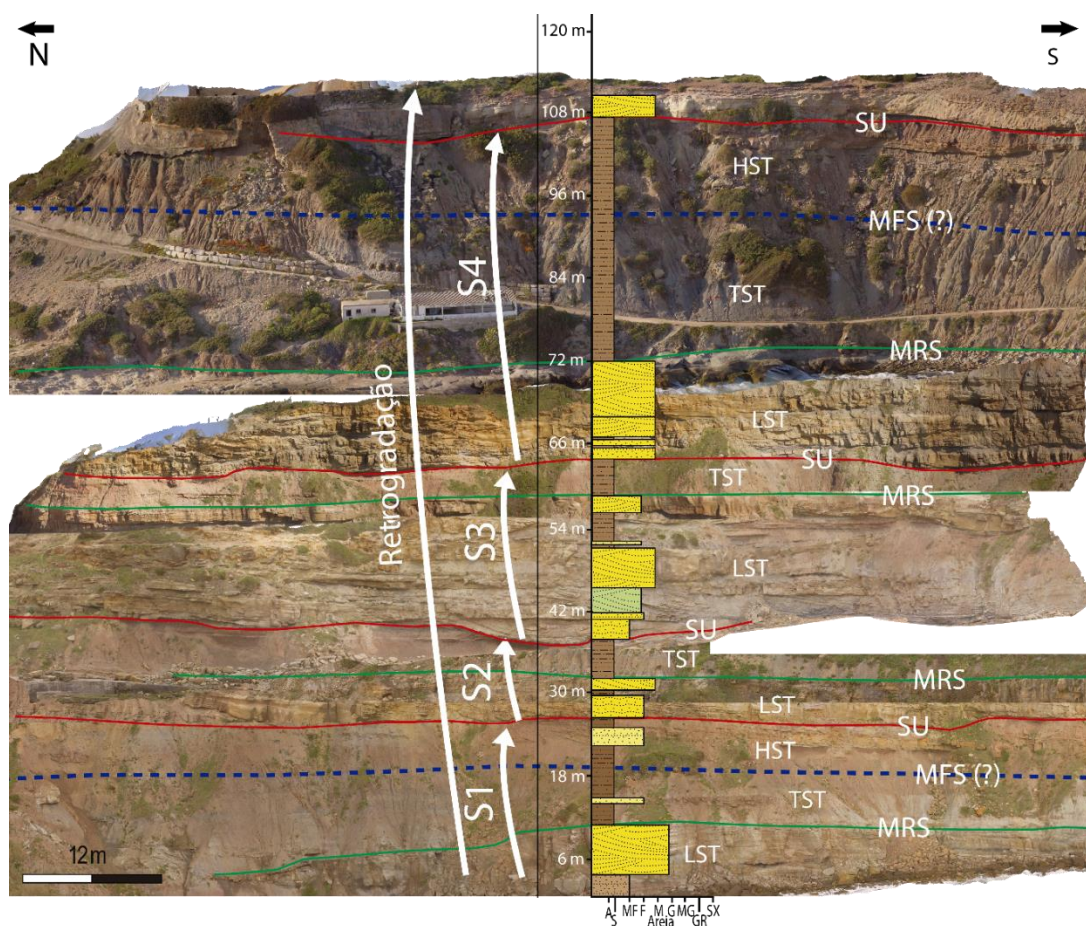
Fonte: autor.

Estes depósitos representam períodos de inundação dos canais fluviais, onde os sedimentos são transportados para zonas de mais baixa energia, e depositados através da precipitação de sedimentos em suspensão. A formação dos paleossolos ocorre quando a taxa de deposição é baixa, e o período de exposição subaéreo é alto, favorecendo o surgimento e o desenvolvimento de vegetação.

5.3 Estratigrafia de Sequências

A análise estratigráfica permitiu reconhecer quatro sequências deposicionais. Estas sequências apresentam um padrão de empilhamento retrogradacional (Figura 33).

Figura 33 – Interpretação de sequências deposicionais, superfícies estratigráficas e tratos de sistemas a partir do empilhamento vertical de ortofotomosaícos. Observar o espessamento relativo do TST, o que sugere um padrão retrogradacional para o conjunto de sequências identificado.

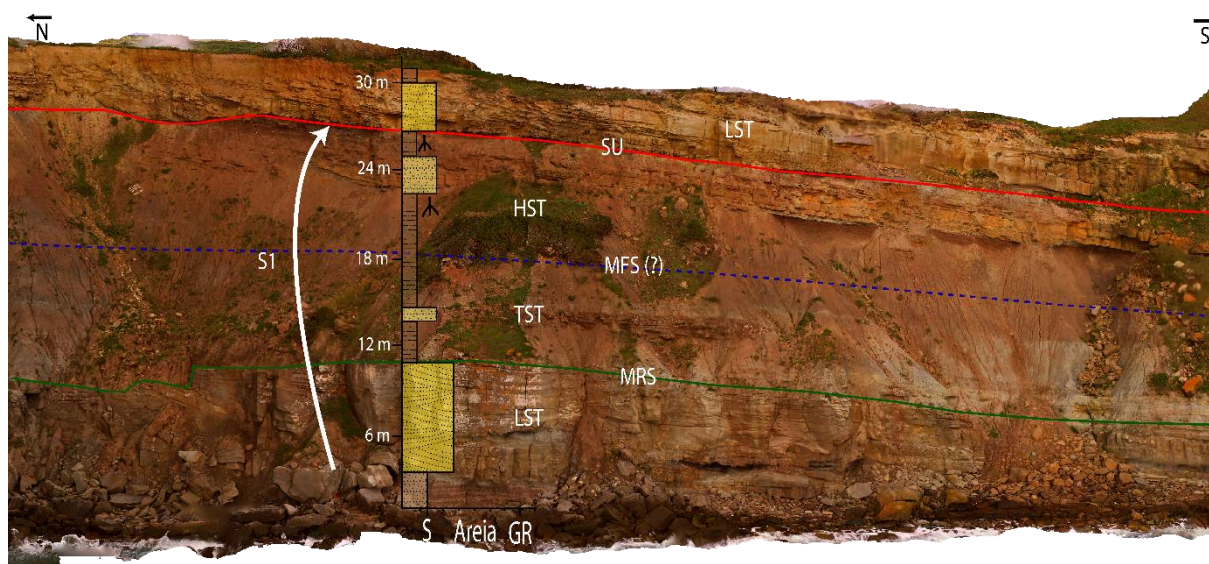


Fonte: autor.

As sequências deposicionais refletem variações nos padrões de empilhamento observados em escalas variando de 20 a 40 m (Figura 33 e 34). Os LST são determinados pela presença de canais fluviais sobrepostos a superfícies de discordância subaérea (SU). Essas superfícies apresentam paleossolos maduros com

marcas de raízes. Os canais podem apresentar gradação normal, indicando uma diminuição na energia do ambiente e aumento no espaço de acomodação.

Figura 34 - Sequência deposicionais típicas da área estudo delimitadas por superfícies de discordância subaérea.



Fonte: autor.

Nos LST, canais amalgamados indicam uma maior agradaciao do que progradação, respondendo a baixa taxa de criaçao de acomodação. Canais individuais ou avulsos são indicativos de um aumento na taxa de criaçao de acomodação, indicando a aproximação aos TST e aumento da agradaciao fluvial. Ao fim destes tratos pode-se identificar superfícies de regressão máxima (MRS).

Os tratos transgressivos apresentam espessura elevada e estão bem evidentes ao longo da área de estudo. Eles estão representados principalmente por depósitos de planícies de inundaçao. Canais isolados com influênciade maré, diagnosticados pela presença de *drapes* de lama e arenitos heterolíticos, e depósitos de *crevasse splay* também podem ocorrer nestes tratos. O fim dos tratos transgressivos é de difícil identificação, com superfície de inundaçao máxima pouco evidente devido a escala de detalhe possibilitada pelas fotografias.

Os HST apresentam em geral granulometria fina, com presença de canais pouco amalgamados. Assim como representado na Figura 19, são em geral muito pouco espessos e limitados no topo por discordâncias subaéreas, com a presença de paleossolos.

A última sequência deposicional identificada na região (S4) marca um aumento expressivo na espessura do TST. Nesta região, segundo Taylor et al. (2014), se encontra a delimitação entre os membros São Bernardino na base e Porto de Barças no topo. Esses membros são delimitados por uma superfície de concheiros não detectável na escala dos MVA.

Inserido nas sequências a cima descritas foi possível reconhecer ciclos de alta frequência (Figura 35). Estes são caracterizadas por mudanças no padrão de empilhamento estratal em uma escala entre 5 e 15 m.

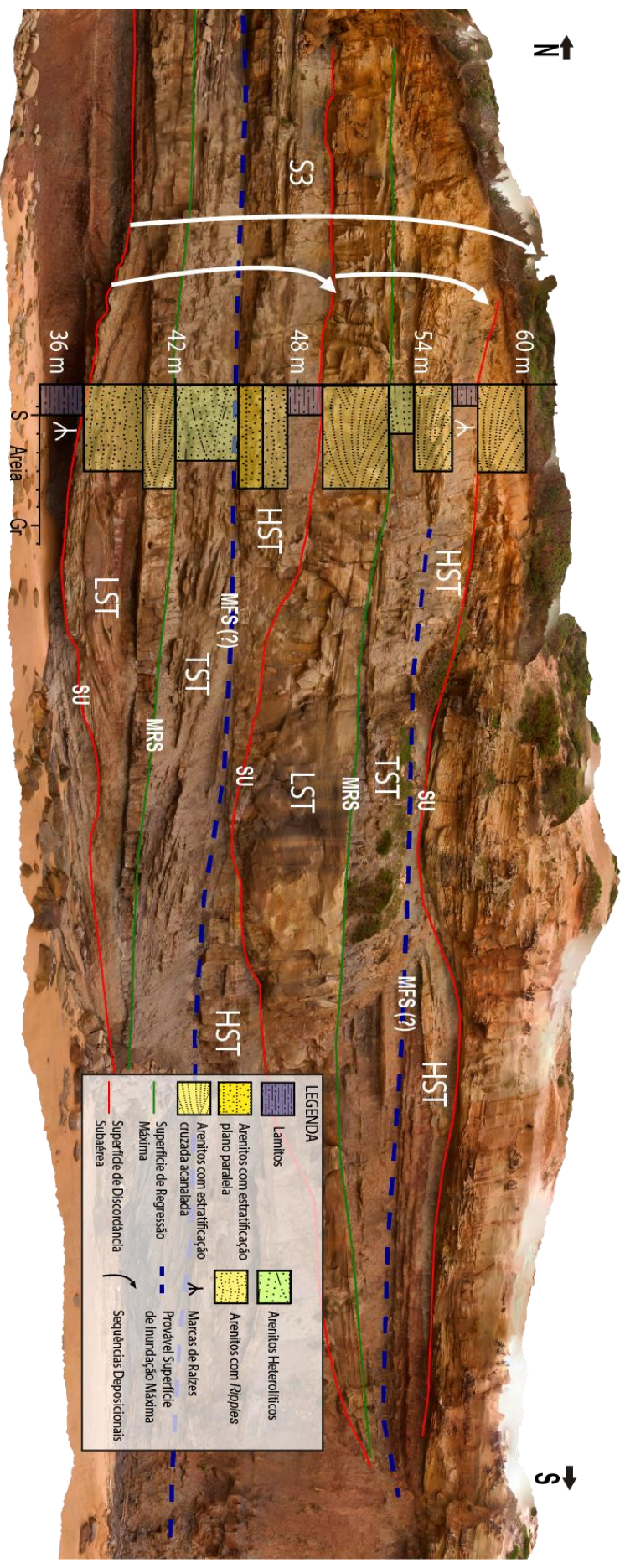
5.4 Modelo Análogo de Reservatório

O método utilizado para a construção dos modelos análogos de reservatório permitiu a construção de 23 volumes geocelulares representando a geometria de canais fluviais (Figura 36). Estes volumes retratam tanto canais de preenchimento simples quanto canais multiepisódicos e complexos amalgamados. Foram também construídos seis volumes geocelulares representando os depósitos de *crevasse splay* (Figura 36), que podem vir a ser bons reservatórios quando conectados a outros corpos arenosos. Tanto os canais, quanto os depósitos de *crevasse splay* estão frequentemente circundados por zonas não porosas de planícies de inundação.

A qualidade dos reservatórios, determinada principalmente pela conectividade, espessura, lateralidade, porosidade e permeabilidade dos corpos rochosos, apresentou relação direta com as oscilações nos ciclos estratigráficos. Canais próximos a base das sequências (início do LST) apresentaram alta conectividade, baixa heterogeneidade, com lentes pontuais de material permeável (textura fina; Figura 37). Estes corpos também possuíram as maiores espessuras, podendo chegar até 12 metros.

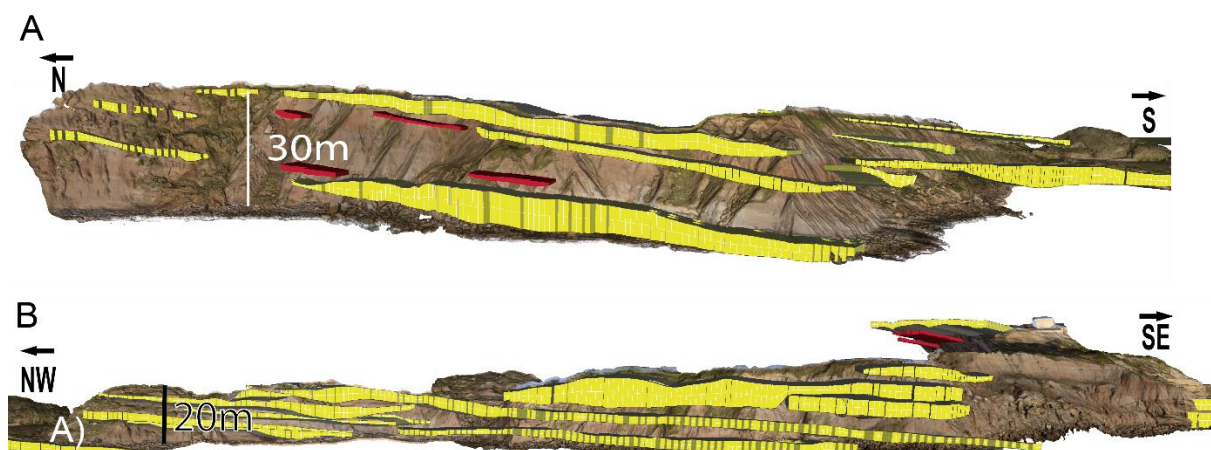
Canais próximos ao fim dos LST (Superfície de Regressão Máxima), apresentaram uma diminuição da conectividade, barreiras de permeabilidade vertical e maior heterogeneidade. Essa heterogeneidade ocorre na forma de camadas tabulares e lentes da fotofácies Lm.

Figura 35 - Interpretação de possíveis tratos de sistemas e seqüências deposicionais de alta frequência de porção aflorante localizada na região sul da praia de Vale Pombas.



Fonte: autor.

Figura 36 - Volumes geocelulares gerados para representar zonas de bons reservatórios (Canais em amarelo e *Crevasse Splay* em vermelho). Em A) porção norte da área (Costões e Praia de Vale de Pombas), em B) Centro-Sul da área (Praia de Vale de Pombas e Forte).



Fonte: autor.

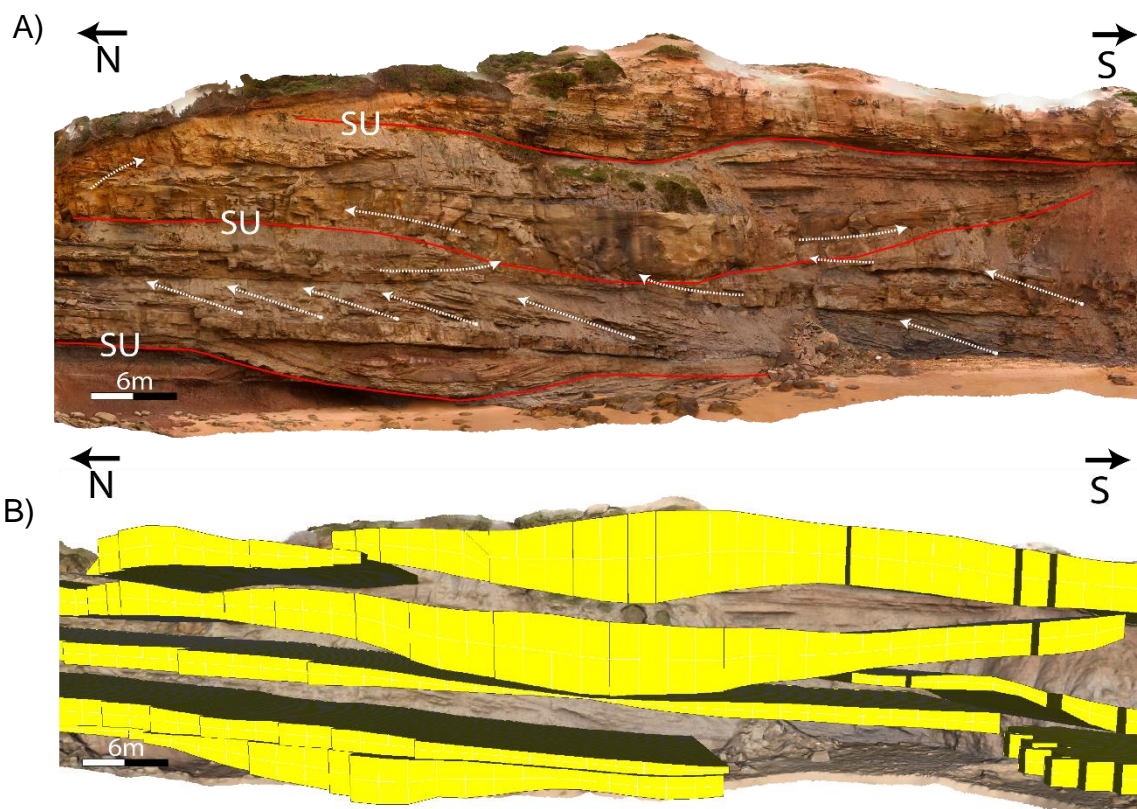
Os tratos transgressivos (TST) apresentam características selantes devido à sua granulometria fina. Quando espessos, estes tratos impedem a conexão entre diferentes canais, impossibilitando o escoamento (Figura 38). Em situações raras, esses depósitos podem servir como caminho de conexão vertical através da presença das associações de fácies CS ou pela presença das fácies Ah.

As sequências deposicionais de alta frequência refletem as variações internas entre os corpos arenosos (Figura 37). Tratos transgressivos associados a estas sequências frequentemente funcionam como barreira de permeabilidade e trabalham como um importante selante para o escoamento vertical dos fluídos (Figura 38). A presença de pequenos corpos lamosos inseridos nos LST nem sempre resulta em mudanças significativas no escoamento. Este fato se dá, muitas vezes devido a forma lenticular e pouco continua destas camadas, o que permite a ocorrência de caminhos de escoamento de fluídos.

As superfícies de discordância subaérea também são controles importantes na qualidade dos reservatórios. Vales incisos e superfícies erosivas podem vir a favorecer a conectividade entre diferentes canais (Figura 38). Estas superfícies podem vir a facilitar a conexão entre zonas de canais amalgamados de tratos de sistemas

diferentes melhorando a qualidade e o potencial de escoamento destes reservatórios (Figura 38).

Figura 37 - A) Caminhos de migração entre canais de diferentes LST em seqüências deposicionais. B) Volumes geocelulares de canais fluviais representando rochas reservatório.

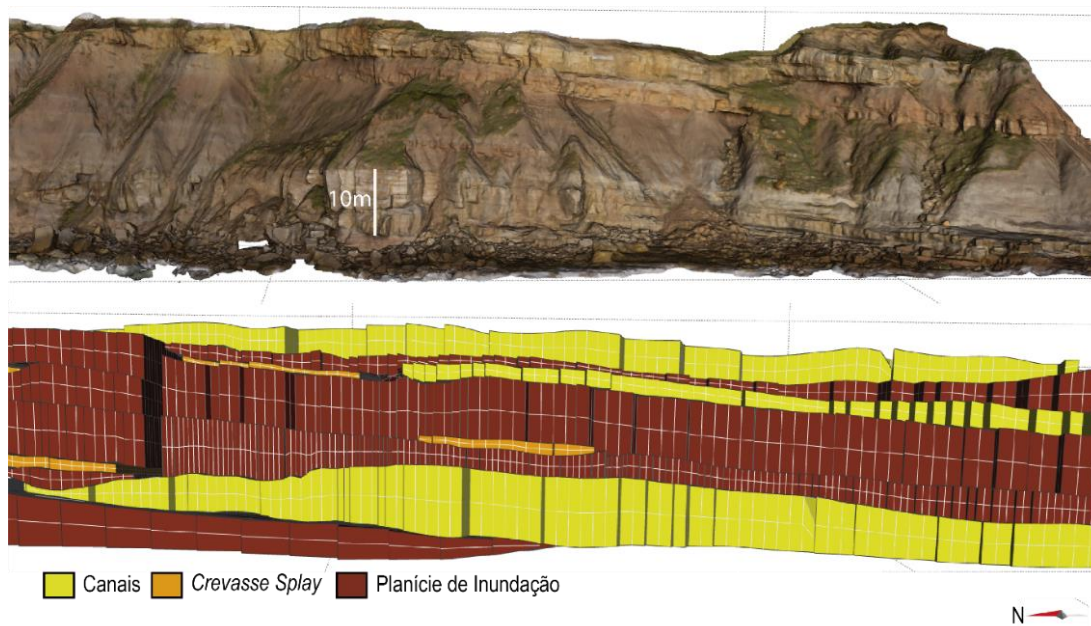


Fonte: autor

6. Considerações Finais

Os depósitos fluviais da Formação Lourinhã apresentam uma diversidade de fotofácies e associações de fotofácies que permitem uma análise detalhada dos seus processos de formação e de seus controles estratigráficos. A qualidade destas exposições em conjunto com os modelos virtuais de afloramento permite a utilização desta região como importante análogos de reservatório com capacidade de solucionar problemas de ausência de informação encontrados na indústria de óleo e gás.

Figura 38 - Canais fluviais e depósitos de *crevasse splay*, isolados por espessos depósitos de planícies de inundação.



Fonte: autor.

A realização deste trabalho possibilitou o reconhecimento oito fotofácies, três associações de fotofácies e quatro sequências deposicionais. Estas sequências podem vir a ser formadas por outras sequências de maior frequência, sendo necessária investigação em trabalhos futuros. Os modelos reservatórios permitiram o reconhecimento de 23 corpos rochosos com boas condições para armazenamento de hidrocarbonetos.

A interrelação entre os modelos de reservatório com as interpretações estratigráficas permitiu associar a qualidade dos reservatórios de petróleo com tratos de sistemas em depósitos fluviais.

Para trabalhos futuros, sugere-se a integração de modelos virtuais de afloramento, com dados de campo e de gamaespectrometria para maior correlação com dados reais de reservatórios de petróleo.

REFERÊNCIAS

AGISOFT PHOTOSCAN PROFESSIONAL, 2018

ALLEN, P.A.; ALLEN, J.R. **Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment**. Willey-Blackwell, Londres, 3 ed., 633 p., 2013.

ALPAY, O.A. A practical Approach to Defining Reservoir Heterogeneity. **Journal of Petroleum Technology**, v. 24, p. 841,848, 1972.

ALVES, T.M.; GAWTHORPE, R.L.; HUNT, D.W.; MONTEIRO, J.H. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). **Marine and Petroleum Geology**, v. 19, p. 727-754, 2002.

ALVES, T.M.; GAWTHORPE, R.L.; HUNT, D.W.; MONTEIRO, J.H. Post-Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (Western Iberian margin). **Basin Research**, v. 15, p. 227-249, 2003.

AGOSTA, F.; ALESSANDRONI, M.; ANTONELLINI, M.; TONDI, E.; GIORGIONI, M; From fractures to flow: A field-based quantitative analysis of and outcropping carbonate reservoir. **Tectonophysics**, v. 490, p. 197-213, 2010.

BISDOM, K.; GAUTHIER, B. D. M.; BERTOTTI, G.; HARDEBOL, N. J. Calibrating discrete fracture-network models with a carbonate three-dimensional outcrop fracture network: Implications for naturally fractured reservoir modeling. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 98, n. 7, p. 1351-1376, 2014.

BISDOM, K.; BERTOTTI, G.; HAMIDREZA M. N. The Impact of in-situ stress and outcrop-based fracture geometry on hydraulic aperture and upscale permeability in fractured reservoirs. **Tectonophysics**, v. 690, p. 64-75, 2016.

BISDOM, K.; NICK, H.M.; BERTOTTI, G. An integrated workflow for stress and flow modelling using outcrop-derived discrete fracture networks. **Computers & Geosciences**, v. 103, p. 21-35, 2017.

BOGGS, S. Principles of Sedimentology and stratigraphy, Nova Iorque, Pearson, 2014.

BROWN JR., L.F.; FISHER, W.L. Seismic stratigraphy interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: PAYTON, C.E. (ed.), **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 26, p. 213-248, 1977.

CARRIVICK, J.L.; SMITH, M.W.; QUINCEY, D.J. Structure from motion in geoscience. Nova Iorque, Willey – Blackwell, 2016.

CASINI, G.; HUNT, D.W.; MONSEN, E.; BOUNAIM, A. Fracture characterization and modeling from virtual outcrops. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 100, n. 1, p. 41-61, 2016.

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

CATUNEANU, O. et al. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. 92, p. 1-33, 2009.

CATUNEANU, O.; GALLOWAY, W.E.; KENDALL, C.G.S.C.; MIAL, A.D.; POSAMENTIER, H.W.; STRASSER, A.; TUCKER, M.E. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. **Newsletters on Stratigraphy**, v. 44/3, p. 173-245, 2011.

CATUNEANU, O.; ZECCHIN, M. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development. **Marine and Petroleum Geology**, v. 39, p. 26-38, 2013.

CATUNEANU, O. Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology. **Stratigraphy & Timescale**, v. 2, p. 1-57, 2017.

CAWOOD, A.; BOND, C.E.; HOWELL, J.A.; BUTLER, R.W.H.; TOTAKE, Y. LiDAR, UAV or compass-clinometer? Accuracy, coverage and the effects on structural models. **Journal of Structural Geology**, v. 98, p. 67-82, 2017.

DE PAOR, D. Virtual Rocks. **Geological Society of America Today**, v. 26, n.8, p. 4-11. 2016.

DOLSON, J. C.; BAHORICH, M.S.; TOBIN, R.C.; BEAUMONT, E.A.; TERLIKOSKI, L.J.; HENDRICKS, M.L; Exploring for Stratigraphic traps. In: BEAUMONT, E.A.; FOSTER, N.H. (org.) **Treatise of Petroleum Geology**, 1999.

EKELAND, A. Sedimentology and Geomodelling of Small Scale Fluvial Architecture from the Lourinha Fm., Central Portugal. Dissertação (Master in Petroleum Geology and Sedimentology) – Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, p. 1-96, 2007.

ELTOM, H.A, KUBUR, A.K., ABDULRAZIQ, A.M.; BABALOLA, L.O.; MAKKAWI, M.H; ABDULLATIF, O.M. Three-dimensional outcrop reservoir analog model: A case study of the Upper Khuff Formation oolitic carbonates, central Saudi Arabia. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 150, p. 115-127, 2017.

HARTKAMP-BAKKER, C.A.; DONSELAAR, M.E.; Permeability Patterns in Point Bar Deposits: Tertiary Loranca Basin, Central Spain. In: FLINT, S.S.; BRYANT, I.D. (Org). **The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrops Analogues**. 1993

HODGIN, J.E.; HARREL, D.R. The selection, application, and misapplication of reservoir analogs for the estimation of petroleum reserves. In: Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition, 2006, San Antonio. **Paper**. San Antonio: Society of Petroleum Engineers, 2006. p. 1-15, 2006.

HOWELL, J.A.; MARTINIUS, A.W.; GOOD, T.R. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. In: MARTINIUS, A.W.; HOWELL, J.A.; GOOD, T.R. (Org). **Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface**. Londres: Geological Society, 2014. p. 1-25.

JERVEY, M.T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), **Sea Level Changes—An Integrated Approach**, p. 47–69. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication 42, 1988

JORDAN, D.W.; PRYOR, W.A. Hierarchical Levels of Heterogeneity in a Mississippi River Meander Belt and Application to Reservoir Systems. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 76, n. 10, p. 1601-1624. 1992.

KEOGH, K.J.; LEARY, S.; MARTINIUS, A.W.; SCOTT, A.S.J.; RIORDAN, S.; VIESTE, I.; GOWNLAND, S.; TAYOR, A.M.; HOWELL, J.; Data capture for multiscale modelling of the Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal: and outcrop analogue for the Staffjord Group, Norwegian North Sea. In: MARTINIUS, A.W.; HOWELL, J.A.; GOOD, T.R. (Org). **Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface**. Geological Society, Londres, 2014, p.27-56.

LAPPONI, F.; CASINI, G.; SHARP, I.; BLENDINGER, W.; FERNÁNDEZ, N.; ROMAIRE, I.; HUNT, D. From outcrop to 3D modelling: a case study of a dolomitized carbonate reservoir, Zagros Mountains, Iran. **Petroleum Geoscience**, v. 17, p. 283-307, 2011.

LIPINSKI, C.J.; FRANSEEN E.K; GOLDSTEN, R.H. Reservoir analog model for oolite-microbialite sequences, Miocene terminal carbonate complex, Spain. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 97, n. 11, p. 2035-2057, 2013.

LOWE, D.R. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. **Sedimentology**, v. 35, p. 765-776, 1988.

MAFFUCCI, R.; BIGI, S.; CORRADO, S.; CHIODI, A.; DI PAOLO, L.; GIORDANO, G.; INVERNIZZI, C. Quality assessment of reservoirs by means of outcrop data and “discrete fracture network” models: The case history of Rosario de La Frontera (NW Argentina) geothermal system. **Tectonophysics**, v. 647-648, p. 112-131, 2015.

MARTINIUS, A.W.; GOWNLAND, S. Tide-influenced fluvial bedforms and tidal bore deposits (Late Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Western Portugal). **Sedimentology**, v. 58, p. 285-324, 2011.

MASSARO, L.; CORRADETTI, A.; VINCI, F.; TAVANI, S.; IANNACE, A.; PARENTE, M.; MAZZOLI, S.; Multiscale Fracture Analysis in a Reservoir-Scale Carbonate Platform Exposure (Sorrento Peninsula, Italy): Implications for Fluid Flow. **Geofluids**, v. 2018, p.1-10, 2018.

MATEUS, O.; MILÀN, J.; ROMANO, M.; WHYTE, M. A. New finds of stegosaur tracks from the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Portugal. **Acta Paleontologica Polonica**, v. 56 (3), p. 651-658, 2011.

MATEUS, O.; MANNION, P. D.; UPCHURCH, P. *Zby Atlanticus*, a new Turiasaurian Sauropod (Dinosauria, Eusauropoda) from the Late Jurassic of Portugal. **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 34 (3), p. 618-634, 2014.

MATEUS, O.; DINIS, J.; CUNHA, P. P. The Lourinhã Formation: the Upper Jurassic to Lowermost Cretaceous of the Lusitanian Basin, Portugal – landscapes where dinosaurs walked. **Ciências da Terra**, v.19, p. 75-97, 2017.

MIALL, A. Alluvial Deposits. In: JAMES, N.P.; DARLYMPE, R.W. (Org). **Facies Models**, v. 4, p. 105-137, 1992.

MIALL, A. Fluvial Depositional Systems, Nova Iorque, Springer, 2014.

MITCHUM, R.M; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C.E. (ed.), **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 26, p. 205-212, 1977.

MOVE™ **Midland Valley Exploration**, 2017

MUNSELL, **Geological Rock-Color Chart**, 2009

NYSTUEN, J.P.; FALT, L. Upper Triassic-Lower Jurassic reservoir rocks in the Tampen Spur area, Norwegian North Sea. **Norwegian Petroleum Society Conference**, p.135-179, 1991.

PEDERSEN, N. Geo-Modelling of Small Scale Fluvial Bedform Architecture from the Lourinhã Fm., Lusitanian Basin, Portugal. Dissertação (Mestrado em *Petroleum Geology and Sedimentology*) – Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, p. 1-107, 2007.

PEREZ, F.; HODGETTS, D.; REDFERN, J.; Integration of digital outcrop models (DOMs) and high-resolution sedimentology – workflow and implications for geological modelling: Oukaimeden Sandstone Formation, High Atlas (Morocco). **Petroleum Geoscience**, v. 16, p, 133-154, 2010.

PRANTER, M.J.; ELISSON, A.I.; COLE R.D; PATTERSON P.E. Analysis and modelling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 91, n. 7, p. 1025-1051, 2007.

PRINGLE, J.K.; CLARK, J.D.; WESTERMAN, A.R.; STANBROOK, D.A.; GARDINER; MORGAN, B.E.F. Virtual Outcrops: 3-D reservoir analogues. **Journal of the Virtual Explorer**, v. 4, p 1-6, 2001.

PRINGLE, J.K.; HOWELL, J.A.; HODGETTS, D.; WESTERMAN, A.R.; HODGSON, D.M. Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. **First Break**, v. 24, no. 3, p. 33-42, 2006.

RASMUSSEN, E.S.; LOMHOLT, S.; ANDERSEN, C.; VEJBAEK, O.V. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. **Tectonophysics**, v. 399, p. 199-225, 1998.

SAVASTANO, V.L.M.; SCHMITT, R.S.; ARAÚJO, M.N.C.; INOCÊNCIO, L.C. Rift brittle deformation of SE-Brazilian continental margin: Kinematic analysis of onshore structures relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin. **Journal of Structural Geology**, v. 94, p. 136-153, 2017.

SCHERER, C.M.S, Ambientes Fluviais. In: PEDREIRA DA SILVA, A.J.C.L.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. (Org) **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**, Beca-Ball, São Paulo, p. 103-131, 2008.

SELLEY, R. Applied Sedimentology. Londres, Academic Press, 1988.

SHEPHERD, M., Well patterns. In: SHEPHERD, M. (Org), **Oil field production geology**. American Association of Petroleum Geologists Memoir. v. 91, p. 239-240. 2009.

SIDLE, R.E; LEE, W.J. An Update on the Use of Reservoir Analogous for the Estimation of the Oil and Gas Reserves. In: Society of Petroleum Engineers Hydrocarbon Economics and Evaluation Symposium, 2010, Dallas. **Paper**. Dallas: Society of Petroleum Engineers, 2010, p. 1-9.

SGAVETTI, M. Photostratigraphy of ancient turbidite systems. In: WEIMER, P.; LINK, M.H. **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems** (Eds.). Springer, Nova Iorque, p. 107-126, 1991.

SLATT, R.M.; GALLOWAY, W.E. Geological Heterogeneities. In: MORTON-THOMPSON, D.; WOODS, A.M., **Development Geology Reference Manual**, AAPG Methods in Exploration Series, n. 10, p. 278-281., 1993.

SMITH, G.A. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. **Geological Society of America Bulletin**, v. 97, p. 1-10, 1986.

SUGUIO, K. Geologia Sedimentar, São Paulo. Edgard Blucher, 2003. v. 01. 2003.

TAVANI, S.; GRANADO, P; CORRADETTI, A.; GIRUNDO, M.; IANNACE, A.; ARBUÉS, P.; MUÑOZ, J.A.; MAZZOLI, S. Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran). **Computer & Geosciences**, v. 63, p. 44-53, 2014.

TAVANI, S.; CORRADETTI, A.; BILLI, A. High precision analysis of an embryonic extensional fault-related fold using 3D orthorectified virtual outcrops: The viewpoint

importance in structural geology. **Journal of Structural Geology**, v. 86, p.200-210, 2016.

TAYLOR, A.M.; GOWLAND, S.; LEARY, S.; KEOGH, K.J.; MARTINIUS, A.W. Stratigraphical correlation of the Late Jurassic Lourinhã Formation in the Consolação Sub-basin (Lusitanian Basin), Portugal. **Geological Journal**, v. 49, p. 143,164, 2014.

VAN WAGONER, J.C. MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D., Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. **American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series**, v. 7, 55 p., 1990.

VISTE, I. 3D Modelling and Simulation of Multi-Scale Heterogeneities in Fluvial Reservoir Analogues, Lourinhã Fm, Portugal: from Virtual Outcrops to Process-Oriented Models. *Dissertação (Mestrado em Petroleum Geology and Sedimentology)* – Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, p. 1-198, 2008.

VOLLGER, S. A.; CRUDEN, A.R. Mapping fold and fractures in basement and cover rocks using UAV photogrammetry, Cape Liptrap and Cape Paterson, Victoria, Australia. **Journal of Structural Geology**, v. 85, p. 168-187, 2016.

WEBER, K.J; How heterogeneity affects oil recovery. In: LAKE, L.W.; CARROLL, H.B.J., (Org), **Reservoir Characterization**, Academic Press, Orlando, p. 487-544, 1986.

WILSON, C. AYDIN, A. KARIMI-FARD, M.; DURLOFSKY, L.J.; SGY, A.; BRODSKY, E.E.; KREYLOS, O.; KELLOG, L.H. From outcrop to flow simulation: Constructing discrete fracture models from a LIDAR survey. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 95, n. 11, p. 1883-1905, 2011.