

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

ALBERTO MAXIMO GUAIANO

**ANÁLISE DE PARAMETROS DAS FORMAS DE LEITO EÓLICAS DA
FORMAÇÃO PEDRA PINTADA A PARTIR DE MODELOS VIRTUAIS DE
AFLORAMENTO (MVA)**

Caçapava do Sul

2024

ALBERTO MAXIMO GUAIANO

**ANÁLISE DE PARAMETROS DAS FORMAS DE LEITO EÓLICAS DA
FORMAÇÃO PEDRA PINTADA A PARTIR DE MODELOS VIRTUAIS DE
AFLORAMENTO (MVA)**

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. Ezequiel
Galvão de Souza

Coorientador: Nome do
Coorientador

**Caçapava do Sul
2024**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

G898a Guaiano, Alberto Maximo Guaiano

ANÁLISE DE PARAMETROS DAS FORMAS DE LEITO EÓLICAS DA
FORMAÇÃO PEDRA PINTADA A PARTIR DE MODELOS VIRTUAIS DE
AFLORAMENTO (MVA) / Alberto Maximo Guaiano Guaiano.

54 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2024.

"Orientação: Ezequiel Galvão de Souza Souza".

1. Modelos Virtuais de Afloramento (MVA). 2. Depósitos
Eólicos. 3. Afloramentos análogos. I. Título.

ALBERTO MAXIMO GUAIANO

**ANÁLISE DE PARAMETROS DAS FORMAS DE LEITO EÓLICAS DA
FORMAÇÃO PEDRA PINTADA A PARTIR DE MODELOS VIRTUAIS DE
AFLORAMENTO (MVA)**

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 12 de julho de 2024.

Banca examinadora:

Professor Dr. Ezequiel Galvão de Souza

Orientador

Universidade Federal do Pampa

Geóloga Dr^a. Sissa Kumaira

Universidade Federal do Pampa

Professor Dr. Ítalo Gomes Gonçalves

Universidade Federal do Pampa



Assinado eletronicamente por EZEQUIEL GALVAO DE SOUZA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR, em 17/07/2024, às 16:06, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por ITALO GOMES GONCALVES, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR, em 17/07/2024, às 17:04, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por SISSA KUMAIRA, GEOLOGO, em 18/07/2024, às 20:56, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador 1492119 e o código CRC 3BDF2E22.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a minha família por todo apoio durante estes anos de graduação e por todos os outros da minha vida, por serem minhas maiores referências e inspiração, sem vocês eu não seria nada.

Agradeço muito ao meu orientador Ezequiel Galvão por todos os ensinamentos, paciência e parceria durante todo esse tempo, por sempre me motivar e tentar extrair o melhor de mim, que esta parceria siga por muito tempo.

Aos meus amigos, que foram minha base e família durante estes anos em Caçapava, sem vocês nada disso teria sido possível. Sou grato pelos que conheci aqui e que levarei para o resto da minha vida, me tornaram parte da família de vocês quando eu estava longe da minha, vocês são meus irmãos e terão para sempre minha gratidão.

RESUMO

A expansão e disseminação da tecnologia digital de análise de superfície ampliou as possibilidades de estudos geológicos dos dados de campo, otimizando as descrições de afloramentos análogos e de suas propriedades. Na realização de trabalhos de campo, tais técnicas surgem como uma opção para contornar eventuais problemas relacionados com, por exemplo, clima, distância, acesso a área de interesse, recursos financeiros, disponibilidade de tempo, pessoal e transporte. Neste contexto, são apresentados os resultados obtidos com o uso do Modelo Virtual de Afloramento (MVA) para a interpretação estratigráfica e estrutural do afloramento eólico da Formação Pedra Pintada, pertencente a Bacia do Camaquã localizado na região de Santana da Boa Vista.

Afloramentos análogos são fontes de interesses de muitos estudos, pela sua excelente exposição e preservação. A utilização de afloramentos análogos a partir de dados de subsuperfícies visa solucionar os problemas de logística, pois através deles pode-se melhorar o entendimento da estrutura, geometria e distribuição fácies do depósito de interesse. Estudos de afloramentos análogos podem ser realizados com modelos computacionais (Modelos Virtuais de Afloramentos - MVA). O método permite a reconstrução da rocha em uma plataforma digital, permitindo a análise em perspectiva.

Com isto, este trabalho tem como objetivo a interpretação e descrição dos padrões sedimentares das formas de leito presentes na Formação Pedra Pintada, como direções de paleocorrente, análises de espessuras dos sets, determinar seus ângulos de cavalgamento, determinar e quantificar superfícies limítrofes utilizando dados de campo em conjunto com os modelos virtuais de afloramento (MVA). A partir destes dados e de estudos de outros autores, foi feito um estudo comparativo das medidas obtidas no trabalho com dados prévios, com a utilização de uma tabela e gráfico de dispersão criados, e sua função na compreensão do contexto tectônico em que a Bacia do Camaquã se insere.

Palavras-chave: Afloramentos análogos, Modelos Virtuais de Afloramento (MVA), Depósitos Eólicos.

ABSTRACT

The expansion and dissemination of digital surface analysis technology have significantly enhanced the possibilities for geological field data studies, optimizing the descriptions of analogous outcrops and their properties. These techniques provide a viable solution to overcome challenges related to climate, distance, access to areas of interest, financial resources, time availability, personnel, and transportation during fieldwork. This study presents the results obtained using the Virtual Outcrop Model (VOM) for the stratigraphic and structural interpretation of the aeolian outcrop of the Pedra Pintada Formation, located in the Santana da Boa Vista region.

Analogous outcrops are of great interest due to their excellent exposure and preservation. Using data from subsurface analogous outcrops addresses logistical issues, enhancing the understanding of the structure, geometry, and facies distribution of the target deposit. These studies can be conducted using computational models (Virtual Outcrop Models - MVA). This method allows for rock reconstruction in a digital platform, enabling perspective analysis.

The objective of this work is to interpret and describe the sedimentary patterns of the bedforms present in the Pedra Pintada Formation, such as paleocurrent directions, set thickness analyses, determining their climbing angles, and quantifying bounding surfaces using field data combined with virtual outcrop models (VOM). Based on these data and studies from other authors, a comparative study was conducted using a table and scatter plot created from the obtained measurements, contributing to the understanding of the tectonic context of the Camaquã Basin.

Key-Words: Analogous outcrops, Virtual Outcrop Models (MVA), Eolian Deposits.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	11
2 OBJETIVOS	12
3 JUSTIFICATIVA	12
4 AREA DE ESTUDO	13
4.1 GEOLOGIA REGIONAL	14
4.1.1 BACIA DO CAMAQUÃ	14
4.1.2 GRUPO MARICÁ	15
4.1.3 GRUPO BOM JARDIM.....	16
4.1.4 GRUPO SANTA BARBARA.....	16
4.1.5 GRUPO GUARITAS	17
4.1.6 FORMAÇÃO PEDRA PINTADA	18
4.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO CAMAQUÃ	19
5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
5.1 SISTEMAS EÓLICOS	19
5.2 FORMAS DE LEITO.....	21
5.2.1 MARCAS ONDULADAS.....	21
5.2.2 DUNAS E DRAAS	23
5.3 INTERDUNAS	24
5.4 LENÇÓIS DE AREIA	25
5.5 SUPERFÍCIES LIMÍTROFES	26
5.6 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS EÓLICOS.....	28
5.6.1 SISTEMAS EÓLICOS SECOS.....	29
5.6.2 SISTEMAS EOLICOS ÚMIDOS.....	29
5.6.3 SISTEMAS EÓLICOS ESTABILIZADOS.....	30
5.7 PRESERVAÇÃO DE SISTEMAS EÓLICOS	31
5.8 ANÁLISES DE PARAMETROS DE SISTEMAS EOLICOS	31

6.0 MATERIAIS E MÉTODOS	33
6.1 MODELO VIRTUAL DE AFLORAMENTO (MVA'S)	33
6.1.2 PARÂMETROS A SEREM ANALISADOS	34
6.1.2.1 ELEMENTOS ARQUITETURAIS.....	36
6.1.2.2 GEOMETRIA E PROPORÇÃO DE FACIES E ELEMENTOS ARQUITERURAS	37
6.1.2.3 SUPERFÍCIES	37
7.0 METODOLOGIA	38
7.1 PROCESSAMENTO DAS IMAGENS AÉREAS PARA GERAÇÃO DOS MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO (MVA'S)	38
7.2 AGISOFT METASHAPE	38
7.2.1 O PROCESSO DE CRIAÇÃO DE MODELOS TRIDIMENSIONAIS NO AGISOFT METASHAPE	39
7.3 O CLOUDCOMPARE V2.12.....	41
7.3.1 OBTENDO MEDIDAS COM O CLOUDCOMPARE V2.12.....	42
7.4 TABELA DE RESULTADOS E GRÁFICO DE DISPERSÃO	43
8.0 RESULTADOS	43
8.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	43
8.1.1 SUPERFÍCIES	44
8.1.2 ESPESSURA DE SETS	44
8.1.3 ANGULOS DE CAVALGAMENTO.....	45
8.1.4 COMPRIMENTO DE ONDA.....	45
8.1.5 RELAÇÃO ENTRE COMPRIMENTO DE ONDA E ESPESSURA DE SET	46
9.0 DISCUSSÃO	47
10.0 CONCLUSÕES:.....	49
11.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

1 INTRODUÇÃO

Uma Bacia sedimentar é uma depressão que pode acomodar sedimentos de um determinado tamanho, onde essa acumulação de sedimentos pode ser preservada durante o tempo geológico (Einsele, 2000; Miall, 200; Leeder, 2011; Allen and Allen, 2013). Bacias Sedimentares podem ser diferenciadas uma das outras conforme sua composição, seus mecanismos de formação, tamanho, morfologia, entre outros aspectos. A subsidência de bacias sedimentares ativas fornece o mecanismo mais obvio para a geração de um grande volume de espaço dentro do qual a acumulação de longo prazo de depósitos eólicos pode ocorrer. A sequência de um depósito sedimentar no registro geológico requer uma baixa influencia erosiva.

A Formação Pedra Pintada, localizada na Bacia do Camaquã, é uma unidade cambriana originada pela deposição de sistemas eólicos úmidos e secos (Paim & Scherer, 2003; Paim & Scherer, 2007, Martins Soares, 2019). Afloram através de serras extensas lateralmente e morros testemunhos, com excelente exposição e podendo ser vista tanto em seções verticais e horizontais dos depósitos. Assim, sendo uma área que possibilita estudos sedimentológicos detalhados sobre a dinâmica eólica em um contexto pré-vegetação, principalmente sobre o comportamento das dunas e seu padrão deposicional. Essas características fazem da Formação Pedra Pintada uma ótima área de estudo de reservatório análogo, seu nível de preservação oferece as condições perfeitas para o modelamento de imagem 3D.

A heterogeneidade e geometria desses depósitos, compreensível a partir da excelente exposição vertical e lateral dos mesmos, facilitam a utilização do método de model virtual de afloramentos (MVA's). Este método permite a reconstrução das rochas em plataforma digital, possibilitando a análise em perspectiva das mesmas (TAVANI, CORRADETTI & BILLI, 2016). Esses modelos tridimensionais não são aplicados apenas em modelagem de reservatórios, mas também em diversas outras áreas da geociência, para análises estratigráficas, estruturais, sedimentologias, mapeamento geológico, entre outras. Assim, o presente trabalho tem como objetivo caracterizar os parâmetros das formas de leito eólicas da Formação Pedra Pintada

através de uma análise quantitativa a partir dos MVAs adquiridos na região de Santana da Boa Vista.

2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal a análise quantitativa dos parâmetros das formas de leito eólicas da Formação Pedra Pintada. Para a realização do trabalho, os objetivos a serem cumpridos são:

- Análise de espessura dos *sets*
- Determinar os ângulos de cavalgamento e superfícies
- Interpretar os MVA's da área de estudo
- Análise de fácies/fotofácies e associações de fácies através de dados de campo e MVA's

3 JUSTIFICATIVA

A análise de afloramentos análogos é uma técnica muito utilizada como fonte de dados auxiliares para a caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos ou aquíferos, podendo ser aplicada em situações em que a informação é escassa, por exemplo, devido à escala de observações dos métodos diretos ou indiretos utilizados (McCaffrey et al., 2005; Howell et al., 2014).

Depósitos sedimentares flúvio-eólicos são conhecidos como ótimos reservatórios de água e hidrocarbonetos, devido a suas propriedades de alta porosidade e permeabilidade. Esses tipos de depósitos apresentam uma arquitetura muito complexa, pelo fato de cada camada apresentar um padrão deposicional particular, assim, apresentando taxas de variação tanto vertical quanto lateral, assim, gerando heterogeneidades nos reservatórios.

Para afloramentos análogos de reservatório, é importante que a área seja de fácil acesso e que tenha excelente exposição (de preferência 3D), com tamanho suficiente e geologicamente comparável ao objeto de estudo (Pringle et al., 2006; Bertotti et al., 2007). Estes afloramentos geralmente são estudados da forma tradicional, que envolve ida a campo ou de forma alternativa, utilizando modelos

digitais, como o utilizado no atual trabalho, o Modelo Virtual de Afloramento (MVA). Este modelo serve para representar tridimensionalmente a superfície do afloramento, sendo assim uma ferramenta auxiliar dentro do mapeamento geológico.

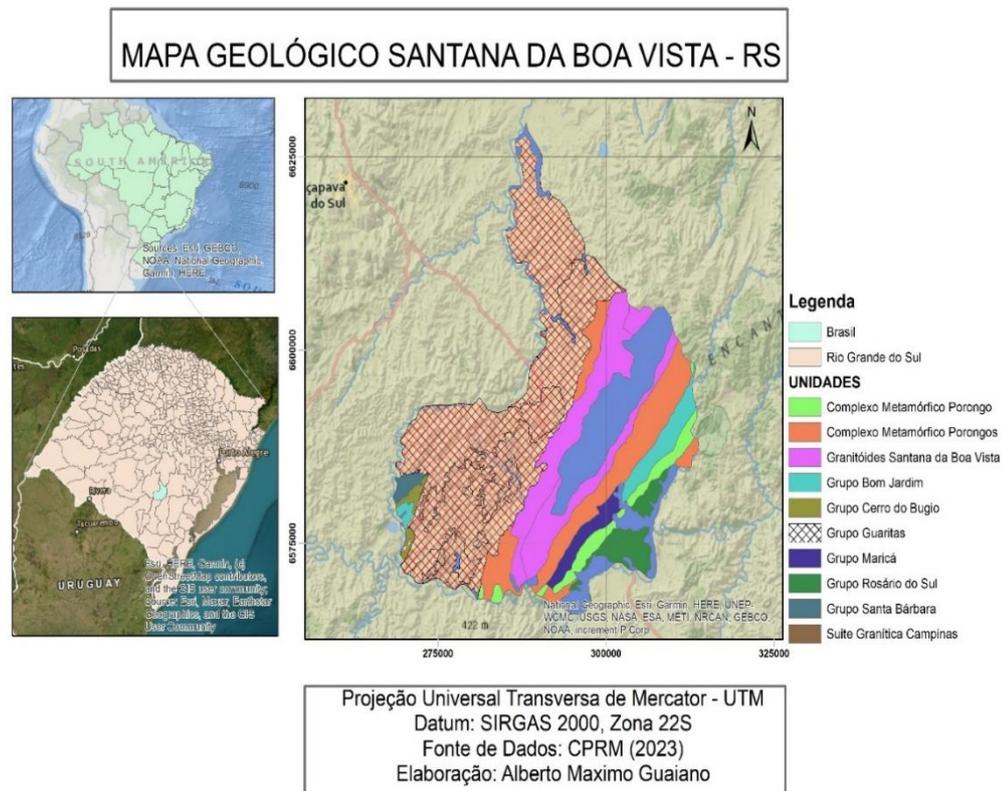
A Formação Pedra Pintada foi escolhida para a realização do estudo em função de sua localidade ser de fácil acesso e em questão da sua ótima exposição e continuidade lateral, outro fator importante é a falta de cobertura vegetal na área, que facilitam a obtenção de dados tanto em campo quanto de forma digital através das imagens obtidas.

4 AREA DE ESTUDO

A Formação Pedra Pintada é um conjunto de rochas sedimentares que se localiza no estado do Rio Grande do Sul, no sul do Brasil. Essa formação geológica é conhecida por suas belas formações rochosas e estruturas bem preservadas.

A Formação Pedra Pintada está localizada na região no município de Santana da Boa Vista - RS, que fica a cerca de 240 km de Porto Alegre, a capital do estado. A área de estudo está inserida na região da Serra do Apertado. A localização, a partir de Porto Alegre, se dá por meio da BR-290, tomando a BR-392 para Sudeste, onde segue até o entroncamento com a RS-625, em uma estrada não pavimentada seguindo por cerca de 11 km em direção a sudoeste.

Figura 1: Mapa de Localização Pedra Pintada.



Fonte: Autor.

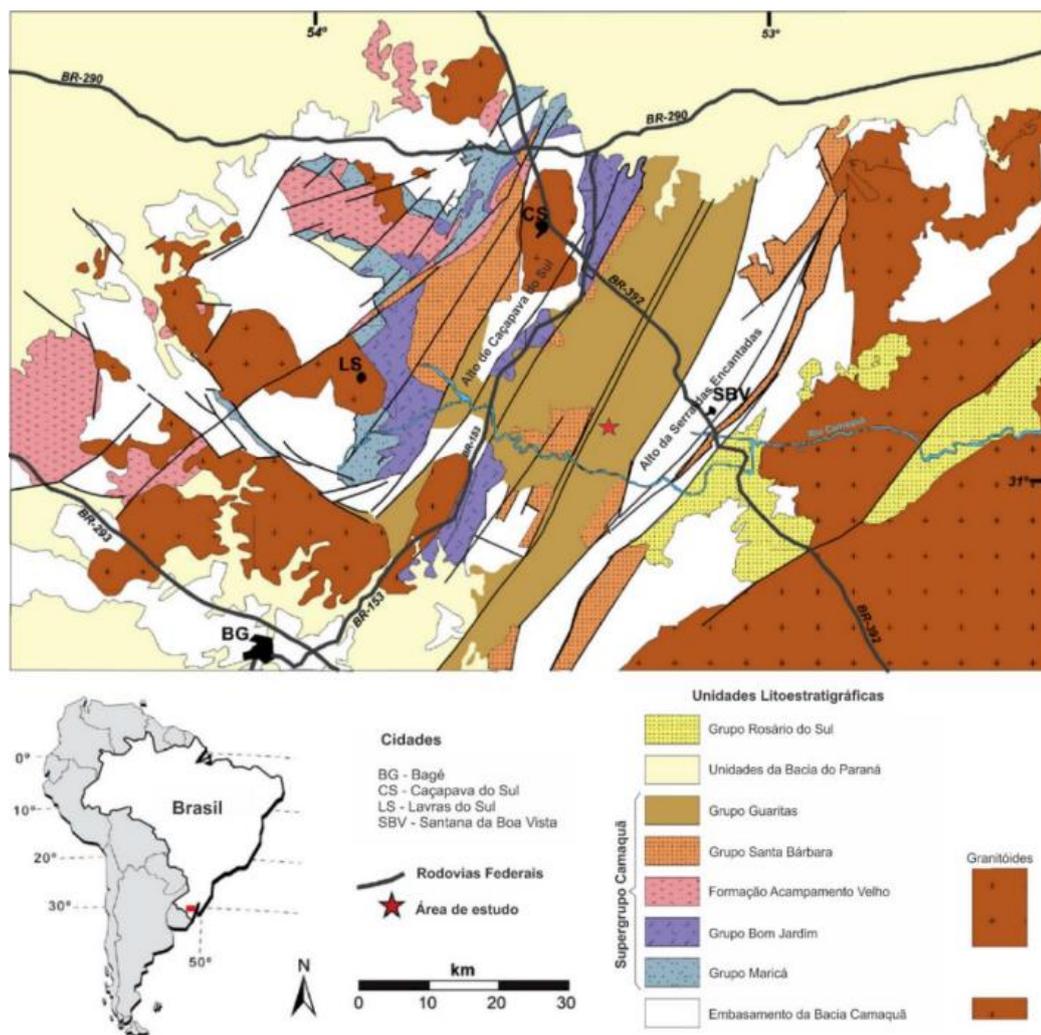
4.1 GEOLOGIA REGIONAL

4.1.1 BACIA DO CAMAQUÃ

A área de estudo está situada na Bacia do Camaquã (BC), que tem suas sub-bacias originadas durante o processo de acomodação e extensão tectônica do substrato paleo/neoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano, localizada na região centro-sul do Rio Grande do Sul (Borba et al., 2008; Trombetta et al., 2019). A BC está posicionada sobre o Terreno São Gabriel e Terreno Taquarembó e é margeada pelos Cinturões Tijucas e Dom Feliciano ((PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014). O registro estratigráfico da BC apresenta uma espessura de sedimentos de aproximadamente 10 km e é subdividida em grupos, que são divididos baseados em diferentes estágios deposicionais da bacia. Segundo Fambrini, Almeida e Fragoso-César (2006) e Almeida et al. (2012), as sucessões que preenchem a BC formam o Supergrupo Camaquã e são conhecidas como (i) Grupo Maricá, (ii) Grupo Bom Jardim, (iii) Formação Acampamento Velho, (iv) Grupo Santa Bárbara, (v) Grupo

Guaritas e (vi) Suíte Intrusiva Rodeio Velho (Figura 2). Os grupos foram depositados em pelo menos dois estágios tectônicos durante as fases finais de aglutinação do Supercontinente Gondwana Oriental pela Orogênese Brasileira (Paim et al., 2014; Trombetta et al., 2019). As subdivisões do Supergrupo Camaquã propostas por Fambrini, Almeida e Frangoso-César foram utilizadas no presente trabalho.

Figura 2: Mapa geológico da Bacia do Camaquã e suas unidades litoestratigráficas



Fonte: Retirado e modificado de Almeida (2005).

4.1.2 GRUPO MARICÁ

O Grupo Maricá é composto por arenitos arcoseanos e ritmitos que são divididos em três unidades. As unidades inferiores e superiores são compostas por arenitos com granulação que varia de média a grossa com presença de seixos, com

presença de estratificações cruzadas e maciços subordinados. A unidade intermediária compreende maciços com granulometria fina a média, com estratificações paralelas, arenitos laminados cruzados com marcas de ondas (ripples) intercalados com siltitos laminados menores. A associação de fácies deste grupo, sugere um ambiente deposicional fluvial entrelaçado nas unidades inferior e superior, já a intermediária é interpretada como um ambiente marinho raso com turbiditos retrabalhados por processos ondulatórios. Os dados de paleocorrentes indicam um padrão de transporte para o norte (Frasoso-Cesar et al 2000), o grupo possui idade entre ± 630 e 601 Ma (ALMEIDA et al., 2012).

4.1.3 GRUPO BOM JARDIM

O Grupo Bom Jardim constitui uma unidade vulcano-sedimentar, gerada em ambientes continentais lacustre e aluvial, e composta em sua área-tipo por espessa sucessão (mais de 4.000m) de rochas sedimentares e extrusivas da Formação Hilário (latitos, andesitos e dacitos), além de rochas vulcanoclásticas associadas, como tufos grossos ricos em cristal e vítreos, lapilli tufos e brecha tufo. O Alogrupo Bom Jardim (Paim et al., 2000) abrange uma sucessão vulcano-sedimentar limitada por discordâncias angulares, de natureza suave, na base, e suave a acentuada no topo.

4.1.4 GRUPO SANTA BARBARA

O Alogrupo Santa Bárbara (ASB) representa mais uma sucessão vulcano-sedimentar e engloba as formações Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) e Santa Bárbara (Robertson, 1966) e alogrupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara (Paim et al. 2000). Preenche dois riftes (Santa Bárbara Oeste e Leste), apesar do intervalo vulcânico superior extrapolar esses limites, repousando diretamente sobre o embasamento situado a oeste. O ASB é limitado por discordâncias angulares expressivas e registra um episódio singular de evolução da BC (Oliveira et al. no prelo).

4.1.5 GRUPO GUARITAS

O Grupo Guaritas é a unidade mais superior do Supergrupo Camaquã, depositado em uma bacia de direção NNE-SSW com 50 km de largura e mais de 150 km de comprimento. A bacia é delimitada por falhas de alto ângulo que soergueram rochas metamórficas paleozóicas e neoproterozóicas da Faixa Dom Feliciano e do arco de ilhas Rio Vacacaí (Fragoso-Cesar, 1991).

Com base no seu padrão deposicional, feições de deformação de sedimentos finos que ocorrem no contato com soleiras rasas da Suíte Intrusiva Rodeio Velho (Almeida, 2005). Assim, a idade de cristalização obtida para a Suíte Intrusiva Rodeio Velho ($535,2 \pm 1,1$ Ma) por Almeida et al. (2009) é interpretado como muito próximo à idade de sedimentação do Grupo Guaritas. Foi possível estipular que o Grupo Guaritas é da era Cambriana Inferior, a unidade cobre mais de 10km de sucessões sedimentares e vulcânicas do Ediacarano.

O Grupo Guaritas compreende uma sucessão de mais de 1500 m de espessura de arenitos conglomeráticos, conglomerados, ritmitos areno-pelíticos e arenitos de granulação fina a média com estratificação cruzada de grande escala. Segundo Almeida et al. (2009), metodologia que será aplicada neste trabalho, o grupo é dividido em cinco unidades principais. Da base ao topo, são a Formação Guarda Velha, a Formação Varzinha, a Formação Pedra Pintada, a Formação Pedra das Torrinhas e a Formação Serra do Apertado.

O Grupo Guaritas apresenta três estágios principais de formação. No primeiro estágio da evolução da bacia, que corresponde a Formação Guarda Velha, os sistemas fluviais dominados pelo leito foram o principal elemento do preenchimento da bacia, com leques aluviais restritos à borda leste ativa. A segunda fase da evolução da bacia, que corresponde a Formação Varzinha, Formação Pedra Pintada e Formação Pedra das Torrinhas, caracterizou-se pela coexistência de leques aluviais, um sistema fluvial efêmero de carga mista e um campo de dunas eólicas.

Por último, referente a Formação Serra do Apertado, os sistemas fluviais dominados pelo leito novamente dominaram a bacia. Esses três estágios são registrados como sucessões distintas bem definidas, aqui interpretadas em termos de controles externos na arquitetura da bacia (Almeida et al...,2009).

4.1.6 FORMAÇÃO PEDRA PINTADA

A Formação Pedra Pintada compreende depósitos de campos de dunas que foram formados por retrabalhamento eólico dos sedimentos aluviais (Almeida et al...,2009), é recoberta por depósitos fluviais efêmeros relacionados a leques aluviais e fluviais entrelaçados da Formação Varzinha (Paim, C.M.S. Scherer, 2007). Os depósitos predominantemente eólicos da sucessão desértica da Formação Pedra Pintada podem ser subdivididos em três unidades eólicas delimitadas por superfícies planas a levemente onduladas reconhecidas ao longo de toda a área de estudo (Paim, C.M.S. Scherer, 2007).

Em direção ao topo da sucessão, os depósitos dunares da Formação Pedra Pintada se expandem sobre os depósitos aluviais das Formações Varzinha e Pedra das Torrinhas, uma das causas possíveis para essa expansão, foi o aumento do teor de areia dos sistemas aluviais, isso levaria a um aumento na área de captação, resultando em um maior suprimento de areia para o campo de dunas. Outro fator importante para a expansão do campo de dunas é a redução das taxas de subsidência, resultando em maior tempo de acumulação de areia nos sistemas deposicionais (Almeida et al...,2009).

A supersuperfície que delimita a sucessão desértica da Pedra Pintada e os depósitos aluviais da Aloformação Varzinha, equivalente a um limite de sequência, é multigenética, pois representa tanto um clima mudança (deflação eólica até o lençol freático) e um episódio subsequente de atividade tectônica (incisão aluvial e mudança paleocorrente) (Paim, C.M.S. Scherer, 2007).

4.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO CAMAQUÃ

Segundo FragoCesar et al 2000, a evolução tectônica e sedimentar do Grupo Camaquã pode ser dividida em três estágios relacionados às principais sequências estratigráficas. O primeiro estágio, representado pela sequência pré-vulcânica e equivalente à Formação Maricá, caracteriza a deposição em uma bacia ampla, cujas exposições remanescentes são de fácies distais e bem selecionadas.

Embora não haja depósitos de grão grosso preservados mostrando uma relação clara com o tectonismo ativo, a grande espessura das sucessões e a semelhança da configuração paleogeográfica com as unidades sobrejacentes sugerem que este primeiro momento foi a fase inicial da evolução do sistema de rift da Bacia do Camaquã.

O segundo estágio, representado pela sequência sin-vulcânica, é interpretado como o evento máximo de extensão da bacia, revelado pelos volumosos depósitos vulcânicos da Formação Crespos.

O terceiro estágio, representado pela sequência pós-vulcânica, é caracterizado pela subdivisão da Bacia do Camaquã em pequenas sub-bacias através do surgimento de altos internos e o crescimento da área deposicional para o leste. Todos os estágios parecem estar relacionados à tectônica extensional, sem evidências de processos transtensivos.

5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 SISTEMAS EÓLICOS

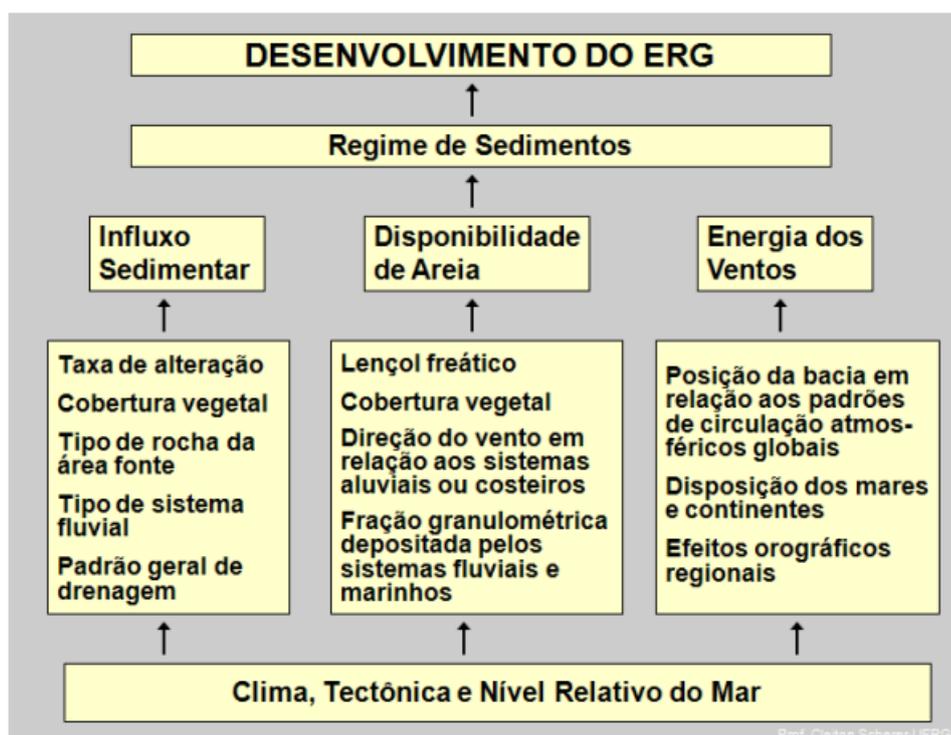
Os processos eólicos estão ligados a uma variedade de sistemas deposicionais, como sistemas marinhos, desérticos, fluviais, glaciais e de todos os fatores que envolvem um processo eólico, sua ocorrência principal está associada a ambientes áridos, tanto de climas quentes quanto frios. Os depósitos eólicos são de extrema abundância no registro geológico, os primeiros estudos sobre sedimentos eólicos começaram em 1941 com Bagnold, mas apenas nos anos 70, o estudo de sistemas eólicos impulsionou, pela descoberta de inúmeros depósitos de

hidrocarbonetos em reservatórios eólicos, que pelo valor econômico, atraíram muitos estudos, sendo os principais os de Mckee e Bigarella (1972), Hunter (1977), Brookfield (1977), entre vários outros.

Aproximadamente 30% da superfície da terra é caracterizada por condições climáticas áridas ou semiáridas, e 20% destas regiões são cobertas por depósitos de areia. Processos eólicos acontecem preferencialmente em regiões áridas pela baixa incidência de chuva e pela falta de cobertura vegetal, assim facilitando o trabalho do vento de transportar sedimentos soltos.

Grande parte dos depósitos hoje em dia se encontram nos desertos, que podem ser divididos em elementos geomorfológicos distintos e essas dunas eólicas são conhecidas como ergs (Figura 3).

Figura 3: Fatores que controlam o desenvolvimento de ergs.

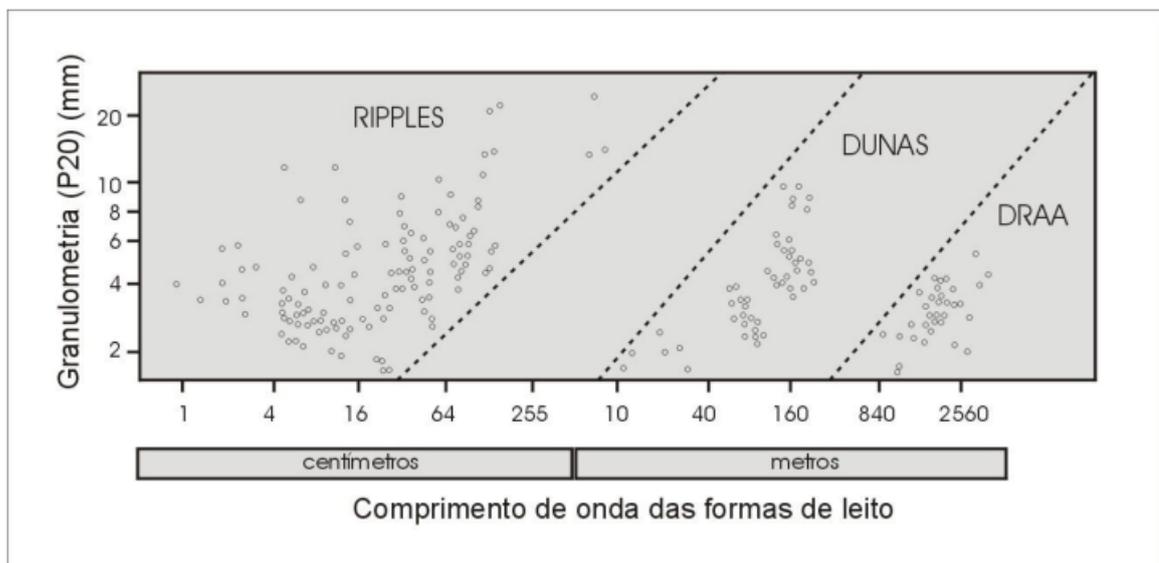


Fonte: Retirado de Scherer, C.M.S. 2004

5.2 FORMAS DE LEITO

Wilson (1972) identificou três diferentes hierarquias de formas de leito eólicas: marcas onduladas, dunas e draas. Estas formas de leito se diferenciam entre si pelas suas escalas, morfologia, orientação e pelos seus padrões migratórios e de sobreposição. Marcas onduladas geralmente são estruturas centimétricas, já as dunas variam entre 0,1 a 100 metros e os draas variam entre 20 e 450 metros (Figura 4). Em relação a sua formação, cada forma de leito corresponde a um componente do regime de vento em uma determinada área e com um período de tempo característico (ALLEN, 1974).

Figura 4: Três escalas de formas de leito eólicas. Notam-se três grupos distintos representados por marcas onduladas, dunas e draas.



Fonte: Retirado e modificado de Wilson (1972).

5.2.1 MARCAS ONDULADAS

As marcas onduladas ou ripples, normalmente tem linhas de cristas retas e orientadas perpendicularmente a direção do vento, tem comprimento de onda que varia de 50 a 200 mm e alturas de 5 a 10 mm (Bagnold, 1941), já as megaondulações de grãos mais grossos geralmente têm linhas de cristas sinuosas (Greeley Ana Iverson, 1985; Fryberger et al., 1992). As marcas onduladas têm sua formação por meio de movimentação de grãos (sand ripples) ou grânulos (granulate ripples) sendo

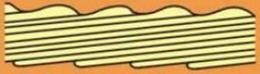
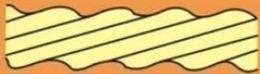
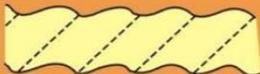
esses movimentos sendo por saltação e rastejamento (FRYBERGER; SCHENK, 1981).

Segundo Lancaster (1988) as marcas onduladas são formadas durante eventos de curta duração, que podem ser dias ou horas. Ripples eólicas podem ser diferenciadas das subaquáticas em função do alto índice de ondulação (razão entre comprimento de onda e altura) e são caracterizadas pela gradação inversa, resultante da migração dos grãos mais grossos sobre os mais finos. Geralmente elas se formam em regiões de interdunas, lençóis de areia ou na face frontal ou dorso de dunas e draas (SCHERER, 2004). Pequenas perturbações na superfície agem como catalisador necessário para iniciar o processo de ondulações (Anderson, 1987), e uma vez que se inicia, as próprias ondulações crescem e se transformam em leitos, pois os taludes rochosos voltados para o vento atuam como zona de impacto que capta os grãos saltantes que chegam. As encostas voltadas para sotavento atuam como uma zona de sombra onde os impactos de grãos são mínimos (Sharp, 1963).

As formas de leito, normalmente tendem a cavalgar umas sobre as outras, assim cada forma de leito preservada é preservada sob a forma de um estrato (estratos transladantes cavalgantes). O ângulo de cavalgamento varia de acordo com a taxa de migração e do volume de sedimento, e de acordo com Scherer (2004) se dividem em três tipos: supercrítico, crítico e subcrítico (Figura 5).

Se tem um ângulo de cavalgamento crítico quando o ângulo de cavalgamento é idêntico ao ângulo da superfície de dorso da marca ondulada. O ângulo de cavalgamento supercrítico ocorre quando o ângulo de cavalgamento é maior que o ângulo de inclinação do dorso da marca ondulada anterior. Já o ângulo de cavalgamento subcrítico se tem quando o ângulo de cavalgamento é menor que o ângulo de inclinação do dorso da forma de leito precedente.

Figura 5: Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas considerando-se o ângulo de cavalgamento relativo à inclinação do dorso da forma de leito e a presença ou ausência de laminações cruzadas.

		Estruturas transladantes	Laminações das marcas onduladas
Relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e a inclinação do dorso das formas de leito (β)	Subcrítico ($\alpha < \beta$)	 Estratos transladantes cavalgamento subcrítico	 Laminações cruzadas truncadas
	Crítico ($\alpha = \beta$)	 Estratos transladantes cavalgamento crítico	 Laminações cruzadas inteiramente preservadas
	Supercrítico ($\alpha > \beta$)	 Estratos transladantes cavalgamento supercrítico	 Preservação do dorso e da parte frontal das formas de leito

Fonte: Retirado e modificado de Hubin (1977).

5.2.2 DUNAS E DRAAS

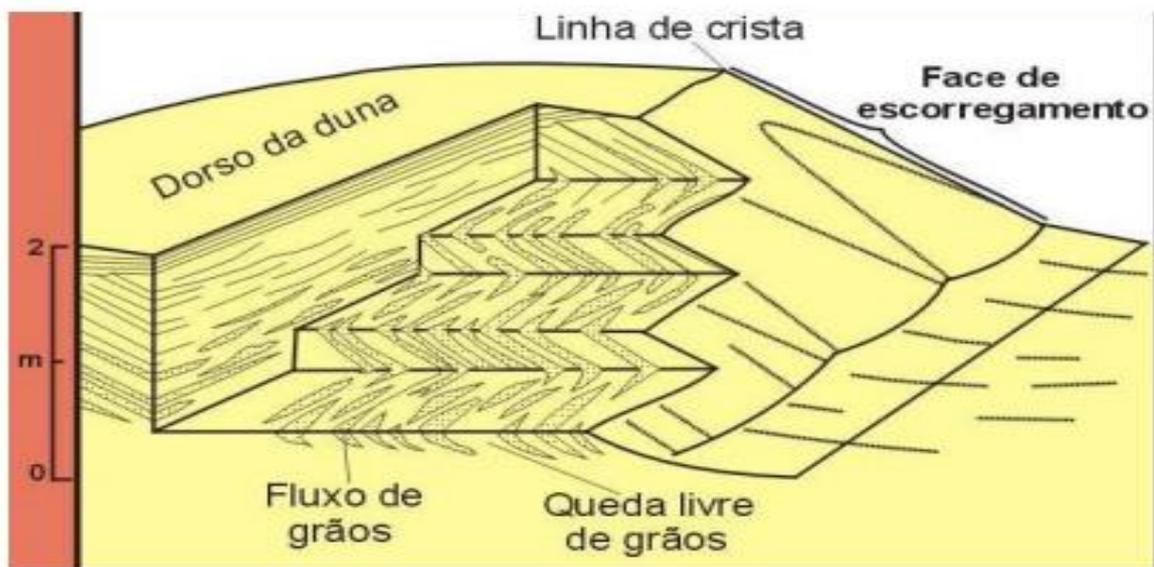
Dunas são formas de leito com comprimentos de ondas que variam de 3 a 500 metros e com altura de 0.1 a 100 metros. Suas formas refletem as características do sedimento (principalmente seu tamanho de grão) e o regime de vento de superfície (variando em direções preferenciais).

As dunas eólicas apresentam estratos cruzados internos, formados por diferentes processos deposicionais (Figura 6). Caracterizam as dunas, além dos processos trativos (desenvolvimento de marcas onduladas eólicas), os processos gravitacionais que geram dois tipos de depósitos: fluxo de grãos (grain flow) e queda livre de grão (grain fall) Scherer (2004). No processo de queda livre, a deposição ocorre através do assentamento de grãos arenosos, e ocorre preferencialmente na face frontal da duna. Já os fluxos de grãos são produzidos pela alta carga de sedimento não coesiva a longo da face de deslizamento (slipface), sempre que a acumulação de areia exceder ao ângulo crítico de repouso da areia seca (aproximadamente 34°). Mckee et al. (1971) descreve que muitas feições

sedimentares deformativas (brechas, dobras, falhas) podem ser resultado destes processos de avalanche de areia.

Kocurek (1981) define Draas como formas de leito que possuem comprimento de onda que variam de 300 a 5500 metros e possuem altura de 20 a 450 metros. Apresentam dunas sobrepostas migrante no seu dorso ou na face frontal. Draas ocorrem apenas em regiões com depósitos sedimentares de larga escala, onde o suprimento de sedimento e taxa de transporte são altas.

Figura 6: Seções horizontais e transversais mostrando as estratificações eólicas internas à duna



Fonte: Retirado de (Hubin, 1977)

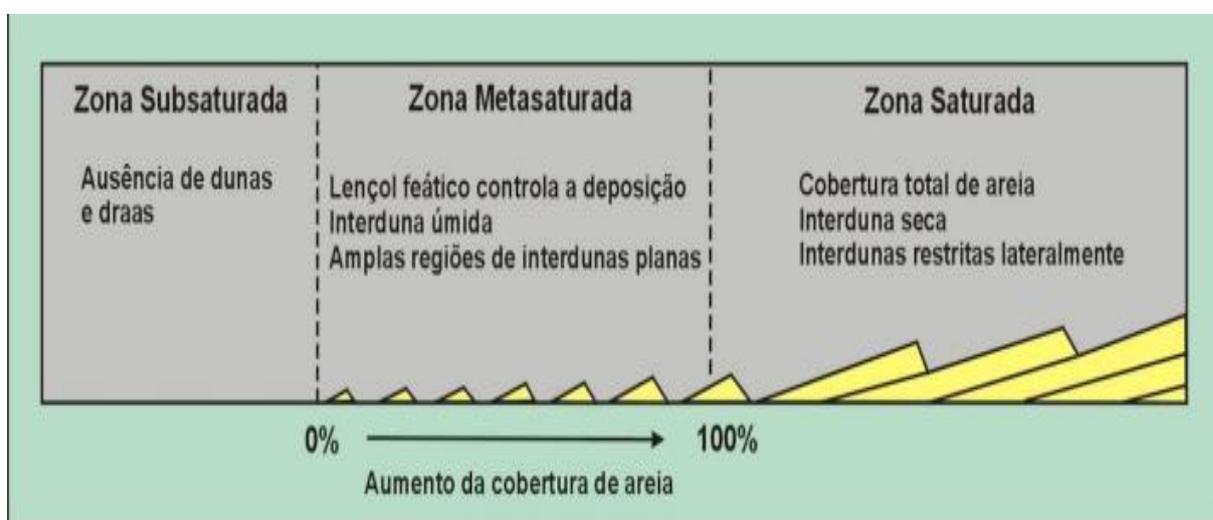
5.3 INTERDUNAS

Interdunas são depressões entre dunas ou draas que apresentam extensão e geometria variadas (Scherer, 2004). De acordo com Wilson (1971), o tamanho das regiões de interdunas dependem diretamente da saturação de areia no sistema, e referente ao nível de saturação, são descritas três zonas: subsaturadas, metassaturadas e saturadas (Figura 7). Zonas subsaturadas são áreas onde o fluxo de areia é inferior ao valor crítico necessário para a formação da forma de leito. As zonas metassaturadas possuem uma cobertura incompleta de areia, onde o fluxo de areia atual é menor que o fluxo de areia potencial e maior que o valor crítico necessário para o desenvolvimento das formas de leito. Já as zonas saturadas são marcadas por

uma completa cobertura de areia, se aproximam do fluxo de areia potencial e são marcadas por sucessivos cavalgamentos de draas e interdunas secas.

De acordo com (AHLBRANDT; FRYBERGER, 1981), as interdunas podem ser caracterizadas por deflação ou deposição. As de deflação são formadas em zonas saturadas, sedimentos de interduna são remobilizados e disponibilizados para a construção de dunas eólicas. As interdunas deposicionais ocorrem em zonas metassaturadas e são subdivididas em três tipos: depósitos de interduna secas, úmidas e encharcadas.

Figura 7: Seção esquemática da margem ao centro de um erg mostrando zonas saturadas, metassaturadas e subsaturadas de areia.



Fonte: Retirado e modificado de Wilson, 1971.

5.4 LENÇÓIS DE AREIA

Os lençóis de areia representam áreas cobertas por areias eólicas onde não existem dunas com faces de escorregamento bem desenvolvidas (Kocurek & Nielson, 1986), podem ocorrer em regiões de margem de ergs, zonas costeiras ou em planícies aluviais arenosas de clima árido.

Os tipos mais comuns de feições sedimentares presentes em lençóis de areia são as laminações de marcas de onda eólicas, com variações no seu tamanho de grão que vão desde areia (sand ripples) até grânulos (granule ripples). Também são encontradas estruturas do tipo zibars, que consistem em formas de leito com baixa

amplitude (<10m) e um grande comprimento de onda (0,5 km), formados predominantemente por sedimentos de granulometria grossa (Scherer, 2004).

5.5 SUPERFÍCIES LIMÍTROFES

Segundo Scherer (2004), os sets ou cosets de estratos cruzados são separados por uma hierarquia de superfícies limítrofes que tem suas gêneses vinculadas a diferentes processos. A migração e cavalgamento de dunas eólicas geram três diferentes tipologias de superfícies limítrofes, enumeradas de forma hierárquica como superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem (Brookfield, 1977; Figura 8).

As estruturas de 1º ordem representam a movimentação do Draa, marcado pela migração de regiões de interdunas sobre depósitos de dunas eólicas. São superfícies planas, subparalelas que cortam as estruturas subjacentes e geralmente mergulham em baixo ângulo (<5º) em sentido oposto a migração da duna eólica subjacente. No registro geológico, os estratos de interdunas ajudam na demarcação das superfícies de 1ª ordem (Scherer, 2004).

As estruturas de 2ª ordem são originadas pela migração de dunas na face frontal de um Draa. Geralmente estas superfícies mergulham paralelamente ou obliquamente ao sentido de migração do Draa. São truncadas na base e no topo por superfícies de 1ª ordem (Scherer, 2004).

Já as superfícies de 3ª ordem, segundo Scherer (2004), representam as superfícies de reativação. Sua gênese é atribuída ao efeito de erosão seguida de nova deposição devido as flutuações locais na direção e velocidade do vento. As superfícies de 3ª ordem são truncadas por superfícies de 1ª ou 2ª ordem.

Segundo Kocurek (1996), a classificação de superfícies em afloramentos é um processo totalmente interpretativo, não sendo baseadas totalmente nas relações geométricas entre as superfícies. Assim, o autor identificou, em sucessões eólicas um quarto tipo de superfície limítrofe, que foi denominada de *supersuperfície*.

A supersuperfície é formada pelo término da acumulação eólica em uma determinada área. Diferente das outras superfícies eólicas, tem sua gênese

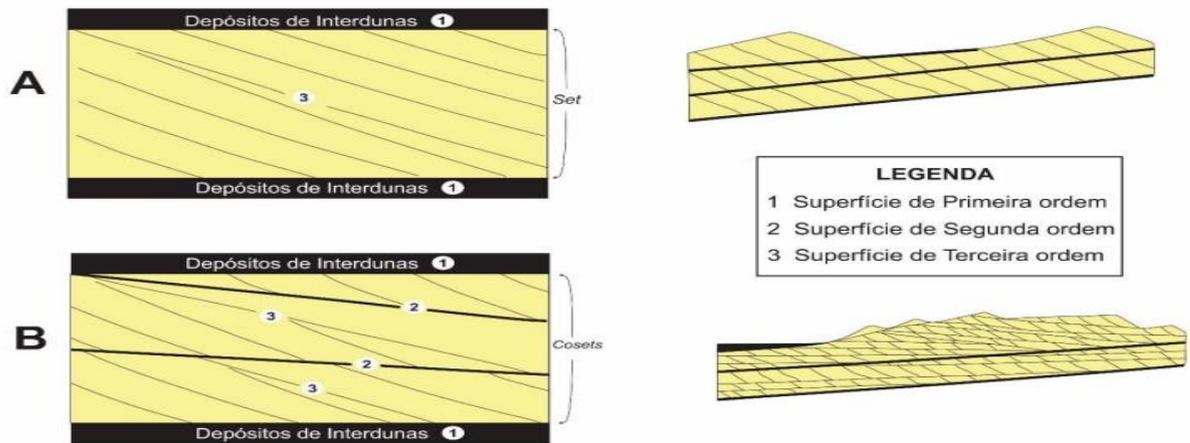
controlada por fatores alocíclicos, como alterações na disponibilidade de areia e/ou variação do lençol freático (Scherer, 2004). De acordo com Kocurek (1988), as supersuperfícies são classificadas geneticamente em três tipos: superfície de deflação, superfícies de inundação e superfícies de estabilização.

As superfícies de deflação são planas e apresentam grandes extensões laterais que podem ter de centenas a milhares de quilômetros quadrados e sua gênese está associada a erosão pelo vento de arenitos eólicos (Loope, 1984). Ao alcançar o lençol freático, a superfície de deflação pode gerar uma série de feições características, como: corrugação da superfície de deflação, fraturas poligonais, lags de deflação (Fryberger, 1988; Kocurek & Hunter, 1986; Havholm & Kocurek, 1993). Superfícies geradas por deflação próxima ao lençol freático são também chamadas de superfícies de Stokes (Stokes, 1968; Fryberger et al., 1988).

As superfícies de inundação são superfícies erosivas de expressão regional que chegam de dezenas a centenas de quilômetros quadrados e são geradas por inundações fluviais ou lacustres. Estas superfícies são planas a suavemente onduladas com relevos inferiores a 10 metros (Langford & Chan, 1988; 1989; 1993).

As superfícies de estabilização são associadas a fixação de campos de dunas eólicas pela vegetação. Estas superfícies tentem a ser onduladas, pelo resultado da preservação parcial do relevo original de dunas eólicas. Associados a superfície de estabilização podem ocorrer formação de solos, bioturbações por plantas ou animais e cimentação inicial (Fryberger, 1993).

Figura 8: Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (A) dunas simples; (B) dunas compostas.



Fonte: Extraído e modificado de Kocurek (1988).

5.6 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS EÓLICOS

A estratigrafia de sequência, inicialmente, era focada para sistemas marinhos e costeiros, o que tornava necessária a criação de um arcabouço conceitual que adapte ao caso de sistemas eólicos (GIANNINI; ASSINE; SAWAKUCHI, 2008).

Em sistemas marinhos e costeiros, a sua distribuição e acumulação são controladas pelas variações do nível do mar. Já em sistemas eólicos, a acumulação e preservação são controlados pela interação entre fatores alocíclicos e autocíclicos (Figura 9).

A acumulação representa a total deposição de sedimentos ao longo do tempo, constituindo um corpo tridimensional de estratos. De acordo com Kocurek (1999), a criação de um registro estratigráfico de sistemas eólicos é realizada em três etapas: construção, acumulação e preservação.

Segundo Kocurek (1999), a fase de construção consiste no fluxo de entrada de sedimentos, ou influxo (influx), disponibilidade de sedimentos para o transporte e a capacidade de transporte de sedimento pelo vento. A disponibilidade de sedimentos secos corresponde a suscetibilidade dos grãos superficiais a serem transportados pelo vento (Kocurek & Lancaster, 1999). Uma alta carga de suprimento sedimentar não é o suficiente para a construção de depósitos sedimentares, fatores como proximidade do lençol freático, depósitos residuais cascalhosos ou coberturas vegetais são fatores inibidores ao transporte eólico. A capacidade máxima de

transporte é alcançada em segundos, se existir uma alta disponibilidade de areia e as condições necessárias para tal.

A acumulação eólica é caracterizada em função a deposição total de sedimentos através do tempo e ela necessita de uma alta disponibilidade de areia e ocorre quando o balanço entre a entrada e saída de sedimentos é positiva. De acordo com Scherer (2004), para que ocorra acumulação é necessário a migração e o cavalgamento de dunas eólicas em relação a superfície de acumulação, definida como um plano que une as depressões de interdunas. A superfície de acumulação é uma superfície que acima ocorre o transporte de sedimentos e abaixo nenhuma partícula é movimentada pelo vento. Kocurek & Havholm (1993) identificam três principais sistemas eólicos com base nos processos de acumulação: sistemas secos, úmidos e estabilizados.

5.6.1 SISTEMAS EÓLICOS SECOS

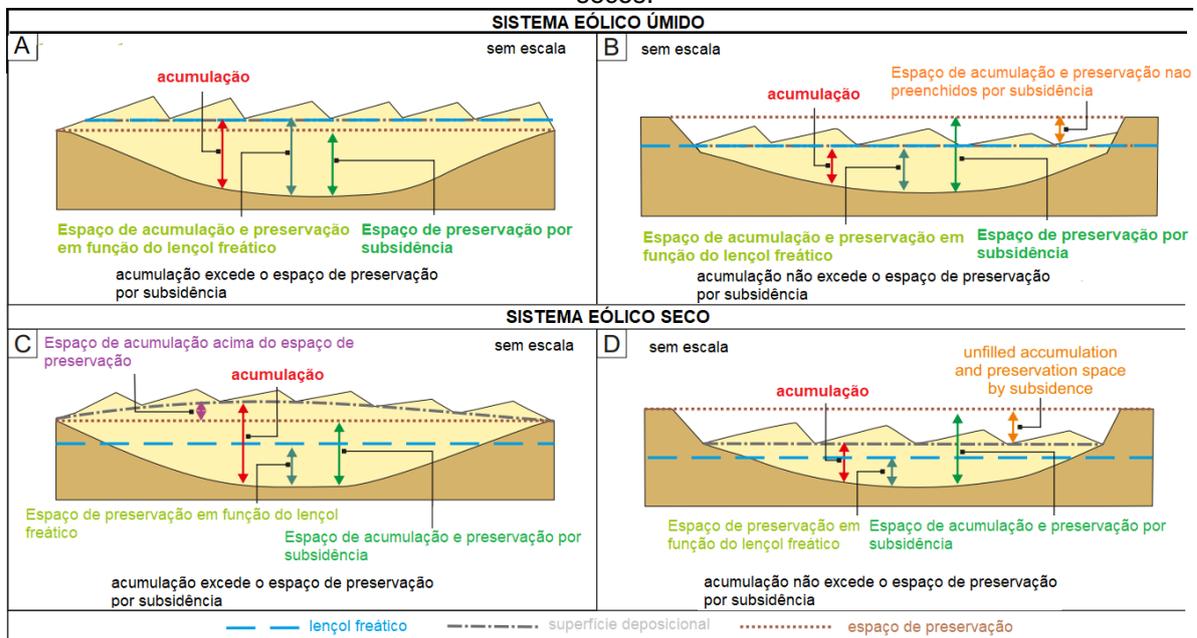
Os sistemas eólicos secos representam um contexto em que o nível do lençol freático se encontra abaixo da superfície deposicional e nenhum fator de estabilização controla a sedimentação. A acumulação em sistemas eólicos secos necessita de um alto suprimento sedimentar e não ocorre até que a superfície deposicional alcance uma condição de saturação de areia (zonas saturadas), marcada pelo cavalgamento de dunas eólicas sem o desenvolvimento de interdunas planas (Wilson, 1971; Rubin & Hunter, 1982; Kocurek et al., 1992). Em sistemas eólicos secos, onde o influxo é constante e a maioria dos sedimentos é transportada através de dunas, a desaceleração do fluxo é a causa mais comum do decréscimo na taxa de transporte e acumulação.

5.6.2 SISTEMAS EOLICOS ÚMIDOS

Os sistemas eólicos úmidos, nos quais a acumulação é controlada pela elevação progressiva do lençol freático, ocorre em conjunto com a atividade eólica contínua. Pela posição rasa do nível freático, a deposição e erosão são controlados tanto pela configuração aerodinâmica quanto pela umidade do substrato (Kocurek &

Havholm, 1993). Em sistemas eólicos úmidos, a acumulação tende a ocorrer em zonas metassaturadas marcadas por uma subida progressiva do nível freático acompanhada de um influxo sedimentar contínuo. As mudanças no lençol freático em sistemas eólicos úmidos podem também influenciar a taxa de migração das dunas eólicas, que influencia no ângulo de cavalgamento, em períodos de lençol freático elevado, a redução no tamanho das dunas resulta em uma diminuição no suprimento sedimentar, podendo acarretar um aumento na taxa de migração das formas de leito. Ou seja, para uma taxa constante de subida do lençol freático, menor será o ângulo de cavalgamento quanto maior for a taxa de migração das dunas eólicas (Scherer, 2004).

Figura: 9: Componentes do espaço de acumulação e preservação para sistemas eólicos úmidos e secos.



Fonte: Extraído e modificado de (G.I.E. Cosgrove).

5.6.3 SISTEMAS EÓLICOS ESTABILIZADOS

Sistemas eólicos estabilizados são aqueles que o substrato fica estabilizado em função a algum fator superficial enquanto o sistema continua ativo. São similares aos sistemas úmidos, em que a umidade pode ser considerada como agente de estabilização, mas também existem outros fatores estabilizadores como a vegetação, cimentação, superfícies residuais, drapes de lama e outras feições (Kocurek & Havholm, 1993).

5.7 PRESERVAÇÃO DE SISTEMAS EÓLICOS

A fase de preservação se refere ao conjunto de processos necessários para que uma determinada acumulação sedimentar seja incorporada no registro estratigráfico (Kocurek & Havholm, 1994). Em sistemas eólicos úmidos os espaços de acumulação e preservação coincidem, visto que ambos são controlados pelo lençol freático, em sistemas eólicos secos isto não se aplica, pois a acumulação pode ocorrer acima do espaço de preservação, com poucas possibilidades de ser incorporada no registro estratigráfico (Scherer, 2004).

Segundo Kocurek & Havholm (1994) os principais fatores que promovem a preservação de sistemas eólicos são:

i – Incorporação da acumulação na zona saturada, vinculada a mudanças relativas no nível freático e a mudanças absolutas originadas por alterações climáticas ou variações no nível do mar.

ii – Desenvolvimento de superfícies de estabilização pelo crescimento de vegetação ou pela influência de qualquer outro fator que aumente a resistência a erosão.

iii – a subsidência da acumulação abaixo do nível base de erosão, controlada por fatores como tectonismo, carga sedimentar e/ou compactação.

5.8 ANÁLISES DE PARAMETROS DE SISTEMAS EOLICOS

Uma bacia sedimentar é uma depressão na superfície terrestre onde se acumulam sedimentos ao longo de períodos geológicos extensos. Essas bacias podem variar em tamanho, desde pequenas depressões até grandes regiões que abrangem milhares de quilômetros quadrados. Elas são formadas por diversos processos tectônicos, como a subsidência devido à flexão da litosfera, falhamento ou atividade magmática.

A subsidência cria espaço para a acomodação dos sedimentos, que são transportados por processos erosivos de áreas adjacentes mais elevadas. Com o

tempo, esses sedimentos se compactam e se litificam, formando sucessões estratigráficas que registram a história geológica da bacia.

No artigo *Quantitative analysis of aeolian stratigraphic architectures preserved in different tectonic settings*, Grace I.E. Cosgrove descreve os tipos de bacia sedimentar com base em seus contextos tectônicos e os processos geológicos que as formam (Figura 10). O estudo destaca que as bacias sedimentares podem ser classificadas em diferentes categorias, as que foram foco de estudos foram as: bacias de antepaís, bacias rift e bacias intracratônicas, cada uma com características distintas e padrões de sedimentação específicos.

As bacias de antepaís são formadas em regiões de compressão tectônica, geralmente associadas a orógenos, onde a subsidência é induzida pela carga tectônica das cadeias montanhosas adjacentes. Essas bacias apresentam uma sedimentação caracterizada pela deposição de sedimentos clásticos provenientes da erosão das montanhas próximas.

As bacias rift, por sua vez, surgem em ambientes extensional, onde a crosta terrestre é estirada, levando à formação de vales alongados e estreitos. Essas bacias são marcadas por uma sedimentação complexa, influenciada tanto pela tectônica de extensão quanto pela subsidência térmica, e frequentemente exibem depósitos de sedimentos vulcânicos e clásticos.

As bacias intracratônicas são formadas no interior de placas tectônicas estáveis, longe das margens ativas, e sua subsidência é geralmente lenta e prolongada. Essas bacias apresentam uma sedimentação predominantemente fina e extensa, com camadas sedimentares que podem se estender por grandes áreas sem grandes variações em espessura.

Grace I.E. Cosgrove enfatiza que a compreensão dos tipos de bacias sedimentares e seus contextos tectônicos é crucial para a análise das arquiteturas estratigráficas e para a reconstrução dos ambientes deposicionais ao longo do tempo geológico.

Figura 10.: Sumário de características associadas com os diferentes tipos de bacias discutidos no texto, por G.I.E. Cosgrove et al.

Basin Type	Basin Geometry	Formative Mechanism(s)	Subsidence Histories	Longevity of Basin	Nature of Basin Fill
Intracratonic Basins	Intracratonic (sag) basins are typically expressed as broad depressions – commonly large and circular in plan view (Fig. 1a) – in the interiors of cratonic blocks or on stable continental crust (Middleton, 1989).	Intracratonic basins form on the craton via differential subsidence relative to the neighbouring area of cratonic basement (Burgess, 2019). Subsidence occurs dominantly via simple thermal contraction without significant extensional faulting (Haxby et al., 1976; Klein and Hsui, 1987).	Intracratonic basins are characterized by relatively slow rates of accommodation generation (Einsele, 2000). Subsidence can be ongoing for many tens to hundreds of million years, yet may only cumulatively amount to one or two kilometres of tectonic subsidence over this time, though in some cases is more (Fig. 1b&c).	Intracratonic basins are very long-lived basins that record histories of accumulation over relatively long time spans (ca. 200–1000 Myr; Sloss and Speed, 1974; Sloss, 1988; Allen and Armitage, 2012; Einsele, 2000; Fig. 1d).	Mature intracratonic basins can host thick (ca. 10–15 km) and relatively undeformed sedimentary infills. The sedimentary fills of intracratonic basins may be subdivided into carbonate and terrigenous types. The former type is typically dominated by marine deposits with minor evaporites; the latter is dominated by continental clastic deposits, including aeolian and fluvial deposits, with limited or no marine shales (Selley and Sonnenberg, 2015)
Foreland Basins	Most foreland basins are characterized by a broadly asymmetric shape (Fig. 1a) with wedge-shaped profiles in section.	A foreland basin is a depression generated by flexure of the continental crust in front of a collisional fold-and-thrust mountain belt (Einsele, 2000). Foreland basins form due to loading by the mass generated by crustal thickening, associated with the evolution of a mountain belt in compressional settings.	Subsidence rates generally increase through time, but can be punctuated by episodes of uplift associated with thrust faulting and locally bulge migration (Fig. 1b & c). Subsidence histories reflect the rate of thrust development and propagation in the adjoining orogenic belt into the undeformed foreland, as compression continues. Subsidence of the foreland due to loading governs accommodation generation and determines the nature and rate of sedimentation in the basin (Einsele, 2000).	Foreland basins are relatively long-lived (ca. >10–70 Myr; Woodcock, 2004; Fig. 1d)	Foreland basins accumulate sediment eroded from the neighbouring mountain belt. Sedimentary successions are thickest adjacent to the mountain belt (the “foredeep”) and thin away from the orogen. Typically, sedimentary facies are dominated by continental clastic deposits (fluvial, alluvial and aeolian) nearest to the adjacent mountain belt and pass laterally towards shallow- and deep-marine clastic deposits away from the mountain belt (Einsele, 2000).
Continental Rift Basins	Continental rift basins are relatively narrow and elongate (ca. 10^3 – 10^4 km ²) graben or half-graben troughs, or arrays of troughs, (Fig. 1a), bounded by normal faults (Einsele, 2000).	Rift basins are associated with active lithospheric extension and thinning (Gregory, 1894).	Initial phases of rifting are associated with rapid subsidence by faulting (e.g., Rosendahl, 1987; Schlische, 1993; Morley, 1995; Withjack et al., 2002). Subsequently, thermal contraction (re-equilibration) and sediment loading enables post-rift subsidence to continue (Fig. 1b & c).	Rift basins are relatively long-lived and their evolution typically spans from ca. >10–70 Myr (Woodcock, 2004; Fig. 1d).	Rift basins typically provide the greatest rates of accommodation generation of all basin types in terrestrial settings and are consequently associated with the accumulation of thick sedimentary infills and have long records of continental sedimentation (Einsele, 2000; Ashley and Renaut, 2002).

Fonte: Extraído e modificado de (G.I.E. Cosgrove).

Em seu estudo, Cosgrove quantificou as estruturas estudadas e a partir de seu banco de dados, foram gerados diversos diagramas em função das principais estruturas de forma de leito obtidas, que são espessuras de set, ângulo de cavalgamento e comprimento de onda.

6.0 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 MODELO VIRTUAL DE AFLORAMENTO (MVA'S)

As técnicas de sensoriamento remoto para a aquisição de informações tridimensionais do terreno evoluíram muito nos últimos vinte anos, levando a capacidade de produzir modelos 3D detalhados de afloramentos virtuais para inúmeras aplicações diferentes.

Modelo virtual de afloramento (MVA) são representações fotorrealistas 3D de exposições rochosas na superfície da Terra, geralmente em uma resolução espacial milimétrica. Informações geológicas georreferenciadas 3D extraídas do MVA são usadas para construir modelos geológicos de alta resolução (PRINGLE et al., 2006).

A técnica de detecção e alcance de luz (*Light Detection and Ranging* - LiDAR) fornece nuvens de pontos de alta resolução de superfícies de alvo complexas através de *scanners* e *laser* e é uma técnica extremamente popular para produzir modelos de afloramentos virtuais precisos (Hodgetts, 2013). Porém, as limitações de logística, alto preço, peso e volume do equipamento LiDAR, impossibilitam seu uso generalizado na comunidade geológica. Uma técnica alternativa de baixo custo e versátil para a produção de MVA, é a estereofotogrametria, a partir do SfM-MVS (*Structure from Motion – Multi View Stereo*). Esta técnica reconstrói um cenário tridimensional a partir da correlação de pontos em fotografias parcialmente sobrepostas tiradas de diferentes posições (Tavani et al., 2014).

Atualmente, com o grande desenvolvimento das câmeras digitais, o método de aquisição de imagens de forma aérea se tornou muito viável. As imagens aéreas podem ser adquiridas por meio de aviões, helicópteros e veículos aéreos não tripulados (CARRIVICK. SMITH; QUINCEY, 2016). Assim, a utilização do SfM-MVS se tornou mais viável em comparação ao método tradicional LiDAR, devido ao baixo custo de aquisição e velocidade em adquirir e processar as fotografias e principalmente pela possibilidade de obter estas imagens através de veículos aéreos não tripulados, que além de ser eficaz, por ser um veículo não tripulado, não expõe a vida tanto do piloto quando a dos passageiros.

6.1.2 PARÂMETROS A SEREM ANALISADOS

Embora alguns exemplos da preservação da topografia e morfologias originais das dunas sejam registrados em sucessões antigas, eles não são comuns (e.g. Clemmensen, 1988; Benan and Kocurek, 2000; Scotti and Veiga, 2019). Em vez disso, no registro estratigráfico pré-quaternário, a maioria dos depósitos eólicos é representada por conjuntos de estratificações cruzadas de dunas (Kocurek et al.,

1991). Os conjuntos de dunas se formam geralmente por meio de migração de dunas ou megadunas (*draa sensu* McKee, 1979) uma sobre a outra em ângulos baixos, conforme explicado anteriormente. Obviamente, o número de elementos arquiteturais e de litofácies associados a este estudo de caso depende da fonte dos dados originais, é bem comum que sistemas eólicos podem exibir mudanças laterais complexas em sua arquitetura.

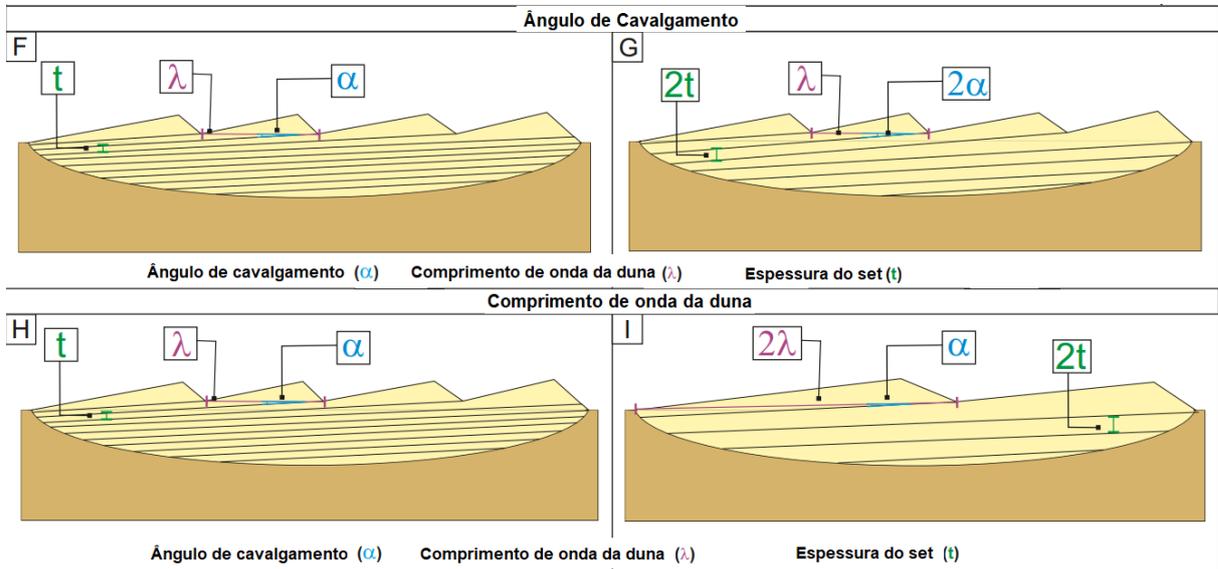
Durante a migração da forma de leito, a forma de leito seguinte trunca a forma de leito anterior, preservando assim apenas a parte inferior da duna original como um conjunto de estratificações. A espessura final dos conjuntos de dunas preservados no registro estratigráfico é principalmente uma função do tamanho (ou seja, o comprimento de onda e a altura) das dunas originais e seu ângulo de cavalgamento (Lancaster, 1985, 1992; Paola and Borgman, 1991; Kocurek and Havholm, 1993; Figura 11).

Os dados e medidas adquiridas através dos estudos de campo e dos modelos virtuais de afloramento (MVA's), fornecem uma oportunidade para realizar um estudo sistemático das relações potenciais entre o cenário tectônico e o registro sedimentar eólico preservado como depósitos de campos de dunas eólicas de grande escala, ou ergs, sendo essa relação um fator muito importante para a realização deste trabalho.

Outros parâmetros que serão base para o resultado esperado serão:

- A proporção relativa de elementos arquiteturais preservados e heterogeneidade litológica em sucessões eólicas;
- Relação lateral dos elementos arquiteturais (comprimento e largura dos sets) e a espessura;
- Informações qualitativas relativas a supersuperfícies que marcam sequencias sedimentares eólicas (Kocurek, 1996);

Figura 11: Padrão de migração de dunas com referência em seus respectivos ângulos de cavalgamento, espessuras e comprimento de sets.



Fonte: Extraído e modificado de (G.I.E. Cosgrove).

6.1.2.1 ELEMENTOS ARQUITETURAIS

Elementos arquiteturais são corpos de estratos com propriedades geométricas distintas e compostos internamente por associações de litofácies, de modo que possam ser interpretados, em termos do registro preservado, como representativos de componentes de sistemas eólicos (Cosgrove et al., 2021a; cf. Miall, 1985). Possuem propriedades sedimentológicas específicas, incluindo arranjos distintos de unidades internas de fácies e superfícies delimitadoras e geometrias externas (cf. Miall, 1985).

Em sucessões eólicas, normalmente são encontrados elementos arquiteturais comuns como dunas, interdunas e elementos de lençol de areia. Os elementos arquiteturais têm geometrias preservadas que não necessariamente se assemelham a forma dos componentes originais (ex: duna ou interduna), assim, o significado ambiental de um elemento arquitetural precisa ser interpretado no contexto tanto de sua geometria original quanto de sua evolução no decorrer do tempo (Kocurek e Havholm, 1993).

A partir dos dados de campos e MVA's serão observados a geometria dos corpos sedimentares; as relações entre a extensão lateral do elemento arquitetural (comprimento e largura) e a espessura; informações qualitativas relativas a supersuperfícies que delinham sequências sedimentares eólicas.

6.1.2.2 GEOMETRIA E PROPORÇÃO DE FACIES E ELEMENTOS ARQUITERURAS

Para cada elemento arquitetural, as propriedades geométricas (espessura, comprimento e largura dos sets) serão registradas. Para este projeto, os dados sobre espessuras e comprimentos dos elementos arquiteturais são considerados em detalhes. Os comprimentos são registrados paralelamente a direção geral inferida ou medida do transporte de sedimentos. As proporções relativas dos tipos de elementos arquiteturais e fácies em sucessões, ou em partes delas, são consideradas como frações das espessuras totais registradas. Em todos os casos, a 'espessura total registrada' aqui se refere apenas às porções de um preenchimento da bacia que são de origem eólica ou predominantemente eólica.

6.1.2.3 SUPERFÍCIES

Brookfield (1977) reconheceu uma hierarquia de superfícies delimitadoras (terceira, segunda e primeira ordem), porém Kocurek (1996), a fim de atribuir identificadores descritivos aos conceitos antes criados, definiu superfícies delimitadoras de significado muito equivalente aos de Brookfield (1977): superfícies de reativação, superfícies de superposição e superfícies de migração de interduna. Uma classe de superfícies delimitadoras de ordem superior é agora amplamente reconhecida: a supersuperfície (por exemplo, Loope, 1985; Langford e Chan, 1988; Fryberger, 1993; Kocurek, 1988, 1996).

As superfícies de reativação, superposição e superfícies interdunas são principalmente o resultado da migração autógena da forma de leito, já as supersuperfícies são geralmente atribuídas como produto de forçamento alogênico

(Fryberger, 1993), embora também possam ser potencialmente geradas pela migração regional de um grande aporte sedimentar eólico (ou erg).

Neste trabalho, devido as suas grandes extensões laterais e origem predominantemente alogênica, serão detalhadas as supersuperfícies em detalhe, assim como as de 1ª, 2ª e 3ª ordem, a fim de verificar a extensão lateral, altura e angulo de mergulho.

7.0 METODOLOGIA

A metodologia utilizada para a realização deste trabalho se deu através dos Programas Agisoft Metashape para o processamento das imagens aéreas tiradas das áreas de estudo e posterior confecção do MVA. O Software CloudCompare V2.12 foi utilizado para a parte prática, incluindo as medidas de espessuras de set, determinar as superfícies limítrofes, ângulos de cavalgamento e comprimento de onda.

7.1 PROCESSAMENTO DAS IMAGENS AÉREAS PARA GERAÇÃO DOS MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO (MVA'S)

Para a criação do MVA, foi utilizado o software Agisoft Metashape, um software utilizado para processamento de imagens fotogramétricas. A fotogrametria é uma técnica que envolve a extração de informações tridimensionais a partir de fotografias ou imagens.

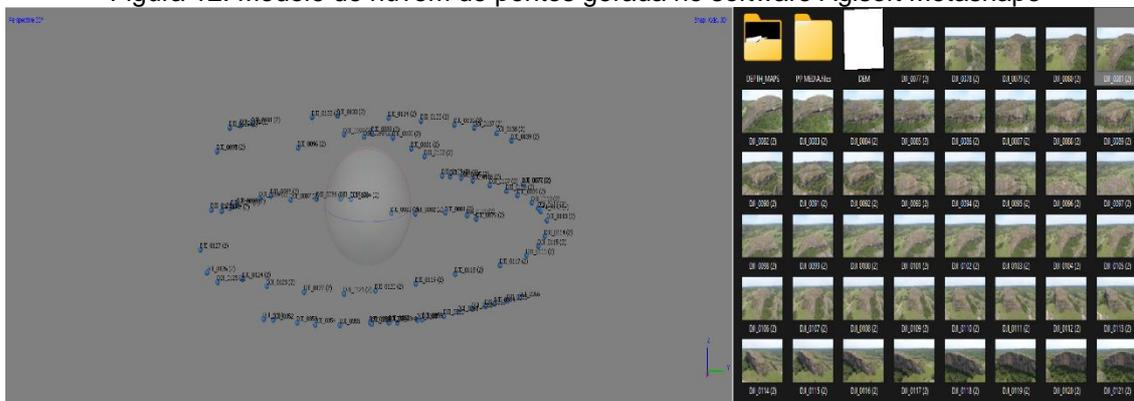
7.2 AGISOFT METASHAPE

O Agisoft Metashape é um software avançado de fotogrametria que permite a criação de modelos tridimensionais detalhados a partir de fotografias digitais. Este programa é amplamente frequentemente utilizado em aplicações como modelagem 3D, mapeamento, topografia, arqueologia, agricultura de precisão e outras áreas que requerem reconstrução tridimensional a partir de fotos.

7.2.1 O PROCESSO DE CRIAÇÃO DE MODELOS TRIDIMENSIONAIS NO AGISOFT METASHAPE

O processamento das imagens foi realizado no software Agisoft Metashape, onde as aerofotos obtidas através do drone são importadas para software. Para a leitura sequencial ser realizada é preciso que as fotos estejam numeradas e em ordem, além da necessidade que exista uma taxa de sobreposição entre as imagens para que se possa obter tridimensionalidade. O produto gerado é um modelo de nuvem esparsa de pontos (Figura 12).

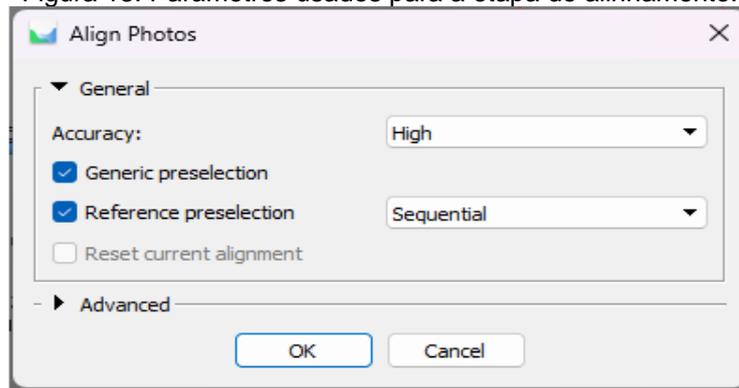
Figura 12: Modelo de nuvem de pontos gerada no software Agisoft Metashape



Fonte: Extraído e modificado do software Agisoft Metashape em conjuntos com a lista de figuras.

O software utiliza algoritmos de reconhecimento de características para identificar pontos comuns entre as fotografias. Após ser gerada a nuvem de pontos, esses pontos são usados para calcular a posição e a orientação de cada imagem no espaço tridimensional. Esse processo é conhecido como alinhamento das imagens, os parâmetros usados foram: Alta qualidade para a precisão e para a leitura das imagens foi utilizado a opção sequencial (Figura 13).

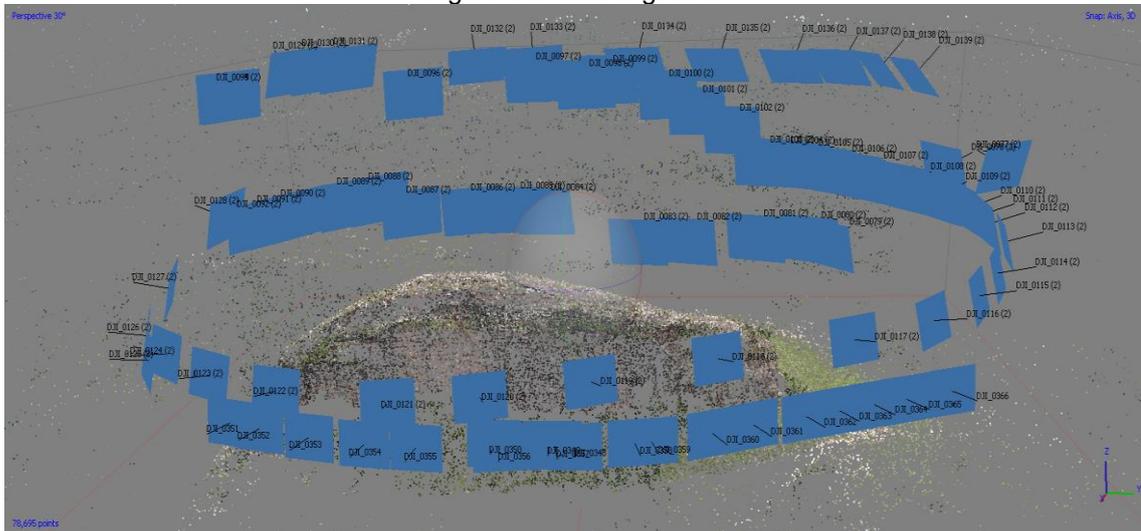
Figura 13: Parâmetros usados para a etapa de alinhamento.



Fonte: Extraído e modificado do software Agisoft Metashape.

Nuvens de pontos densas são construídas posicionando fotos alinhadas. Após a construção da nuvem de pontos densa, uma malha ou MDS (Modelos Digitais de Superfície) pode ser gerada (Figura 14). A malha consiste em triângulos irregulares, que são gerados a partir dos pontos constituintes, as nuvens de pontos densas são conectadas por triangulação. Os modelos digitais de superfície (MDS) representam a elevação da superfície de um terreno em uma escala de cores e podem ser gerados em projeções geográficas, planas ou cilíndricas.

Figura 14: Malha gerada

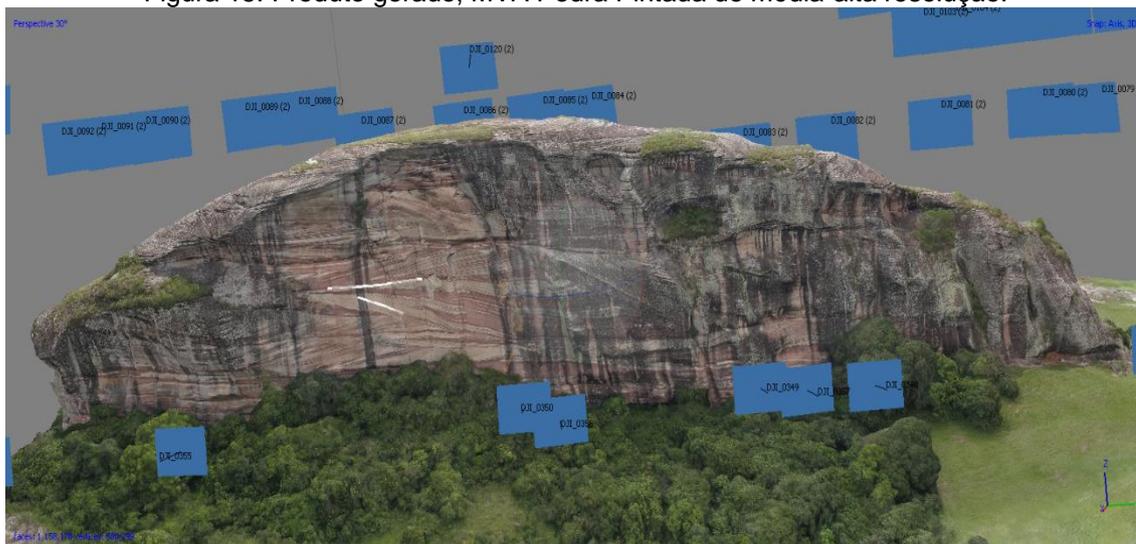


Fonte: Extraído e modificado do software Agisoft Metashape.

Com a nuvem de pontos densa pronta, o software procede à construção da malha. A malha é uma estrutura composta por vértices, arestas e faces que define a forma do objeto em 3D. O Agisoft Metashape utiliza a nuvem de pontos para criar essa malha, que pode ser refinada para obter um modelo mais suave e detalhado.

Após a criação da malha, o Agisoft Metashape aplica as texturas às superfícies do modelo através da função *Mesh*. As texturas são geradas a partir das imagens originais, garantindo que o modelo tridimensional tenha uma aparência realista e fiel ao objeto ou área fotografada. Este processo envolve o mapeamento das fotografias sobre a malha para criar uma textura contínua e sem costuras. Os produtos gerados por tais procedimentos são: MDS, MVA's e ortofotomosaicos.

Figura 15: Produto gerado, MVA Pedra Pintada de média-alta resolução.



Fonte: Extraído e modificado do software Agisoft Metashape.

Ao final do processamento das fotos no software Agisoft Metashape foram gerados MDS de média-alta resolução e cinco MVA: MVA Pedra Pintada de média-alta resolução (MVA-PP), MVA de média-alta resolução -MVA Pedra do Meio de alta e média resolução (MVA-PM), MVA Pedra Branca de média-alta resolução (MVA-PB) (Figura 15).

7.3 O CLOUDCOMPARE V2.12

O CloudCompare é uma aplicação gratuita e de código aberto, focada na manipulação e análise de nuvens de pontos. O software suporta uma ampla gama de formatos de arquivos 3D, permitindo a importação e exportação fácil de dados. Além disso, oferece uma série de ferramentas para visualização, edição, segmentação e medição de modelos 3D.

7.3.1 OBTENDO MEDIDAS COM O CLOUDCOMPARE V2.12

A aquisição dos planos das superfícies e suas orientações foram realizadas no software CloudCompare.

Foi traçado um segmento de reta que segue a superfície de interesse, com essa etapa concluída, em seguida é preciso gerar o plano por triangulação desta superfície para se obter o dado real da direção e mergulho.

Segundo *Nichols, G. (2009)* a "regra dos V" refere-se a um princípio usado na interpretação de mapas geológicos topográficos. Esta regra ajuda a determinar a direção da inclinação das camadas sedimentares e a identificar superfícies limítrofes. Quando uma camada sedimentar ou um contato geológico cruza um vale em um mapa topográfico, a forma do "V" que se forma aponta para a montante do vale (ou seja, contra a direção de paleocorrente).

Para determinar se a superfície é de 1ª ou 2ª ordem, foi preciso traçar planos na base do set, seguindo a regra dos V, abaixo da superfície e o topo do set acima e a relação precisa ser feita entre os três planos obtidos.: Se a superfície que limita os sets tiver sentido oposto aos mesmos, serão classificados como superfícies de 1ª ordem. Se a superfície que limita os sets tiver o mesmo sentido ou sentido oblíquo (<60°) a direção dos sets, a superfície será classificada como superfície de 2ª ordem.

A espessura de cada set foi obtida utilizando a ferramenta de medição de distâncias do CloudCompare. A espessura foi medida com base na maior distância perpendicular entre os planos paralelos a base e topo dos set's.

O ângulo de cavalgamento foi calculado trigonometricamente pelo ângulo entre a superfície de interduna (S0) e a superfície de cavalgamento entre dunas subjacente. Para realizar esta etapa no software CloudCompare foi necessário a princípio identificar e medir o plano da S0, através da função *desenhar*, tendo o plano e direção da superfície de interduna e a supersuperfície de interesse, na aba *planos* do software, está a função *comparar*, que mede o plano entre as duas superfícies, que representa o ângulo de cavalgamento entre elas.

O comprimento de onda foi calculado através do software Excel, seguindo o método sugerido por Mountney and Howell, 2000, trigonometricamente pela equação (1): $\lambda = \frac{s}{\tan \delta}$ onde: λ é o comprimento de onda da duna, s representa a espessura do set e δ o ângulo de cavalgamento. Se utilizando deste conceito, na tabela de medidas (Tabela 1) foram selecionados os dados de espessuras de set e ângulos de cavalgamento, tendo que ser feita a conversão dos ângulos de cavalgamento para radianos.

7.4 TABELA DE RESULTADOS E GRÁFICO DE DISPERSÃO

A tabela dos resultados obtidos foi feita pelo software Excel, e a partir de seus dados foi gerado um gráfico de dispersão.

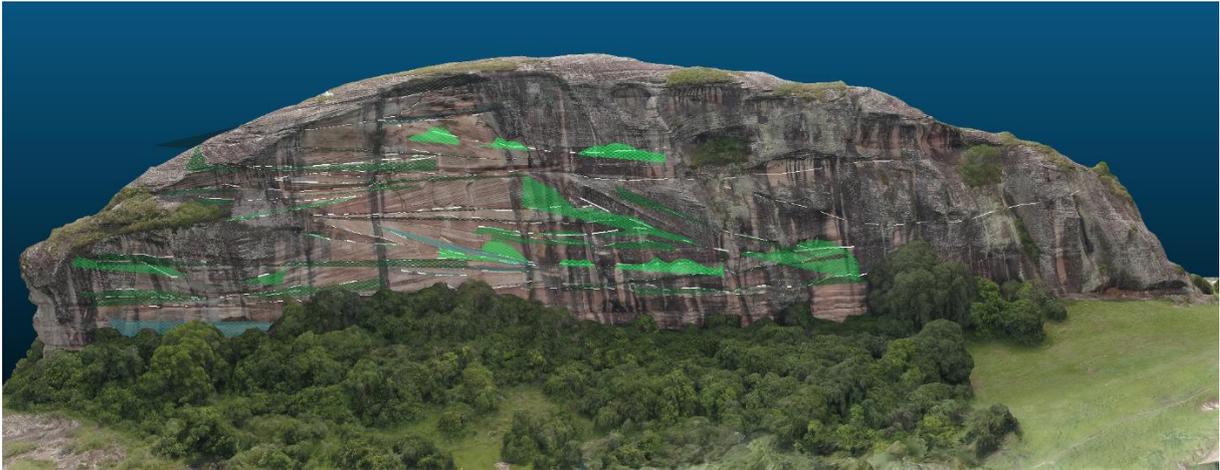
Um gráfico de dispersão é feito em função de duas variáveis, que no caso foram espessura de set e comprimento de onda, onde os pontos no gráfico representam pares de valores, onde cada ponto no gráfico corresponde a uma observação dos dados. Este tipo de gráfico é muito útil para identificar possíveis correlações ou padrões entre as variáveis.

8.0 RESULTADOS

8.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS

No total foram feitas 40 medidas de cada uma das estruturas citadas, permitindo construir o diagrama de dispersão utilizado na metodologia deste trabalho. As medidas de espessura de set e comprimento de onda tem seus valores em metros.

Figura 16: Modelo Pedra Pintada interpretado com suas superfícies e delimitações de sets. As linhas brancas em detalhes são as superfícies e sets delimitados e os detalhes em verdes são os planos projetados destas superfícies.



Fonte: Autor.

8.1.1 SUPERFÍCIES

As superfícies classificadas são superfícies de 1ª e 2ª ordem, foram feitas 40 medições. Foram identificadas 13 superfícies de 1ª ordem e 27 de 2ª ordem. Apresentam extensão média de 50.5m, onde a maior extensão possui 135.9m e a menor 17.8m.

Superfícies de 1ª ordem são marcadas por contatos erosivos ou discordantes, indicando interrupções significativas na sedimentação ou eventos tectônicos. Essas superfícies podem ser identificadas por mudanças abruptas na fácies sedimentar, refletindo uma mudança no ambiente deposicional ou um intervalo de tempo significativo.

Superfícies de 2ª ordem são mais sutis e podem ser delimitadas por mudanças graduais nas fácies sedimentares ou por superfícies de inundação que indicam uma continuidade deposicional com pequenas variações no regime de sedimentação.

8.1.2 ESPESSURA DE SETS

As espessuras apresentam valores que variam menos, tendo um valor mínimo de 1,9m e valor máximo de 13,5, com 6,54m sendo seu valor médio.

8.1.3 ANGULOS DE CAVALGAMENTO

Os ângulos de cavalgamento possuem valores que variam de um mínimo de 3,53° a um valor máximo de 59,57° com uma média de 22,86°.

8.1.4 COMPRIMENTO DE ONDA

Os comprimentos de onda apresentam valores altamente variados, com grande amplitude entre seu valor mínimo que é 2,43m e seu máximo 90,78m, e a média das medidas teve valor de 24,41m. Os valores podem ser analisados em detalhes na Tabela 1.

Superfície/Dip Direction	Superfícies/Extensão	Ângulo de Cavalgamento	Espessura de Set	Comprimento de Onda
63	67.7	12,46	9,49	42,95
271	18.3	51,16	8,3	6,68
68	51.4	9,34	5,57	33,87
50	62.6	9,9	7,04	40,34
281	39.2	59,57	8,69	5,10
41	22.5	25,2	6,8	14,45
335	67.7	24,12	3,31	7,39
22	19.9	21,13	13,6	34,93
71	42.3	6,21	6,94	63,78
8	29.2	20,35	8,21	22,14
58	17.8	10,44	2,01	10,91
52	39.5	9,26	8,45	51,83
52	87.5	21,5	5,98	15,18
75	63.6	49,48	5,37	4,59
120	67.7	20,43	9,18	24,64
330	32.1	32	7,17	11,70
277	110.2	30,9	4,6	7,69
32	85.7	14,81	1,9	7,19
235	45.3	29,36	5,4	9,60
257	43.5	43,84	1,99	2,07
62	106.6	46,47	7,82	7,43
29	50.5	13,81	7,59	30,88
63	41.1	15,18	5,62	20,71
238	69	36,5	2,64	3,57
207	49.2	46	2,51	2,43
226	127.9	20,91	3,91	10,23
21	52.5	53,5	7,98	5,90
289	63.5	11,47	5,32	26,22
316	72.4	10,43	5,41	29,39
339	105.7	3,53	5,6	90,78
302	108.2	8,59	3,62	23,96
120	64.3	32,58	10,39	16,26
14	76.9	8,32	6,1	41,71
355	71.2	14,56	6,45	24,83
255	135.9	11,47	8,92	43,96
295	31.9	9,23	11,48	70,65
218	86.5	24,04	8,97	20,11
226	71.5	10,96	6,07	31,34
14	76.8	8,32	5,96	40,75
112	32	27,47	9,49	18,25
MÉDIAS	50,5	22,86	6,54	24,41

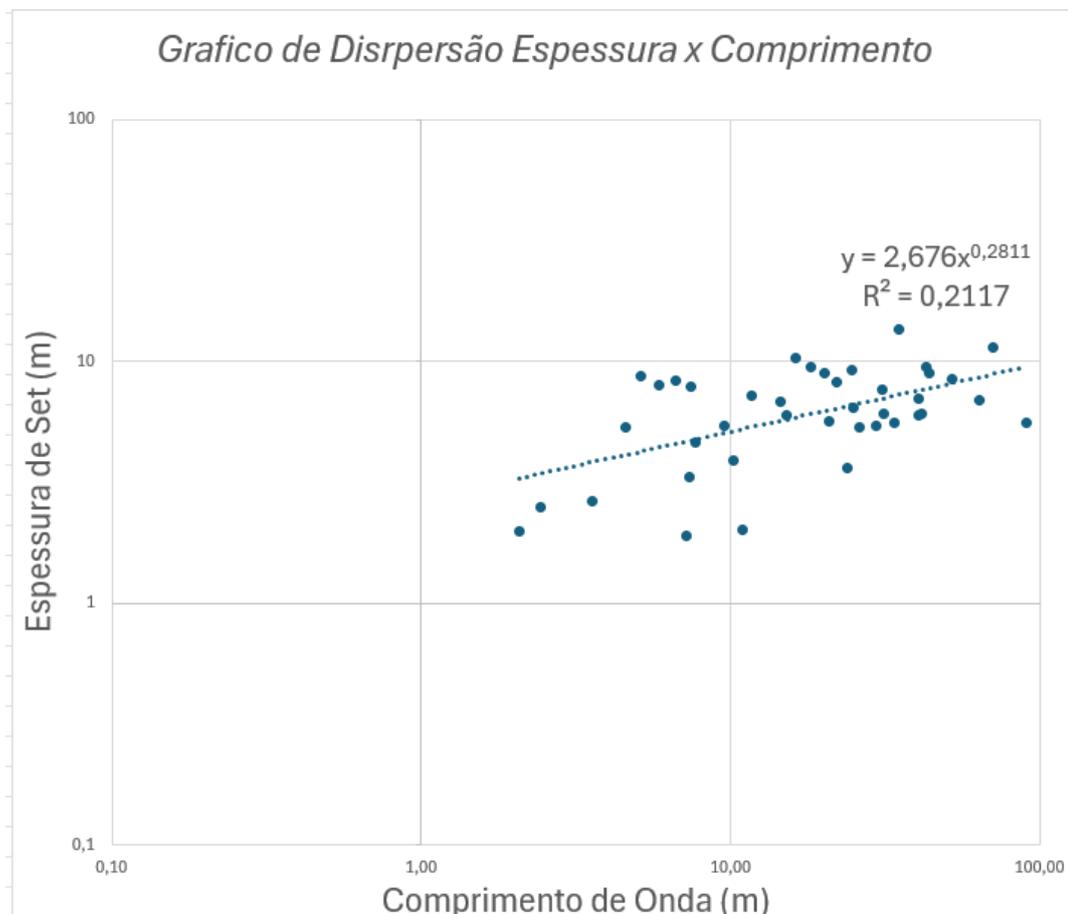
Tabela 1: Registro das medidas extraídas.

8.1.5 RELAÇÃO ENTRE COMPRIMENTO DE ONDA E ESPESSURA DE SET

O diagrama de dispersão apresentado (Figura 17) ilustra a relação entre o comprimento de onda e a espessura de set, ambos medidos em metros, utilizando uma escala logarítmica para ambos os eixos. No eixo horizontal (X), temos o comprimento de onda variando de 0,1 metros a 100 metros, enquanto no eixo vertical (Y), a espessura de set varia de 0,1 metros a 100 metros. Cada ponto no gráfico representa um par de medidas de comprimento de onda e espessura de Set, indicando a distribuição desses valores.

A linha de tendência sugere uma correlação positiva entre o comprimento de onda e a espessura de set. Isso significa que, conforme o comprimento de onda aumenta, a espessura de Set tende a aumentar também, dado que é confirmado pelos estudos de *G.I.E. Cosgrove*, como demonstrado na Figura 10.

Figura 17: Gráfico de Dispersão Espessura x Comprimento.



Fonte: Autor.

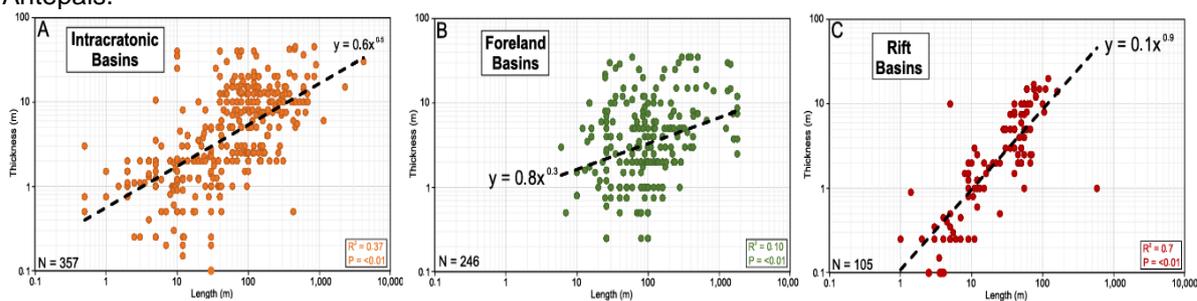
9.0 DISCUSSÃO

O presente trabalho tem como base o artigo “Quantitative analysis of aeolian stratigraphic architectures preserved in different tectonic settings” de *Grace I.E. Cosgrove*. O artigo utiliza uma abordagem informada por um banco de dados quantitativo em função da variabilidade na arquitetura sedimentar preservada de 56 sistemas eólicos globalmente distribuídos, incluindo estudos sobre Formação Pedra Pintada. O estudo busca relacionar e contextualizar este estudo quantitativo de formas de leitos e suas estruturas com o contexto tectônico de formação da bacia sedimentar em que esta formação se situa.

O presente trabalho teve como objetivo obter dados destas estruturas, presentes na Formação Pedra Pintada e a partir dos mesmos, criar uma tabela descritiva deste banco de dados e um gráfico de dispersão, ambos feitos a partir do software Excel.

A comparação com o diagrama feito com os diagramas apresentados por Cosgrove (Figura 18) é essencial para enquadrar a formação Pedra Pintada no contexto de formação regional da Bacia do Camaquã, a partir dos padrões adotados pelo artigo.

Figura 18: Diagramas de dispersão proposto por G.I.E. Cosgrove et al. Onde é feita a relação entre espessuras de set e comprimento de onda em bacias Intracratônicas, de Rift e Antepais.



Fonte: Extraído e modificado de (G.I.E. Cosgrove).

Para determinar em qual tipo de bacia a Formação Pedra Pintada se encaixaria melhor com base em seu estudo, é crucial comparar as características observadas com os tipos de bacia descritos.

Se as estruturas sedimentares da Formação Pedra Pintada são predominantemente finas, isso pode sugerir um cenário semelhante ao de uma bacia de rift, onde a rápida geração de acomodação e a alta taxa de subsidência limitam a espessura das deposições eólicas.

Conforme *Grace I.E. Cosgrove*, uma taxa de subsidência mais lenta pode sugerir um cenário mais próximo ao das bacias intracratônicas, enquanto uma taxa rápida pode apontar para uma bacia de rift ou de antepaís. A presença de depósitos não eólicos intercalados, como fluviais ou lacustres, pode indicar uma dinâmica de deposição semelhante às bacias de rift, onde frequentes mudanças no ambiente deposicional são comuns.

O diagrama de dispersão Espessura x Comprimento de onda apresenta uma estruturação de seus pontos e reta que se assemelham mais ao diagrama de bacias do tipo antepaís, proposto por Cosgrove, embora a autora no artigo descreva a bacia como do tipo rift.

As bacias de antepaís são formadas em regiões de compressão tectônica, geralmente associadas a orógenos, onde a subsidência é induzida pela carga tectônica das cadeias montanhosas adjacentes. Essas bacias apresentam uma sedimentação caracterizada pela deposição de sedimentos clásticos provenientes da erosão das montanhas próximas. A formação da Bacia do Camaquã está situada a oeste do Orógeno Dom Feliciano, no sul do Brasil. Está intimamente relacionada ao orógeno, que resulta de eventos tectônicos no Neoproterozoico, formado durante a Orogenia Brasileira. As atividades tectônicas associadas ao Orógeno Dom Feliciano criaram condições de rifteamento e subsidência, levando à formação da Bacia do Camaquã.

Paim et al 2000 em seu artigo *A Bacia do Camaquã* destaca que existe uma certa unanimidade entre os diversos pesquisadores envolvidos com estudos sobre a Orogenia Brasileira no Rio Grande do Sul quanto a vinculação da Bacia do Camaquã a uma depressão tectônica gerada e desenvolvida durante as fases finais de evolução do Cinturão Dom Feliciano.

10.0 CONCLUSÕES:

Foram identificadas 40 superfícies no total, onde 27 foram caracterizadas como de 2ª ordem e 13 de 1ª ordem. As espessuras de set's tiveram valor médio de 6,54 metros, a maior espessura encontrada foi de 15,5 metros. Ângulos de Cavalgamento tem valor médio de 22,86°, o maior ângulo identificado é de 59,57°.

Os diagramas de dispersão apresentados por Cosgrove servem como parâmetro, através das informações obtidas das formas de leito de uma bacia, para a compreensão do contexto tectônico em que a bacia sedimentar está inserida.

Diversos estudos feitos na Bacia do Camaquã são inconclusivos referente ao ambiente tectônico em que a bacia se insere, Cosgrove em seu estudo classifica a BC como rift, outros autores apontam a BC como uma bacia de antepais, como Paim 2000.

Com base nos dados obtidos através dos MVA's, o gráfico de dispersão, feito a partir da relação entre ângulos de cavalgamento, espessuras de set's e comprimento de onda, comparado com os graficos apresentados por Cosgrove, apontam a Bacia do Camaquã como uma bacia do tipo antepais, assim indo de acordo com o estudo apresentado por Paim.

Os métodos apresentados por Cosgrove se mostram eficazes em sua função de ajudar na compreensão do contexto tectônico em que uma bacia sedimentar se insere.

A tectônica da região pode influenciar a espessura dos sets eólicos. Em bacias tectonicamente ativas, a subsidência rápida pode acomodar grandes volumes de sedimentos e permitir a preservação de dunas espessas. Comparar com bacias de diferentes configurações tectônicas, como feito no artigo de Grace I.E. Cosgrove, pode ajudar a entender a influência da tectônica na sedimentação eólica.

Diante da falta de consenso quanto a evolução tectônica e classificação da Bacia do Camaquã, o presente projeto busca agregar na discussão sobre este aspecto na evolução da Bacia do Camaquã.

11.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, R. P. TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DO EDIACARANO AO ORDOVICIANO: EXEMPLOS DO SUPERGRUPO CAMAQUÃ (RS) E DO GRUPO CAACUPÉ (PARAGUAI ORIENTAL). TESE (DOUTORADO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR) - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO, 2005

ALMEIDA, R. P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A .R. S.; MARCONATO, A. EVOLUTION OF A RIFT BASIN DOMINATED BY SUBAERIAL DEPOSITS: THE GUARITAS RIFT, EARLY CAMBRIAN, SOUTHERN BRAZIL. *SEDIMENTARY GEOLOGY*. v. 217, p. 30-51, 2009.

ALMEIDA, R. P.; SANTOS, M. G. M.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; JANIKIAN, L.; FAMBRINI, G. RECURRING EXTENSIONAL AND STRIKE-SLIP TECTONICS AFTER THE NEOPROTEROZOIC COLLISIONAL EVENTS IN THE SOUTHERN MANTIQUEIRA PROVINCE. *ANAIIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS*, v. 84 (2), p. 347–376, 2012.

BROOKFIELD, M. E. THE ORIGIN OF BOUNDING SURFACES IN ANCIENT AEOLIAN SANDSTONES. *SEDIMENTOLOGY*, v. 24, p. 303-332, 1977.

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A.M.P.; SANTA BÁRBARA FORMATION (CAÇAPAVA DO SUL, SOUTHERN BRAZIL): DEPOSITIONAL SEQUENCES AND EVOLUTION OF AN EARLY PALEOZOIC POST-COLLISIONAL BASIN. *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*, v. 16, p. 365-380, 2003.

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; ONOE, A. T.; HARTMANN, L. A. U-Pb ZIRCON AND ^{40}Ar - ^{39}Ar K-FELDSPAR DATING OF SYNSEDIMENTARY VOLCANISM OF THE NEOPROTEROZOIC MARICÁ FORMATION: CONSTRAINING THE AGE OF FORELAND BASIN INCEPTION AND INVERSION IN THE CAMAQUÃ BASIN OF SOUTHERN BRAZIL. *BASIN RESEARCH*, p. 359-375, 2008.

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.

CHANDLER, M. A.; KOCUREK, G.; GOGGIN, D. J.; LAKE, L. W. EFFECTS OF STRATIGRAPHIC HETEROGENEITY ON PERMEABILITY IN EOLIAN SANDSTONE SEQUENCE,

PAGE SANDSTONE, NORTHERN ARIZONA. THE AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS BULLETIN, V. 73, N. 5, P. 658- 668, 1989.

CHEMALE JR., F. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE. IN: HOLZ M.; DE ROS L.F. (EDS), GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL. CENTRO DE INVESTIGAÇÃO DO GONDWANA, PORTO ALEGRE: UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL, P. 13-52, 2000.

COSGROVE, G. I. E. QUANTITATIVE ANALYSIS OF AEOLIAN STRATIGRAPHIC ARCHITECTURES PRESERVED IN DIFFERENT TECTONIC SETTINGS. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH, V. X, N. Y, P. Z-ZZ, 2022.

DIAS, K. D. N.; SCHERER, C. M. S. CROSS-BEDDING SET THICKNESS AND STRATIGRAPHIC ARCHITETURE OF AEOLIAN SYSTEMS: AN EXAMPLE FROM THE UPPER PEMIAN PIRAMBÓIA FORMATION (PARANÁ BASIN), SOTHERN BRAZIL. JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCE, V.25, P. 405-415, 2008.

FAMBRINI, G. O GRUPO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZOICO III) DA BACIA DO CAMAQUÃ, RIO GRANDE DO SUL. TESE (DOUTORADO EM GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA) – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO, 2003.

FAMBRINI, G.L., ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S. ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DO GRUPO SANTA BÁRBARA (EDIACARANO) NA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, ANAIS, P. 550-564, 2006.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L., ALMEIDA, R. P.; PELOSI, A. P. M. R.; JANIQUIAN, L. A. BACIA DO CAMAQUÃ: UM SISTEMA INTRACONTINENTAL ANOROGÊNICO DE RIFTS DO NEOPROTEROZÓICO III – EOPALEOZÓICO NO RIO GRANDE DO SUL. IN: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RS, ESTUDO E BACIAS. ANAIS. P. 139-144, 2003.

FRYBERGER, S. G.; SCHENK, C. WIND SEDIMENTATION TUNNEL EXPERIMENTS ON THE ORIGINS OF EOLIAN STRATA. SEDIMENTOLOGY, V.8, P. 805-821, 1981.

GARCIA, A. J. V.; PAIM, P. S. G.; LOPES, R. C.; FACCINI, U. F.; LAVINA, E. L. C. CARACTERIZAÇÃO DE RESEVATÓRIOS: UMA ANÁLISE INTEGRADA. IN: PAIM, P. S. G.;

FACCINI, U. F.; NETTO, R. G. (Eds.), GEOMETRIA, ARQUITETURA E HETEROGENEIDADES DE CORPOS SEDIMENTARES - ESTUDO DE CASOS, SÃO LEOPOLDO, P. 15-37, 2003.

GODINHO, L. P. S.; ALMEIDA, R. P.; MARCONATO, A.; SANTOS, M. G. M.; FRAGOSOCESAR, A. R. S. ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS CONGLOMERÁTICOS DO GRUPO GUARITAS (RS): IMPLICAÇÕES PARA O PALEOCLIMA E A PALEOGEOGRAFIA DA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL NO EOCAMBRIANO. GEOLOGIA USP, SÉRIE CIENTÍFICA, SÃO PAULO, V. 13, N. 2, P. 123-144, 2013.

HAMPSON, G. J.; HOWELL, J. A. SEDIMENTOLOGIC AND GEOMORPHIC CHARACTERIZATION OF ANCIENT WAVE-DOMINATED DELTAIC SHORELINES; UPPER CRETACEOUS BLANCKHAWK FORMATION, BOOK CLIFFS, UTAH, USA. IN: GIOSAN, L.; BHATTACHARYA, J. P. (ORG.) RIVERS DELTAS – CONCEPTS, MODELS AND EXAMPLES. SOCIETY FOR ECONOMIC PALEONTOLOGISTS AND MINERALOGISTS SPECIAL PUBLICATION, V. 83, P.133-154, 2005

HARTMANN, L. A; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R. P. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO RIO GRANDE DO SUL NO PRÉ-CAMBRIANO. IN: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (Eds.), 50 ANOS DE GEOLOGIA: INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS. PORTO ALEGRE: COMUNICAÇÃO E IDENTIDADE, P. 97-124, 2007.

HUNTER, R. E. BASIC TYPES OF STRATIFICATION IN SMALL EOLIAN DUNES. SEDIMENTOLOGY. V. 24, P.361–387, 1977.

KOCUREK, G. SIGNIFICANCE OF INTERDUNE DEPOSITS AND BOUDING SURFACES IN AEOLIAN DUNE SANDS. SEDIMENTOLOGY, V. 28, P. 753-80, 1981.

_____. FIRST-ORDER AND SUPER BOUNDING SURFACES IN EOLIAN SEQUENCES – BOUNDING SURFACES REVISITED. SEDIMENTARY GEOLOGY, V. 56, P. 193-206, 1988.

_____. INTERPRETATION OF ANCIENT EOLIAN SAND DUNES. ANNU. REV. EARTH PLANET. SCI., V.19, P.43- 75, 1990.

_____. DESERT AEOLIAN SYSTEMS. IN: READING, H. G. (ORG), SEDIMENTARY ENVIRONMENTS: PROCESS, FACIES AND STRATIGRAPHY. 3ª ED., P. 125-153, 1996.

_____. THE AEOLIAN ROCK RECORD (YES, VIRGINIA, IT EXISTS, BUT IT REALLY IS RATHER SPECIAL TO CREATE ONE). IN: GOUDIE, A.; LIVINGSTONE, I. (ORG), AEOLIAN ENVIRONMENTS, SEDIMENTS AND LANDFORMS, JOHN WILEY, LONDON, P. 239-259, 1999.

KOCUREK, G., DOTT, R. H. J. DISTINCTIONS AND USES OF STRATIFICATION TYPES IN THE INTERPRETATION OF EOLIAN SANDS. J. SEDIMENTARY PETROLOGY. V.51, N. 2, P. 579-595, 1981.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K. G. EOLIAN SEQUENCE STRATIGRAPHY - A CONCEPTUAL FRAMEWORK. IN: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. (ORG.), SILICICLASTIC SEQUENCE STRATIGRAPHY: RECENT DEVELOPMENTS AND APPLICATIONS. SOCIETY OF ECONOMIC PALEONTOLOGISTS AND MINERALOGISTS SPECIAL PUBLICATION, V. 52, P.393-409, 1993.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K. G. EOLIAN SEQUENCE STRATIGRAPHY - A CONCEPTUAL FRAMEWORK. IN: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. (ORG), SILICICLASTIC SEQUENCE STRATIGRAPHY. AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS MEMOIR, V. 58, P. 393-409, 1994.

KOCUREK, G.; KNIGHT, J.; HAVHOLM, K. G. OUTCROP AND SEMI-REGIONAL THREEDIMENSIONAL ARCHITECTURE AND RECONSTRUCTION OF A PORTION OF THE EOLIAN PAGE SANDSTONE (JURASSIC). IN: MIAL, A. D.; TYLER, N. (EDS.), THE THREEDIMENSIONAL FACIES ARCHITECTURE OF TERRIGENOUS CLASTIC SEDIMENTS AND IMPLICATIONS FOR HYDROCARBON DISCOVERY AND RECOVERY. SEMP, CONCEPTS IN SEDIMENTOLOGY AND PALEONTOLOGY, V.3, P. 25-43, 1991.

KOCUREK, G.; LANCASTER, N. AEOLIAN SYSTEM SEDIMENT STATE: THEORY AND MOJAVE DESERT KELSO DUNE FIELD EXAMPLE. SEDIMENTOLOGY, V. 46, P. 505-515, 1999.

KOCUREK, G.; NIELSON, J. CONDITIONS FAVOURABLE FOR THE FORMATION OF WARM-CLIMATE AEOLIAN SAND SHEET. SEDIMENTOLOGY, V. 33, P. 795-816, 1986.

LANCASTER, N. THE DEVELOPMENT OF LARGE EOLIAN BEDFORMS. SEDIMENTARY GEOLOGY, V.56, P. 69-89, 1988.

LANCASTER, N.; TELLER, J.T. INTERDUNE DEPOSITS THE NAMIB SAND SEA. SEDIMENTARY GEOLOGY., V. 51, P. 91-108, 1988.

NICHOLS, G. SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY. 2. ED. OXFORD: WILEY-BLACKWELL, 2009

NÓBREGA, J. E .S. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DO GRUPO GUARITAS, CAMBRIANO DA BACIA DO CAMAQUÃ (RS). DISSERTAÇÃO (MESTRADO EM GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA) – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO, 2011.

PAIM, P. S .G.; CHEMALE JR., F.; CUNHA, R. A BACIA DO CAMAQUÃ. IN: HOLZ, M., DE ROS, L. F. (EDS.), GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL. CIGO-UFRGS, PORTO ALEGRE, P. 231-274, 2000.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE JR., F.; WILDNER, W. ESTÁGIOS EVOLUTIVOS DA BACIA DO CAMAQUÃ. CIÊNCIA E NATURA. IN: REVISTA DO CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS-UFMS EDIÇÃO ESPECIAL, V.36, P. 183-193, 2014.

PAIM, P. S. G., LOPES, R. C., CHEMALE JR, F. ALOESTRATIGRAFIA, SISTEMAS DEPOSICIONAIS E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DO CAMAQUÃ - VENDIANO SUPERIOR/ORDOVICIANO INFERIOR DO RS. IN: 6º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA/1º ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, P. 39–50, 1995.

PAIM, P. S. G., SCHERER, C. M. S. ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA DE SUCESSÕES FLÚVIO-EÓLICAS: O EXEMPLO DO ALOGRUPO GUARITAS NA REGIÃO DA PEDRA PINTADA, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL. IN: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F.; NETTO, R. G. (EDS) GEOMETRIA, ARQUITETURA E HETEROGENEIDADES DE CORPOS SEDIMENTARES - ESTUDO DE CASOS, SÃO LEOPOLDO, P. 38-58, 2003.

PAIM, P. S. G., SCHERER, C. M. S. HIGH-RESOLUTION STRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL MODEL OF WIND- AND WATER-LAID DEPOSITS IN THE ORDOVICIAN GUARITAS RIFT (SOUTHERNMOST BRAZIL). SEDIMENTARY GEOLOGY, V. 202, P. 776-795, 2007.