

Cronologia e morfogênese de depósitos relacionados aos areais, sudoeste do RS - Brasil

Chronology and morphogenesis of deposits related to sand fields, Southwestern RS - Brazil

Mateus Gleiser Oliveira¹ , Dirce Maria Antunes Suertegaray¹ , Laurindo Antonio Guasselli²  & Éder Luis Rodrigues¹ 

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, Brasil. E-mail: mtgleiser@gmail.com; dircesuerte@gmail.com; geoeder@gmail.com

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, Brasil. E-mail: laurindo.guasselli@ufrgs.br

Resumo: A formação de areais no sudoeste do Rio Grande do Sul resulta de processos de arenização, isto é, de retrabalhamento e remobilização de materiais de depósitos arenosos expostos por dinâmicas hídrica (ravinas e voçorocas) e eólica (deflação). Esta pesquisa analisa a estrutura superficial da paisagem de uma feição denominada Areal, situada em Quaraí, na região da Campanha. O objetivo é caracterizar os depósitos quaternários associados à gênese dos areais e a sua vinculação com datações realizadas no sul da América do Sul, visando reconstruir o paleoambiente que, na atualidade, originou a formação dos areais. Os procedimentos metodológicos incluíram o mapeamento, a delimitação e a caracterização sedimentológica dos depósitos relacionados à gênese dos areais; a coleta de amostras para datação por luminescência óptica estimulada (LOE); e a análise de pesquisas sobre datações no sul do continente americano. Os resultados apresentam a cronologia e a morfogênese dos depósitos arenosos (areais), considerando o mapeamento da compartimentação do relevo, as análises sedimentológicas e as datações por LOE. Esse processo resultou na datação de três unidades (Cati, Areal e Areais) em correspondência com as mudanças climáticas do final do Pleistoceno e do Holoceno. A comparação com a datação de áreas adjacentes, por meio de revisão bibliográfica, possibilitou reconstruir a estrutura superficial da paisagem na qual os areais de Quaraí se inserem.

Palavras-chave: Areais do Rio Grande do Sul; Depósitos superficiais; Quaternário; Estrutura superficial da paisagem; Datação por luminescência opticamente estimulada.

Abstract: The formation of sand fields in the southwest of the Rio Grande do Sul results from arenization processes, that is, from the reworking and remobilization of materials from exposed sandy deposits by hydric dynamics (gullies) and aeolian dynamics (deflation). This research analyzes the surface structure of a landscape feature termed Areal, located in Quaraí, in the Campanha region. The objective is to characterize the Quaternary deposits associated with the genesis of the sand fields and their relationship to dating studies

conducted in southern South America, aiming to reconstruct the paleoenvironment that gave rise to the sand fields. Methodological procedures included mapping, delineation, and sedimentological characterization of the deposits related to the genesis of the sand fields; sampling for optically stimulated luminescence (OSL) dating; and analysis of studies on dating in the southern South American continent. The results present the chronology and morphogenesis of the sandy deposits (sand fields), considering the mapping of relief compartmentalization, the sedimentological analysis, and the OSL dating. This process resulted in the dating of three units (Cati, Areal, and Areais) corresponding to the climatic changes of the late Pleistocene and the Holocene. Comparison with the dating of adjacent areas, through a bibliographic review, made it possible to reconstruct the surface structure of the landscape in which the Quaraí sand fields are inserted.

Keywords: Sands fields of Rio Grande do Sul; Superficial deposits; Quaternary; Surface structure of the landscape; Optically stimulated luminescence dating.

1. Introdução

A formação de areais, no extremo sul do Brasil, resulta do processo de arenização. Ou seja, do retrabalhamento de depósitos arenosos expostos, através de dinâmicas hídrica (ravinas e voçoroca) e eólica (deflação); e sua remobilização dificultando a fixação da vegetação (Suertegaray, 1987). Este conceito foi complementado considerando os eventos de maior intensidade de chuvas na aceleração dos processos erosivos hídricos (Suertegaray *et al.*, 2012).

A presença de areais na paisagem pode ser concebida como relictos de um clima pretérito associado a um clima mais seco e frio¹. A partir do areal, como um reduto paleoambiental, é possível inferir possíveis elementos do quadro natural, pois o processo se desenvolve sobre certas condições específicas (Suertegaray, 1987, 2020).

Estudos sobre a morfogênese dos areais do Sudoeste do Rio Grande do Sul (Oliveira & Suertegaray, 2021), através de cronologia relativa, indicaram a presença de duas unidades deposicionais sobrepostas ao arenito da Formação Botucatu, a Unidade A - Cati e a Unidade B - Areal (Suertegaray, 2020). De acordo com a posição estratigráfica, a área de ocorrência de areais foi interpretada como associada a depósitos de ambientes áridos, com base nas características geológicas (análise sedimentológica), em indicadores geomorfológicos (linhas de pedra e pavimentos detríticos) e em espécies vegetais de ambiente árido. Logo, estas duas unidades foram relacionadas a depósitos pleistocênicos. A Unidade A - Cati na transição para o Holoceno, na sua fase úmida fria, e a Unidade B - Areal no Holoceno médio, no período de ressecamento característico dos ambientes áridos e frios (Ab'Saber, 1969b). A análise da morfogênese dessas paisagens associadas à presença de areais indicou depósitos quaternários em áreas de ocorrência de areais no município de São Francisco de Assis (Oliveira, 2011; Oliveira & Suertegaray, 2021).

As análises e interpretações feitas até agora permitiram remontar o quadro da evolução da paisagem a partir de datações relativas. Nesta pesquisa, as interpretações serão apoiadas em um método de datação absoluta. As datações por radiocarbono (C14),

¹ Trata-se de areais já identificados como originários de ambiente árido frio, agora objeto de datações absolutas que corroboram as evidências encontradas nessa área – areais do SW do Rio Grande do Sul- no município de Quaraí, já indicadas em Suertegaray (1987).

termoluminescência (TL) ou de luminescência opticamente estimulada (LOE), permitem integrar os resultados a um sistema maior de informações. Assim, eventos ocorridos em áreas mais ou menos afastadas são passíveis de reconstituição de fenômenos locais em escalas espaço-temporais mais amplas, considerando como parâmetro subchaves referentes a qual Estágio Isotópico Marinho (EIM) eles se encontram. A curva proposta por Emiliani (1955) e refinada por Shackleton & Opdyke (1976) se torna uma referência para as glaciações quaternárias, em detrimento da cronologia oferecida por dados fragmentários e incompletos retirados sobre os depósitos continentais (Suguio, 2010).

A datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) mede o tempo transcorrido desde a última exposição à luz solar de sedimentos compostos por minerais (quartzo e feldspato), permitindo datar a época em que o depósito foi recoberto por um novo evento deposicional, em distintos ambientes (Stokes, 1999; Sallun & Suguio, 2006; Sallun *et al.*, 2007). Esse método trabalha diretamente com o material mineral dos sedimentos, sem necessidade de restos orgânicos (como no caso do C¹⁴). A LOE é indicada para análises em sedimentos fluviais (Rittenour, 2008; Cordier, 2010; Dias & Perez Filho, 2015), colúvios, dunas eólicas fixas, terraços marinhos (Kiyak & Özcan, 2009; Silva & Corrêa, 2023) e solo arqueológico (Vafiadou *et al.*, 2007), entre outras possibilidades.

Portanto, o objetivo deste artigo é reconstruir a morfogênese dos depósitos relacionados à ocorrência dos areais e reconstituir a paisagem de ocorrência dessas feições em conexão com datações absolutas já realizadas em estudos regionais. Optamos por trabalhar a partir de dois eixos: (i) mapear os depósitos e suas características, conjugadas com observações e coletas de campo e à interpretação visual de imagens; (ii) analisar, a partir da posição topográfica (compartimentação do relevo), as formas ou microformas de relevo, a sedimentologia e os processos associados e reconstituir a evolução geomorfológica local, com ênfase na cronologia buscando expressar a estrutura superficial da paisagem. A centralidade desta investigação vincula-se aos estudos da morfogênese de áreas de ocorrência de areais, promovendo coleta e datações de amostras, ao logo de diferentes compartimentos que compõe o areal e seu entorno, com base na utilização do LOE e análise sedimentológica visando a caracterização da estrutura superficial da paisagem.

2. Área de Estudo

A Figura 1 destaca a área que corresponde aos areais, localizados no município de Quaraí, e a área da Formação Touro Passo (Bombin, 1976) no município de Uruguai, na região SW do Rio Grande do Sul.

Na área dos areais de Quaraí, ocorreram falhamentos ao longo do rio Quaraí (Machado, 2005), que promoveram um soerguimento, constituindo barreiras às areias depositadas em ambientes do Pleistoceno e do Holoceno. Apresenta-se como uma janela de exposição do Botucatu, em distinção das áreas circundantes recobertas por derrames basálticos. A área da Formação Touro Passo, que corresponde a um conjunto de depósitos sedimentares fluviais do Pleistoceno Superior, constitui uma formação passível de comparação com a área de ocorrência dos areais, considerando os períodos geológicos em resgate.

A área de estudo localiza-se sobre o substrato onde afloram os arenitos da Formação Botucatu, sotapostos à Formação Serra Geral. Estes arenitos se encontram em altitudes entre 120 e 220 m, com espessura variando entre 50 e 200 m. (DNPM, 1983;

Machado, 2005; Gagliardi, 2008). A Formação Botucatu, regionalmente, apresenta em sua caracterização granulométrica grãos quartzosos e localmente feldspáticos bem selecionados, de areias finas a grossas, e com grãos bem arredondados (Machado, 2005; Scherer & Lavina, 2005).

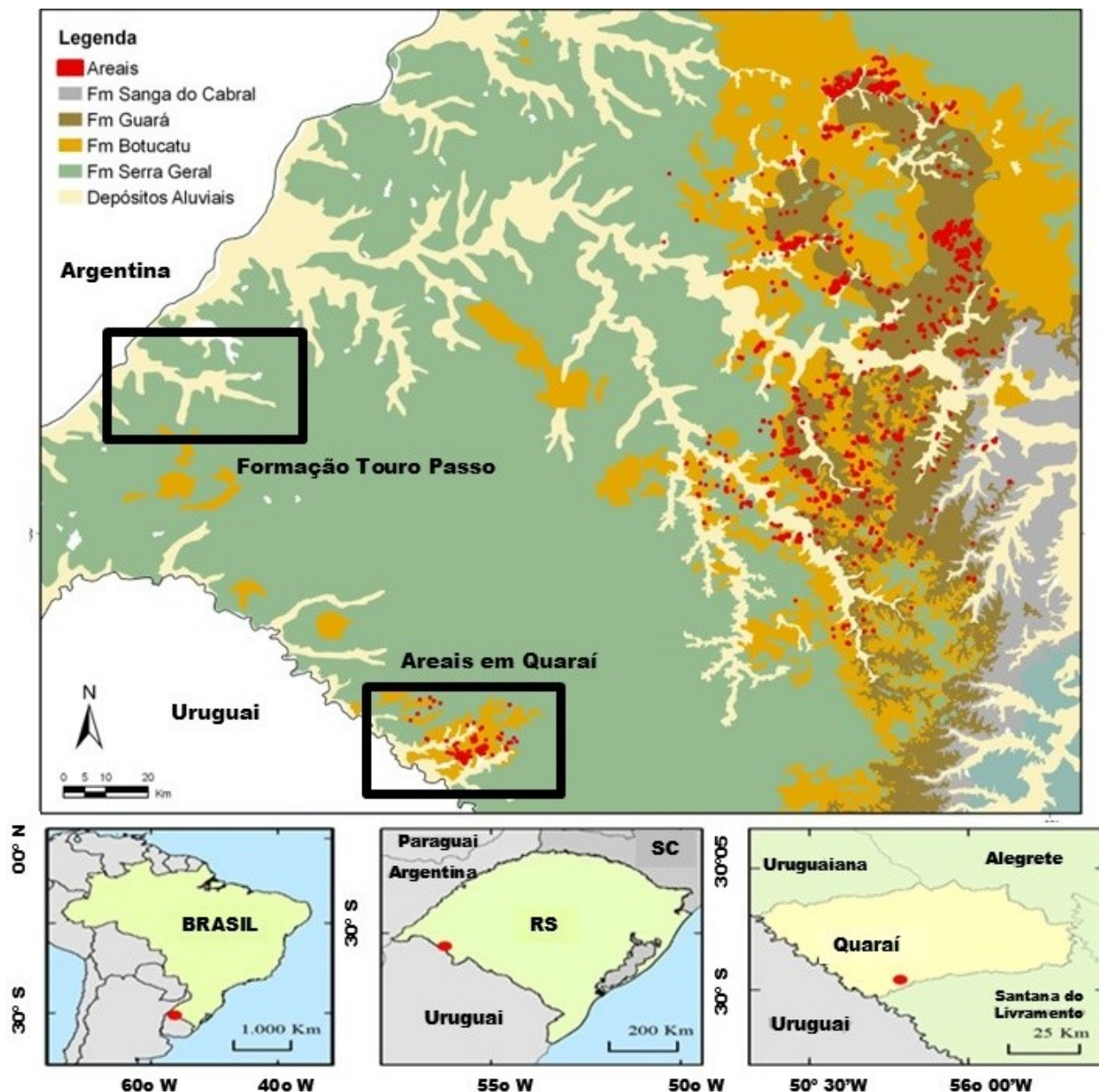


Figura 1. Localização da área de estudo: Areal do Cerro da Figueira, Quarai - RS, e contexto regional dos focos de arenização. Fonte: Elaboração dos autores, com base em CPRM (2008).

Figure 1. Location of the study area Areal do Cerro da Figueira Quarai - RS and regional context of the sandization foci. Source: Prepared by the authors, based on CPRM (2008).

A distribuição da litologia (Figura 2) indica a Formação Botucatu, arenítica, na base da coluna estratigráfica, sobreposta pelos basaltos da Formação Serra Geral. Sobrepostas a elas, encontram-se duas unidades deposicionais quaternárias (A - Cati; B - Areal). Essas unidades são resultantes de deposições hídricas (em fases do Pleistoceno)

e eólicas (do Holoceno) (Suertegaray, 1987). Além dos depósitos quaternários, estão assinaladas a hidrografia e as áreas de várzea.

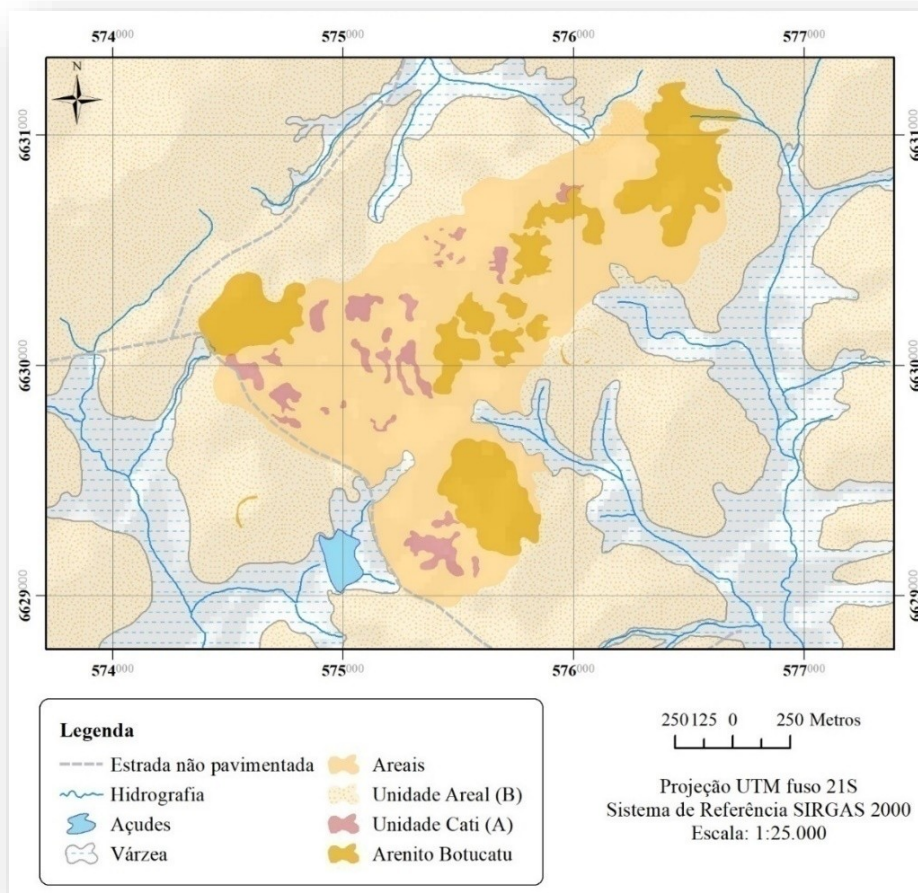


Figura 2. Estratigrafia da área de estudo: areal do Cerro da Figueira - Quaraí- RS. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 2. Stratigraphy of the study area: Cerro da Figueira sand - Quaraí- RS. Source: Oliveira (2022).

O areal em estudo, com base no mapa geomorfológico (Figura 3), localiza-se no interflúvio dos arroios Areal e Cati, em área de afloramento da Formação Botucatu, recoberta por formações quaternárias, Formação Cati e Formação Areal.

3. Materiais e Métodos

Para as finalidades desta pesquisa foram utilizados os seguintes procedimentos operacionais:

i) mapeamento geomorfológico a partir do controle de campo e da interpretação de um conjunto de aerofotografias de 1964, em tons de cinza e na escala 1:60.000, obtidas do IGEO/UFRGS. As aerofotografias foram escaneadas em resolução de 300 dpi no ScanMaker 9800XL plus, utilizando o software StereoPhoto Maker para confecção de anaglifos coloridos (vermelho/ciano) utilizando par estereoscópico. Cada par de anaglifos foi georreferenciado no software ArcMap™ 10.2, e foi elaborado um mosaico da janela da Formação Botucatu, litologia de base nas áreas onde ocorrem os areais em Quaraí. A fotointerpretação foi realizada com o auxílio de

óculos com filtros de cores complementares, realçando o efeito 3D para delimitação, por interpretação visual, da estratigrafia do areal Cerro da Figueira, e elaboração de um mapa na escala de 1:50.000 (Figura 2);

ii) pontos de coleta de amostras a partir da abertura de trincheiras no areal (P4 UNB, P5 e P6) e dois pontos com remoção superficial dos primeiros 30 cm de material exposto no afloramento (Figura 3);

iii) análise sedimentar, granulometria e morfoscopia (esfericidade, arredondamento e textura superficial). Para a análise do material sedimentar, utilizou-se, como referência para os sedimentos finos, a técnica de pipetagem, baseada na Lei de Stokes (1851), e, para os sedimentos grosseiros, um jogo de peneiras correspondente aos intervalos granulométricos de Wentworth. A morfometria foi obtida a partir de comparação visual entre cartas representativas de cada parâmetro: esfericidade (Rittenhouse, 1943); arredondamento (Krumbein, 1934); e textura superficial (Bigarella *et al.*, 2007);

iv) datação de 08 amostras utilizando o método de datação por luminescência opticamente estimulada (LOE), foi realizada no Laboratório de Datação Comércio & Prestação de Serviços LTDA, com base no protocolo SAR, utilizando-se dez alíquotas. A técnica de datação por LOE mede o tempo transcorrido desde a última exposição à luz solar de sedimentos compostos por minerais cristalinos (quartzo e feldspato) e permite datar a época em que o depósito foi recoberto por um novo evento deposicional, em distintos ambientes (Stokes, 1999; Sallun & Suguio, 2006). Segundo Stokes (1999) e Sallun & Suguio (2006), nos sedimentos predominantemente arenosos, a datação dos grãos de quartzo pode fornecer idades de até 150.000 anos. Para Watchman & Twidale (1999) o LOE pode fornecer datações de até 120.000 anos. De acordo com Rhodes (2011), a datação por luminescência opticamente estimulada de sedimentos pode fornecer datações dos últimos 200.000 anos.

Foi adotado o sistema de Miall (1977) para classificar as litofácies com base na conjugação de elementos estruturais e texturais. Essa interpretação vertical permite interpretar diferentes ambientes de deposição e sua cronologia relativa. Assim, conjugado aos dados das diferentes camadas identificadas e da datação, é possível inferir a gênese e a cronologia dos eventos modeladores da paisagem. A classificação é baseada principalmente na textura do material (retirada do diagrama triangular), pois cada ambiente possui uma seleção própria dos grãos depositados e transportados, relacionados à energia de seus agentes.

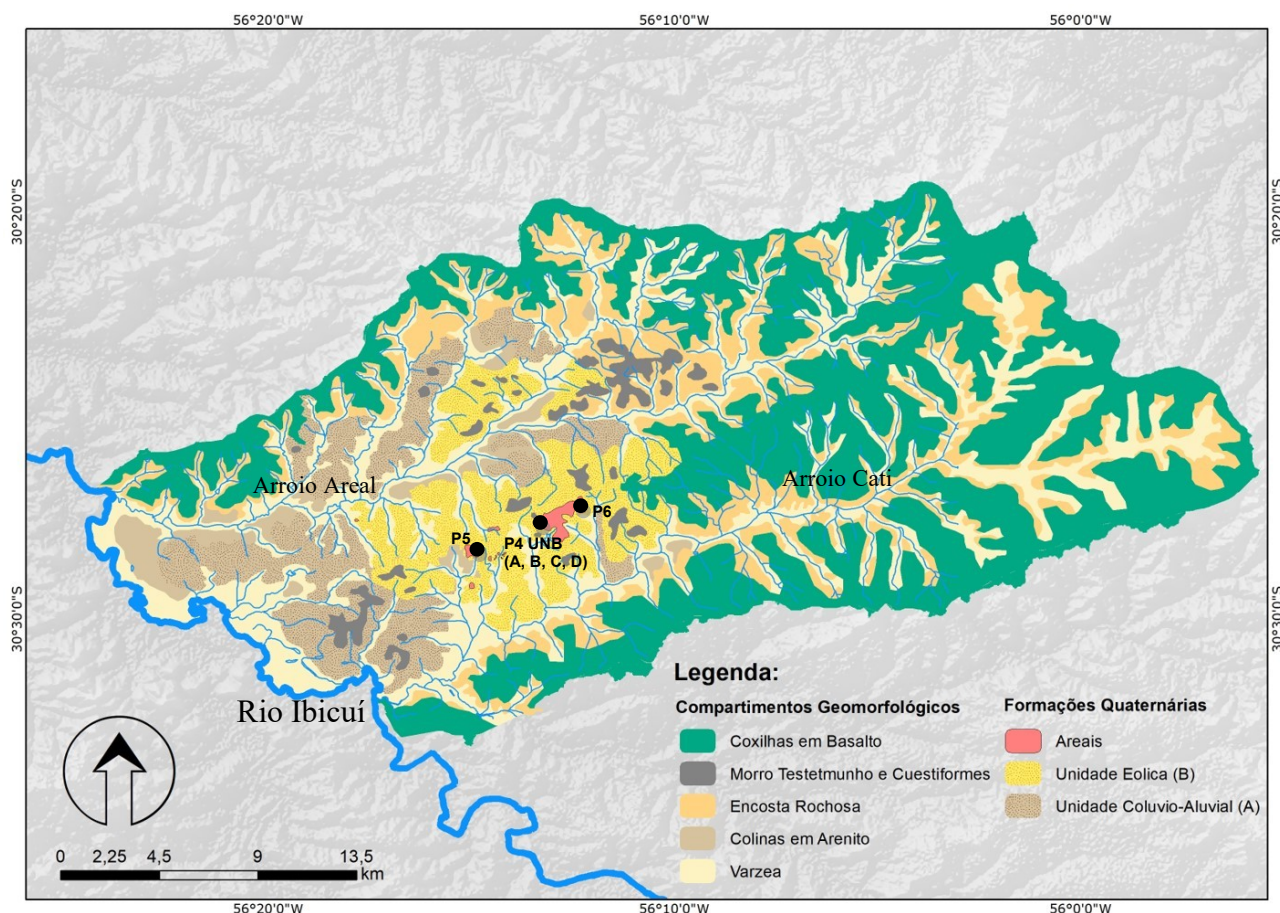


Figura 3. Geomorfologia e pontos de coleta: areais de Quaraí -RS Fonte: Modificado de Oliveira (2022).

Figure 3. Geomorphology and collection points: sand the Quaraí Areal - RS. Source: Modify of Oliveira (2022).

Cada classe é identificada com um código, formado por letra maiúscula inicial e seguida por uma ou duas letras minúsculas. As letras maiúsculas identificam o tamanho do grão dominante: Cascalho (Gravel), areia (Sand), silte e argila (Fines). As letras minúsculas designam os elementos texturais e/ou estruturais das fácies: (h) laminação horizontal; (c) material suportado por clastos; (r) marcas de ondulação/ *ripple marks*; (m) estrutura maciça; (l) laminações; (p) marcas de estratificação cruzada; e assim em sequência (Miall, 1996). Como nas áreas amostrais predominaram solos com alto teor de argila em relação à areia, optamos por uma adaptação da metodologia de Miall (1996) indicando essas fácies com a letra F (*Fines*) no gráfico da Figura 4, de estratigrafia do ponto amostral da Unidade Cati.

As amostras para datação LOE foram coletadas em campo utilizando tubos opacos de PVC (aproximadamente 30 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro), inseridos no perfil sedimentar e imediatamente vedados em ambas as extremidades para evitar qualquer exposição à luz solar. Cada tubo recebeu a identificação numérica correspondente à amostra e uma seta indicando o sentido de inserção no solo. Em seguida, os tubos foram acondicionados em sacos plásticos pretos e transportados ao laboratório.

No laboratório, as amostras só foram abertas dentro de ambiente escuro, iluminado apenas por luz vermelha. Logo após a abertura, o material bruto foi seco e submetido à peneiração para obtenção da fração granulométrica de 100–160 μm , isolando-se grãos de quartzo e eliminando partículas maiores. Em seguida, cada porção de 100–160 μm foi

submetida aos tratamentos químicos. O primeiro passo consistiu em adicionar peróxido de hidrogênio (H_2O_2 a 20%) para remover resíduos de matéria orgânica. Após completa neutralização, realizou-se lavagem com água destilada para retirar quaisquer vestígios de H_2O_2 . Em seguida, aplicou-se ácido fluorídrico (HF a 20%) para dissolver partes danificadas dos grãos de quartzo; novamente, houve lavagem com água destilada. Por fim, utilizou-se ácido clorídrico (HCl a 10%), que dissolveu eventuais carbonatos remanescentes na amostra, seguido de nova lavagem com água destilada para neutralizar o reagente. Após esses tratamentos, garantiu-se que os grãos de quartzo estivessem livres de matéria orgânica e carbonatos, restando apenas quartzo adequados para análise luminescente.



Figura 4. Estratigrafia do ponto amostral P4 (UNB), quatro fácies da Unidade Cati. O perfil do ponto amostral P4 (UNB), na base de um morro testemunho, configura uma forma tabular a montante das várzeas locais. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 4. Stratigraphy of sampling point P4 (UNB), four facies of the Cati Unit. The profile of sampling point P4 (UNB), at the base of a test hill, forms a tabular shape upstream of the local floodplains. Source: Oliveira (2022).

Para a determinação da paleodose (dose equivalente), aplicou-se o protocolo SAR (Single-Aliquot Regenerative-dose) conforme Murray & Wintle (2000). Foram preparadas dez alíquotas de cada amostra tratada, sendo que cada alíquota resultou em uma paleodose individual. Durante esse procedimento, realizaram-se tanto o teste de recuperação de dose (dose recovery test) com variação de $1,0 \pm 0,1$, para verificar a

exatidão da dose administrada, quanto o teste de reciclagem (*recycling test*), para avaliar a repetibilidade do sinal de luminescência. A paleodose da amostra foi então calculada com base no modelo de idade central das alíquotas obtidas.

As medidas de dose anual foram determinadas pela radiação ionizante emitida pelos radionuclídeos presentes nas amostras, provenientes das séries de decaimento de U, Th e K, e pela radiação cósmica. O conteúdo de água nos sedimentos, que influencia a absorção da radiação ionizante, também foi considerado nos cálculos de dose. A radiação cósmica foi estimada com base em informações de latitude, longitude, profundidade e altitude de cada ponto de coleta. A combinação dessas contribuições permitiu obter a taxa de dose anual necessária para calcular a idade final das amostras.

Os dados estão apresentados dentro de subchaves referentes ao Estágio Isotópico Marinho (EIM). Como a escala temporal dos dados é relativamente extensa, e representa bem as oscilações entre estádios glaciais e interglaciais, optou-se por organizar os resultados temporais por EIM, uma forma já consolidada de diálogo entre os trabalhos de cunho paleoambiental do Quaternário.

O EIM, ou MIS quando em língua inglesa, é uma cronologia de eventos glaciais e interglaciais inferidas a partir da concentração do isótopo 18 do oxigênio, retirado das carapaças de foraminíferos do fundo oceânico. Quando apresenta altos níveis de oxigênio se trata de um período frio da temperatura global, e quando os níveis de oxigênio caem se trata de um período quente. Assim, são atribuídos números ímpares para momentos interglaciais (EIM 1, 3, etc.) e pares para estágios glaciais (EIM 2, 4, etc.). Estes testemunhos representam uma grande vantagem em termos comparativos dentre os estudos paleoambientais. É no fundo oceânico que os registros de eventos glaciais ocorridos nas terras emersas se apresentam de maneira mais preservada e quase contínua. Assim, a curva proposta por Emiliani (1955) e refinada por Shackleton & Opdyke (1976) é uma referência para as glaciações quaternárias, em detrimento da cronologia oferecida por dados fragmentários e incompletos retirados sobre os depósitos continentais conforme referência anteriormente citada (Suguio, 2010).

Os limites EIM permanecem cânones, e foram largamente utilizados pelos autores consultados, permitindo uma melhor comparação. Não obstante, foram utilizados limites temporais propostos pela Comissão Internacional de Estratigrafia (2018), tendo o início do Pleistoceno ocorrido aos 2.58 milhões de anos A.P. e o início do Holoceno aos 11.700 anos A.P.

As análises relativas à cronologia e à morfogênese de depósitos arenosos (areais) em ambiente continental, buscam decifrar a estrutura superficial da paisagem conforme Ab'Saber (1969). Para este autor, o estudo da estrutura superficial da paisagem constitui o nível de análise geomorfológica em que são processadas informações que permitem compreender a morfogênese de uma forma ou, conforme se referia o autor, a morfogênese da paisagem.

4. Resultados

4.1. Idades LOE

As medições das amostras por LOE forneceram paleodoses médias e respectivas idades (Tabela 1). A amostra P4 UNB A (85 cm) apresentou paleodose de $21,9 \pm 1,1$ Gy, dose anual de $1\,110 \pm 45$ $\mu\text{Gy/ano}$ e idade de 19.750 ± 1.870 anos, situando-a no Pleistoceno Tardio, pouco após o ápice do Último Máximo Glacial. A P4 UNB B (120 cm) exibiu paleodose de $33,3 \pm 2,0$ Gy, dose anual de 1.410 ± 50 $\mu\text{Gy/ano}$ e idade de $23\,670 \pm 1\,870$ anos, correspondente ao cerne do Último Máximo Glacial no Pleistoceno Tardio. A amostra P5 (87 cm) exibiu paleodose de $10,8 \pm 0,7$ Gy, dose anual de 800 ± 50 $\mu\text{Gy/ano}$ e idade de 775 ± 150 anos. A amostra P6 A (40 cm) registrou paleodose de $0,1 \pm 0,01$ Gy, dose anual de 930 ± 50 $\mu\text{Gy/ano}$ e idade de 100 ± 15 anos, inserindo-se no Holoceno Superior, época histórica recente. A P6 B (80 cm) registrou paleodose de $0,6 \pm 0,1$ Gy, dose anual de 800 ± 45 $\mu\text{Gy/ano}$ e idade de 775 ± 150 anos, também pertencente ao Holoceno Superior, no intervalo medieval tardio.

Tabela 1. Datação por LOE e os valores dos parâmetros mensurados para o cálculo das idades.

Table 1. LOE dating and parameter values measured to calculate ages.

Código	Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)	Paleodose média (Gy)	Dose Anual ($\mu\text{Gy/ano}$)	Idade LOE (anos)
5271	P4 UNB A	$5,282 \pm 0,299$	$0,879 \pm 0,92$	$0,418 \pm 0,052$	10,1	$21,9 \pm 1,1$	1.110 ± 45	19.750 ± 1.870
5272	P4 UNB B	$5,742 \pm 0,330$	$1,085 \pm 0,105$	$0,710 \pm 0,060$	13,4	$33,3 \pm 2,0$	1.410 ± 50	23.670 ± 1.870
5394	P4 UNB C	$5,14 \pm 0,33$	$1,566 \pm 0,137$	$0,26 \pm 0,1$	7 ± 2	$86,9 \pm 4,4$	$1.040 \pm 0,09$	83.820 ± 8.740
5395	P4 UNB D	$3,16 \pm 0,28$	$0,644 \pm 0,119$	$0,67 \pm 0,11$	10 ± 2	$136,7 \pm 7,3$	$136,7 \pm 7,3$	122.590 ± 13.180
5265	P5 A	$5,730 \pm 0,353$	$0,665 \pm 0,114$	$0,893 \pm 0,070$	23,4	$0,8 \pm 0,1$	1.400 ± 55	4.500 ± 260
5274	P5 C	$3,877 \pm 0,273$	$0,278 \pm 0,096$	$0,333 \pm 0,059$	12,0	$10,8 \pm 0,7$	800 ± 50	13.660 ± 1.230
5275	P6 A	$3,175 \pm 0,238$	$0,578 \pm 0,092$	$0,413 \pm 0,054$	5,5	$0,1 \pm 0,01$	930 ± 50	100 ± 15
5276	P6 B	$3,437 \pm 0,242$	$0,305 \pm 0,086$	$0,352 \pm 0,052$	8,3	$0,6 \pm 0,1$	800 ± 45	775 ± 150

4.2. Unidade Cati

Na área de estudo, a Unidade A - Cati se sobrepõe ao arenito da Formação Botucatu e apresenta-se diretamente em superfície circundada pela unidade Areal (Figura 5). E regionalmente, a Unidade A - Cati está presente em áreas de colinas, subjacente à Unidade B - Areal. Por vezes, estão presentes em feições de corte e preenchimento, indicando pequenas fendas ou mesmo vales esculpidos na Formação Botucatu, posteriormente entulhados pela Unidade A - Cati. As altimetrias onde ocorrem essas feições são similares às da Unidade B - Areal, dispondo-se a 120 m ou mais e estendendo-se nas áreas rebaixadas. Para a análise desta unidade, foram coletadas 4 (quatro) amostras da coluna denominada P4 (UNB), em altitude de 157 m. Essa coluna se localiza no terço inferior de uma colina, quase em conexão com uma várzea, e parcialmente recoberta por areais removidos pela dinâmica atual (Figura 5).



Figura 5. Compartimentos de relevo associados aos areais: (A) Formação Botucatu, ao fundo, sustentada pelo basalto; (B) ponto amostral P4 (UNB); (C) parcela da feição areal entre estas duas formas. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 5. Relief compartments associated with the sands: (A) Botucatu Formation, in the background, supported by basalt; (B) sample point P4 (UNB); (C) portion of the areal feature between these two forms. Source: Oliveira (2022).

A coluna estratigráfica da Unidade Cati (Figura 4) apresenta as quatro fácies, que servem como amostras de referência para esta unidade.

Todas as amostras analisadas do perfil (Figura 6) são constituídas por grãos polidos. Embora tenham sofrido mobilidade, os grãos se mostram subarredondados e de esfericidade moderada, sendo improvável a cobertura de distâncias mais amplas ou a atuação de um agente de transporte eficiente para aparar e arredondar suas arestas. Parece fazer sentido, segundo Oliveira (2022), a ocorrência de fácies sedimentares com laminação, indicando fluxo fluvial, e de momentos de deposição de fluxo colúvio-aluvial, devido à grande mistura de estruturas maciças e material heterogêneo (Figura 6). A Figura 5 mostra que os pontos P4A e P4B indicam laminação fraca e laminação paralela, respectivamente. A Figura 6 exemplifica os dados do ponto 4 da tricheira P5 (Figura 5) que expresam essas evidências.

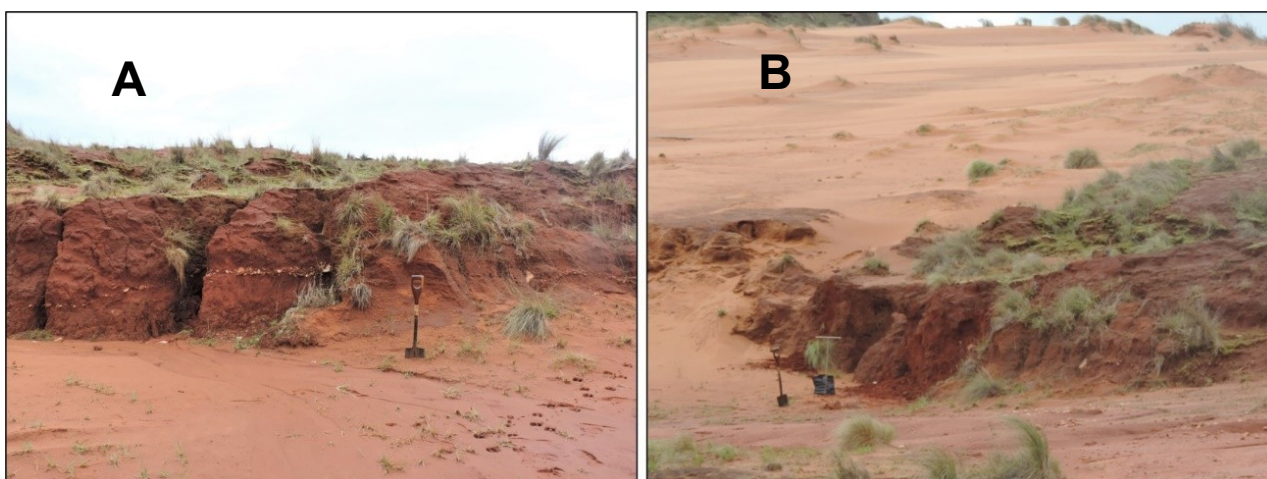


Figura 6. (A) Unidade Cati: ponto P4 (UNB) com linha de pedra aparente; (B) Unidade colúvio-aluvial aflorante: ponto P6 em meio ao areal. Ambos os pontos apresentam-se como depósitos em formato tabular. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 6. (A) Cati Unit: point P4 (UNB) with apparent stone line; (B) Outcropping colluvio-alluvial unit: point P6 in the middle of the sand. Both points appear as tabular deposits. Source: Oliveira (2022).

O entulhamento da porção deprimida pelo material em trânsito por processos pluviais e gravitacionais provindos da encosta a montante, pacote P4 (UNB), ocorreu em diferentes momentos climáticos do Pleistoceno. Na base do pacote, em contato erosivo plano com o arenito Botucatu, ocorre um depósito com idade de formação entre 122.590 ± 13.180 anos e 83.820 ± 8.740 anos.

O pacote composto pelas amostras P4 (UNB D, C) e P4 (UNB B, A) mostra uma linha de pedras (Figura 7). Linhas de pedra registram um hiato deposicional e configuram um paleopavimento detrítico, típico do piso rochoso de áreas áridas ou semiáridas (Ab'Saber, 1960, 1969b).

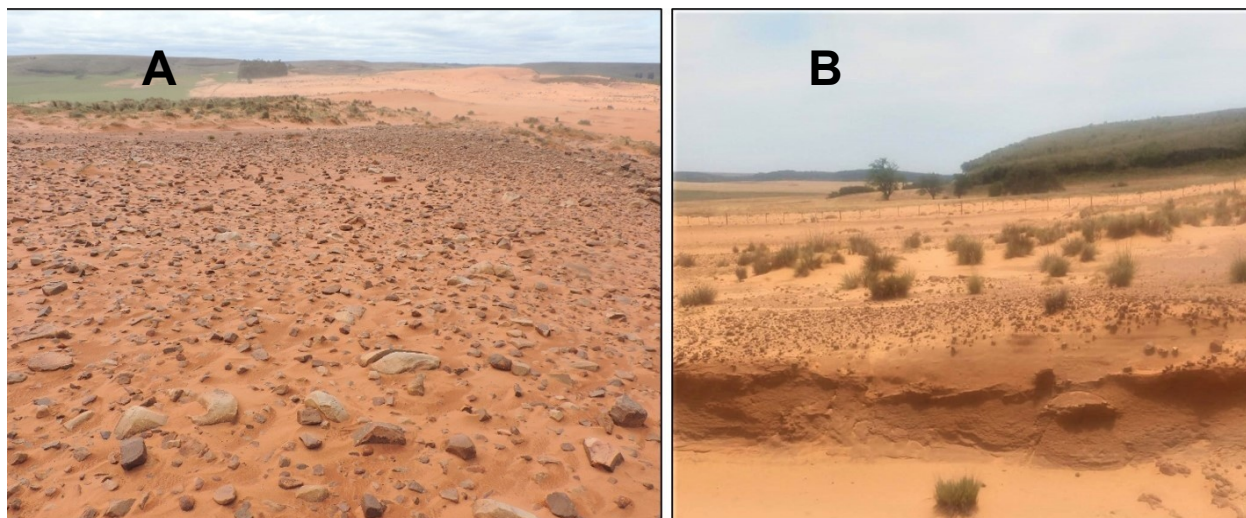


Figura 7. (A) Pavimento detrítico sobre colina, com areal; (B) topo da unidade colúvio-aluvial, com pavimento detrítico. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 7. (A) Detrital pavement on hill, with sand; (B) top of the colluvio-alluvial unit, with detrital pavement. Source: Oliveira (2022)

Após um hiato erosivo, que marcaria a passagem de um ambiente mais úmido, representado pelos depósitos P4 (UNB C, D), para um ambiente mais seco, representado pela linha de pedras, observa-se o retorno de um ambiente úmido, representado pela deposição dos pacotes coluviais ou colúvio-aluvionares das amostras P4 (UNB A, B). Entre 23.670 ± 1.1670 e 19.750 ± 1.870 anos, retornam as condições para a deposição colúvio-aluvionar, bem representada nas unidades superiores de P4 (UNB). A idade próxima, bem como as composições textural, morfométrica e mineralógica, expressam que o material das amostras P4 (UNB A, B) é composto de material de transporte estocado nas encostas a montante, configurando este depósito como um manto coluvial provavelmente retrabalhado em épocas de chuvas intensas. Esta dinâmica teria posicionado, em parte, os depósitos da Unidade Cati nos sopés das vertentes. Destacada do areal por uma clara discordância erosiva, o topo pretérito da Unidade Cati foi erodido em algum momento e o pacote subjacente foi exposto à superfície em 775 ± 55 anos. Essa discordância permite o registro de mudança climática, responsável por erodir a parte superior do pacote permitindo a exumação do depósito subjacente.

4.3. Unidade Areal

De origem eólica (Suertegaray, 1987), a Unidade Areal recobre colinas em altitudes acima de 120 m, ocupa baixos vales intercolinas e recobre depósitos superficiais da Unidade Cati, até o topo de algumas colinas ou encostas de morros testemunhos, a 180

m de altitude. No interflúvio dos arroios Areal e Cati, as colinas recobertas por depósitos sedimentares, com a presença de um número elevado de morros testemunhos, afloramentos rochosos e rupturas do relevo, parecem ter favorecido o ancoramento (deposição e fixação) das areias eólicas em trânsito. Observa-se um grande “lençol” de areia ou “campo” de paleodunas, indicado como depósitos superficiais da Unidade B - Areal (Oliveira, 2022). O entorno da área de estudo (Areal) caracteriza-se pela presença de colinas, identificadas como dunas parabólicas e barcanas, fixadas pela cobertura de campo (Figura 8).



Figura 8. Coxilhas (colinas) de gênese eólica, atualmente fixadas pela vegetação, apresentam-se como formas onduladas, indicando antigas cristas de dunas. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 8. Coxilhas (hills) of aeolian origin, currently fixed by vegetation, appear as wavy shapes, indicating ancient dune crests. Source: Oliveira (2022).

A estratigrafia do ponto de coleta na unidade P5, localizado a 161 m de altitude, é apresentada na Figura 9. A morfometria revela grãos arredondados e bem arredondados, com esfericidade moderada a alta, e demonstra eficiência do agente de transporte. A textura superficial é marcada por grãos em transição do polido para o fosco na base do pacote P5 (C), com grande participação de grãos já foscos no topo P5 (A).

P5 se assenta sobre contato erosivo do Botucatu, da base da encosta ao topo de uma alta colina. Parece tratar-se de uma pequena duna ou “lençol” de areia, ancorada na vertente e no topo de um obstáculo, promovendo a diminuição da velocidade do vento e a consequente deposição das areias em trânsito. Configura um depósito de material de transporte e, não, uma intemperização *in situ* do arenito. A granulometria bem selecionada no intervalo da areia fina oferece outro suporte à interpretação de depósitos eólicos.

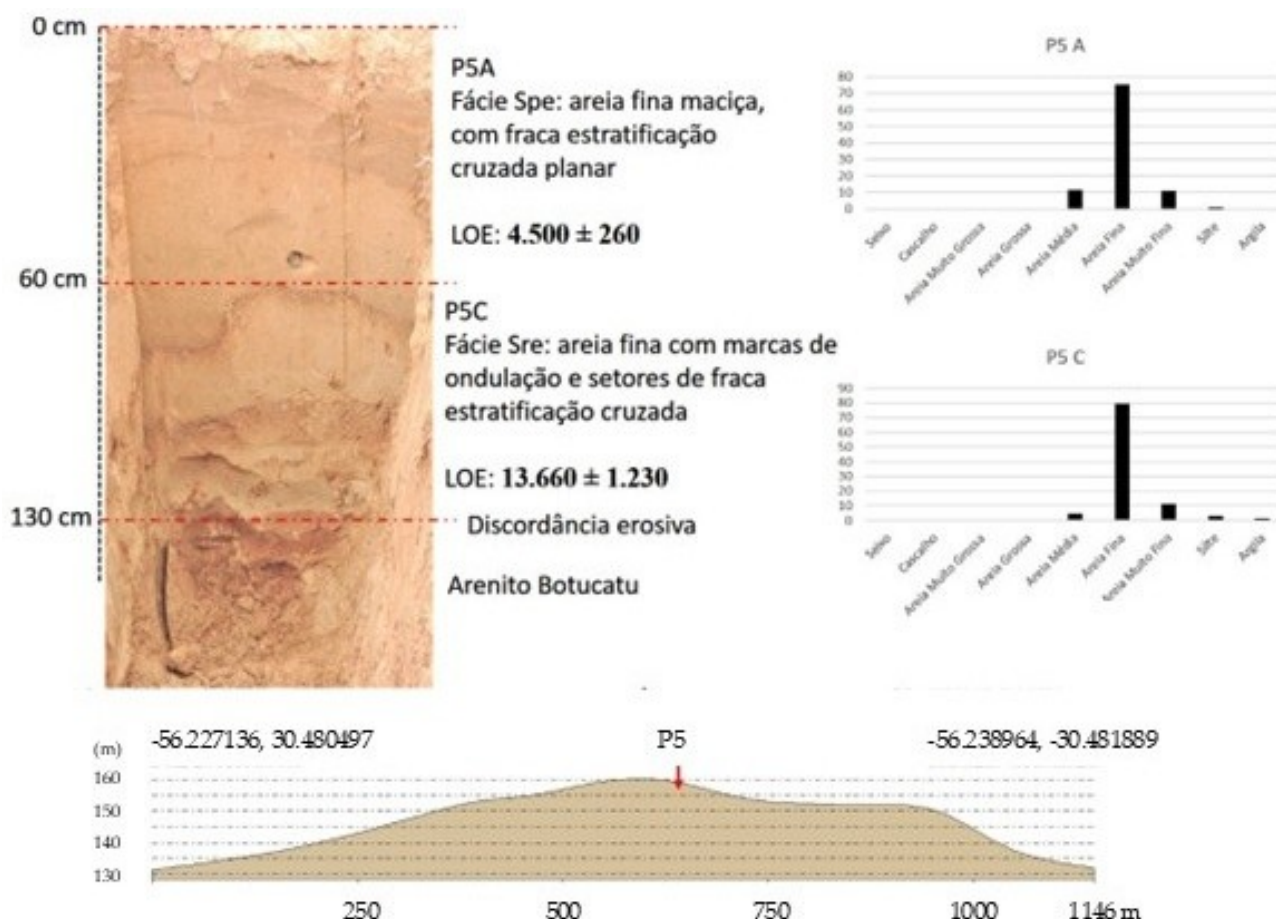


Figura 9. Estratigrafia do ponto amostral P5. Fonte: Modificado de Oliveira (2022).

Figure 9. Stratigraphy of sampling point P5. Source: Modified from Oliveira (2022).

4.4. Depósitos superficiais mais recentes (areais)

Os depósitos superficiais mais recentes (areais) estão distribuídos sobre antigos depósitos eólicos da Unidade Areal, entre os interflúvios dos arroios Areal e Cati. Os areais constituem depósitos arenosos atuais, e são observados na paisagem como áreas de areia exposta, “manchas” de areia em zona de cobertura vegetal campestre. Essas “manchas arenosas”, entre 140 m e 160 m de altitude, se instalam sobre áreas de coxilhas (colinas) nas encostas de morros testemunhos ou, ainda, diretamente sobre a Unidade Cati, expressando um retrabalhamento da Unidade Areal.

A coleta e a análise da estratigrafia do ponto amostral P6 ocorreram onde o areal recobre a Unidade Cati (Figura 10). Esta amostra permite a identificação de três fácies distintas no interior do pacote selecionado, representadas por P6 (A, B, C). Enquanto P6 (A) constitui o areal superficial, P6 (B, C) caracterizam a Unidade Cati.

P6 (A) é formada por areias finas, o que indica a formação de dunas. Os grãos são arredondados, de esfericidade moderada a alta, e indicam elevado grau de trabalho sobre as partículas. A textura superficial aponta para grãos foscos ou em transição para o fosqueamento, provavelmente retrabalhados dos depósitos da Unidade Cati, à qual está sobreposta. Com idade de 100 ± 15 anos, a mancha arenosa de P6 (A) revela um ciclo de movimentação dos areais muito recente. Essas datas não significam que a mobilização dos areais ocorreu há apenas 100 anos, mas sim que a última exposição desses

depósitos remonta a essa época ou que depósitos mais recentes foram remobilizados há uma centena de anos, exumando os depósitos anteriores.

P6 (B) possui granulometria sem classe modal clara, embora a areia fina seja mais expressiva, seguida pela areia média. Apresenta-se como um pacote maciço, com fracos setores de laminação paralela, indicando um retrabalhamento dos depósitos a montante, que ganham estabilidade na forma de depósito de *bajada*, soterrando as áreas deprimidas com material colúvio-aluvial.



Figura 10. Estratigrafia do ponto amostral P6. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 10. Stratigraphy of sampling point P6. Source: Oliveira (2022).

A base da coluna estratigráfica P6, representada em P6 (C), corresponde aos depósitos da Unidade A - Catí. Apresenta granulometria sem classe modal clara e com maior porcentagem de sedimentos finos. Constitui-se como um pacote maciço, com fracos setores de laminação paralela, indicando retrabalhamento dos depósitos a montante na forma de depósito de *bajada*, atulhado de material colúvio-aluvial nas partes rebaixadas. Na sequência, de P6 (C) para P6 (B), observa-se um contato difuso e características semelhantes entre os depósitos. Na porção superior, observa-se uma discordância erosiva plana entre P6 (B) e P6 (A), seguida de depósito com presença de areia fina maciça e estratificação cruzada, correspondente aos areais modernos. Esta amostra constitui uma evidência de depósitos eólicos e da presença de areais, com datação LOE entre 100 ± 15 .

Como indicadores de ambientes secos no interior do areal, observam-se, por exemplo, feições de climas tipicamente áridos, como ventifactos entalhados pela ação abrasiva do vento em seixos da Formação Botucatu (Figura 11); arenitos aflorantes contendo inúmeras cavidades, os honeycombs clássicos de ambientes áridos (Figura 12); e pavimentos detríticos de arenito e basalto em topos de coxilhas (Figura 13).



Figura 11. Ventifactos - Areal de Quarai - RS. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 11. Ventifactos - Areal de Quarai - RS. Source: Oliveira (2022).



Figura 12. Feição de *Honeycomb* no interior do areal – Quarai-RS/BR. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 12. Honeycomb feature inside the sand – Quarai-RS/BR. Source: Oliveira (2022).

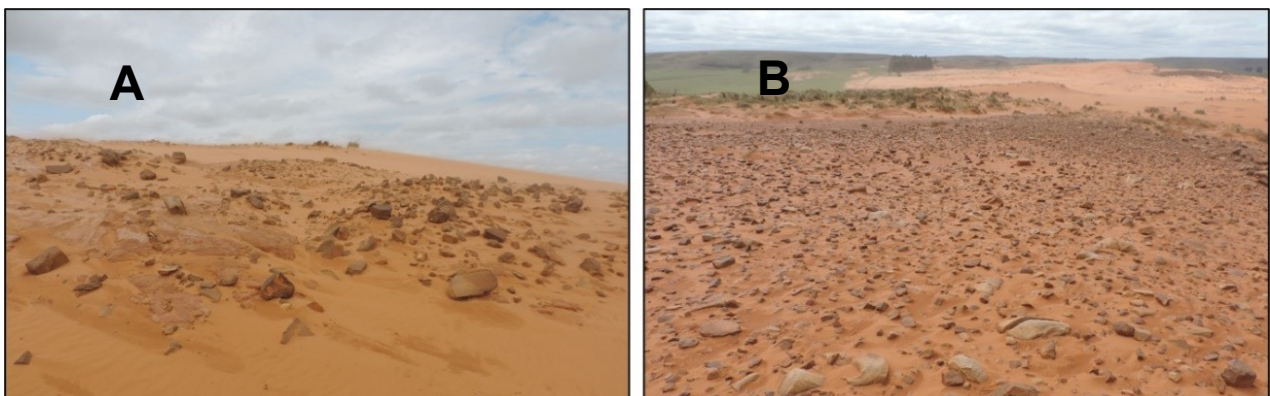


Figura 13. (A) Pavimento detrítico no topo de coxilha (colina) de arenito; (B) Pavimento Detrítico parcialmente descoberto pelos processos que dão origem aos areais. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 13. (A) Detrital pavement on top of a sandstone coxilha (hill); (B) Detrital pavement partially discovered by the processes that give rise to the sands. Source: Oliveira (2022).

Esses pavimentos são observados sob diferentes condições estratigráficas. Na área de estudo, estão presentes no contato entre a Unidade A - Cati e a Unidade B - Areal, ou envoltos por depósitos arenosos, e revelam mudanças em relação aos

processos atuantes no local. O pavimento detrítico de contato entre a Unidade A - Cati e a Unidade B - Areal mostra uma fase associada a processos de ambiente úmido anterior à deposição arenosa (dunas) que originaram os atuais areais.

São exemplos de processos atuais na dinâmica dos areais pequenos *nebkhas* que se formam ao redor das espécies vegetais fixadas no interior desses areais (Figura 14). Com marcas de estratificação cruzada presentes, permitem inferir a direção dos ventos que atuaram na mobilização dos depósitos arenosos (areais) mais atualmente. Considerando a estratificação nestas feições, em campo observam-se duas direções preferenciais de ventos: sudeste e sudoeste. A deposição de areia e o mergulho das camadas observados nos *nebkhas* corroboram estas direções de vento.



Figura 14. *Nebkhas* no interior de areal, indicando deposição eólica proveniente de ventos de origem sudoeste e sudeste. Fonte: Oliveira (2022).

Figure 14. Nebkhas in the interior of the sand, indicating aeolian deposition with winds from southwest and southeast origins. Source: Oliveira (2022).

5. Discussão

A partir da análise estratigráfica e da datação das colunas, pode-se inferir que a **Unidade Cati** consiste em: (i) depósitos derivados da remobilização do perfil de solo/formações superficiais formados nas encostas a montante, configurando um depósito de colúvio. A falta de classificação granulométrica, as baixas distâncias percorridas corroboram esta possibilidade; e (ii) o material coluvial em trânsito na vertente, depositado a jusante, decorre de laminação indicando fluxo fluvial e com momentos de deposição de fluxo colúvio-aluvial, indicando laminação fraca e laminação paralela. Apresenta-se como uma feição semelhante a um terraço, originada pelo entalhamento fluvial adjacente. As técnicas de datação por LOE revelam para a Unidade Cati o período de início de

deposição/exposição em sua camada basal: 122.590 ± 13.180 anos A.P.; e em seu topo: 19.750 ± 1.870 anos A.P., período relativo ao Pleistoceno. A análise sedimentológica da coluna P4 indica uma sequência de depósitos representativos com intercalações de períodos úmidos e secos, representados pela presença de pavimentos detríticos intra fácies analisadas e, no topo, com indicativo de depósitos aluvio-coluviais. A amostra relativa a unidade Catí está, conforme sua datação, vinculada a processos de ambientes úmidos, predominantemente no Pleistoceno

A fraca laminação paralela em P4 (UNB A, B), a elevada porcentagem de argilas e a proximidade com a várzea atual indicam a probabilidade de o depósito representar a antiga borda de uma planície de inundação. O mais provável é que os depósitos coluviais tenham entulhado as partes mais rebaixadas da vertente, articulando-se com a planície de aluviões e configurando uma *bajada* no novo nível de base local.

A maior porcentagem de areias médias indica, como fonte, os arenitos remobilizados da Formação Botucatu. O contato erosivo plano favorece essa evidência. A grande participação de sedimentos finos e seixos rolados leva a pensar que este depósito foi formado sob ação de processos associados a chuvas mais abundantes e torrenciais, configurando a base de um depósito aluvial ou colúvio-aluvial. Entretanto, em outros setores dessa área de estudo, esses depósitos foram identificados por Suertegaray (1987) como depósitos flúvio-lacustres.

Em relação à Unidade Areal, a direção das marcas de ondulação e de estratificação cruzada aponta para o cavalgamento do material eólico, sugerindo ventos de SE-NW entre 13.660 ± 1.230 anos. Novamente, entre 4.500 ± 260 anos, ocorrem laminações onduladas e paralelas, interpretadas como *ripple marks* eólicas.

Na coluna estratigráfica da Formação Areal (Figura 10), as fácies A e C são separadas por uma forte marca ondulada pigmentada de vermelho, sugerindo um momento de oxidação dos óxidos de ferro, que deveriam estar expostos na superfície e sob alguma influência de umidade, mesmo que sazonal. Essa superfície evidencia uma discordância entre as duas fácies. A diferenciação entre o grau de fosqueamento, esfericidade e arredondamento dos grãos encontrados nas amostras e a posição estratigráfica desta fácies no perfil P6 (A) indica um depósito superficial derivado do retrabalhamento dos antigos depósitos subjacentes P6 (C).

Oliveira (2022) sistematiza os resultados das datações (Tabela 2) evidenciando os diferentes momentos de mudanças climáticas encontrados nos registros sedimentares analisados. As datações estão relacionadas às condições climáticas, ao tipo de depósito e às formas de relevo.

Tabela 2. Síntese morfogenética dos areais de Quaraí: datações, climas e formas.

Table 2. Morphogenetic synthesis of the Quaraí sand fields: datings, climates, and landforms.

EIM	Ponto de Coleta	Datação (anos A.P.)	Clima	Depósitos	Encontrados hoje em
1	P6 A	100 ± 15	Úmido	Areal	colina
	P5 A	4.500 ± 260	Seco	Duna	colina
	P5 C	13.660 ± 1.230	Seco	Duna	colina
2	P4 UNB A	19.750 ± 1.980	Úmido	Colúvio-aluvionar	colina
	P4 UNB B	23.670 ± 1.1670	Úmido	Colúvio-aluvionar	colina
5	P4 UNB D	122.590 ± 13.180	Úmido	Colúvio-aluvionar	colina
	P4 UNB C	88.820 ± 8.740	Úmido	Colúvio-aluvionar	colina

Fonte: Modificado de Oliveira (2022).

5.1 Areais no contexto regional

Os dados relativos à datação (Tabela 3) foram compilados a partir de referências bibliográficas de pesquisadores da América Latina. Sintetizam as regiões tomadas como referência (Rio Grande do Sul, Uruguai, Argentina e Chile, ou seja, o sul da América do Sul)².

Tabela 3. Comparativo das datações, formas e processos, região sul da América do Sul.

Table 3. Comparison of dates, forms and processes, southern region of South America.

Estágio Isotópico Marinho (EIM)	5	4	3	2	1	
Início anos A.P.	128.000	75.000	64.000	32.000	13.000	
Clima Geral	Interglacial – Quente e Úmido	Início do ciclo Glacial – Frio e Seco	Glacial - Intervalo mais ameno	Último Máximo Glacial – Frio e Seco menos intenso que EIM 4 e com mudança para Quente e Úmido	Interglacial – Quente e Úmido com intervalos Mais secos e mais frios	
Época	Pleistoceno	Pleistoceno	Pleistoceno	Pleistoceno	Transição Pleistoceno Holoceno - Holoceno	
Andes	Terraceamento	Avanço de mantos de gelo	Retração dos mantos de gelo e formação de turfeiras	Avanço de mantos de gelo seguido de retração	Pulsar entre degelo e Neoglaciações	
Argentina	Na Mesopotâmia Formação Palmar: altos terraços fluviais	Início de formação do Mar de areia Pampeano e faixa periférica de loess.	Pampa: Período de pedogênese com interrupção de retrabalhamento eólico. Na Mesopotâmia Formação Toropí-Yupoi : baixo terraço fluvial	Pampa: Grandes campos de dunas e faixas de loess. Mesopotâmia: Formação Oberá: 'loess tropical'	Intercalação entre formação de dunas/loess e planícies fluviais/pedogeense	
Uruguai	Formação Salto: altos terraços fluviais	Provável Fase Erosiva: Sem dados	Formação Sopas: baixo terraço fluvial	Depósitos de Loess e Formação Yapeyú: Retrabalhamento do loess através de corridas de lama	Formação de banhados	
B r a s i l	Planalto Meridional	Depósitos alúvio-colúviais	Provável Fase Erosiva: Sem dados	Fase erosiva seguida de rampas de colúvio, fluxos de lama, formação de turfeiras	Depósitos aluviais	
	Rio Grande do Sul: Litoral	Barreira III: Mar Transgressivo	Início da Fase Regressiva	Aloformação Santa Vitória: depósitos fluviais e pedogênese	Formação Cordão: loess, nível do mar até 120m abaixo do atual	Formação da barreira IV e linha de costa atual
	Rio Grande do Sul: Continental	Formação Guterres: alto terraço fluvial	Provável Fase Erosiva: Sem dados	Formação Touro Passo: membro Rudáceo. Surgimento de Turfeiras	Formação Touro Passo: membro lamítico. Formação de CaCo3	Fase de Pedogênese e Planície de inundação interrompida por fase de depósitos eólicos

Fonte: Elaborado por Oliveira (2022) com base nos estudos de: Bittencourt *et al.* (1979); Marquardt *et al.* (2004); Martínez & Del Río (2005); Suguio *et al.* (2005); Tomazelli & Dillenburg (2007); Iriondo (2010); Iriondo & Brunetto (2016); Ubilla & Martínez (2016); Fucks & D'Amico (2017); Bettinelli *et al.* (2018).

Expressa um comparativo de datações e corresponde ao mais expressivo, em termos de registro paleoambiental, em cada EIM consultado. Esta análise busca contextualizar a região de forma mais ampla, considerando, com base nas datações

² Para maiores informações sobre a construção deste quadro consultar a tese de Oliveira (2022).

existentes, as mudanças climáticas do Pleistoceno e do Holoceno em comparação com as datações registradas para os depósitos estudados. A datação mais antiga registrada na área de estudo é de 122.590 ± 13.180 anos. A história evolutiva da área de ocorrência de areais e das unidades Cati - A e Areal - B, tem seu início durante o estágio interglacial do EIM 5.

O primeiro intervalo de tempo datado para a área de estudo está situado no estágio isotópico marinho EIM 5, considerado o último estágio interglacial do Pleistoceno, ocorrido entre 128 e 75 mil anos A.P. Embora, dentro deste amplo período, ocorram variações de temperatura e umidade, de maneira geral, pode ser considerado um intervalo caracterizado por altas temperaturas e umidade, muito semelhante aos dias atuais.

Fucks & D'Amico (2017) apontam que durante o EIM 5 o nível do mar estaria mais alto do que a atual linha de costa, aproximadamente entre 6 e 10 m, devido ao derretimento dos mantos de gelo e a liberação de água em estado líquido para o Oceano. Em paralelo, ocorreu o deslocamento do anticiclone Polar e da linha de convergência intertropical mais para o sul, com consequente elevação de umidade no interior das áreas continentais.

Em consequência, a faixa litorânea estaria parcialmente afogada com evidências de formação de terraços marinhos ao longo de grande parte da costa brasileira, com variações acima do nível atual do mar entre 6 e 8 m na Bahia (Bittencourt *et al.*, 1979); na região sudeste entre 6 e 10 m (Suguio *et al.*, 2005) e no Rio Grande do Sul em 7 m (Tomazelli & Dillenburg, 2007; Lopes *et al.*, 2024). Na costa chilena, junto aos Andes, se observam terraços marinhos entre 20 e 40 m acima do nível do mar atual, datados entre 83.000 e 125.000 anos A.P. (Marquardt *et al.*, 2004).

No Sudeste do continente sul-americano (sul do Brasil, Nordeste da Argentina, Paraguai e Uruguai) desenvolvem-se amplos terraços fluviais atribuídos principalmente ao trabalho ativo dos canais fluviais das bacias dos rios Uruguai e Paraná (Iriondo, 2010; Iriondo & Brunetto, 2016; Ubilla & Martínez, 2016). Além disto, estes terraços possuem registros de fósseis marinhos hoje largamente observados na Argentina, Uruguai e Brasil (Martínez & Del Río, 2005; Fucks & D'Amico, 2017; Bettinelli *et al.*, 2018) corroborando não só com a subida do nível das águas como na existência de um clima mais quente devido a presença de moluscos encontrados tipicamente em águas tropicais.

Conforme sistematizado no Quadro 1, na fase identificada como EIM 3 se observava na região pampeana evidências de mudanças climáticas pretérita, no sul do continente americano, a exemplo da pedogenização dos antigos depósitos de dunas gerados durante forte glaciação no EIM 4. Na sequência, a nova fase glacial EIM 2 redistribui as areias parcialmente estáveis, com dimensões muito menores. Segundo Iriondo (1999), neste momento do Último Máximo Glacial, grandes campos de dunas de orientação NW/SW são remobilizados entre os paralelos 34° e 36°S. Este grande *erg* é composto por pequenas dunas regulares, com 100 a 200 m de comprimento e até 500 m de largura, compostas majoritariamente por areias finas. Esses depósitos cobrem antigos paleocanais escavados durante o EIM 3, no topo de colinas e no fundo de vales, indistintamente. Iriondo (2010) apresenta datação por TL com idade de 17.690 ± 2.170 anos. para as áreas do Mar de Areia Pampeano. Kruck *et al.* (2011), enquadram a maioria dos campos de dunas para um período entre 33.000 e 18.000 anos A.P.

As mudanças climáticas que se instalaram durante o EIM 2 na América do Sul são fortemente influenciadas pelo avanço das geleiras na Cordilheira dos Andes e no sul do continente, na Patagônia. Este novo padrão dos ventos e da umidade no continente leva

ao surgimento de um novo grande campo de dunas no Pampa argentino, circundado por uma larga faixa de depósitos loessicos (Figura 15).

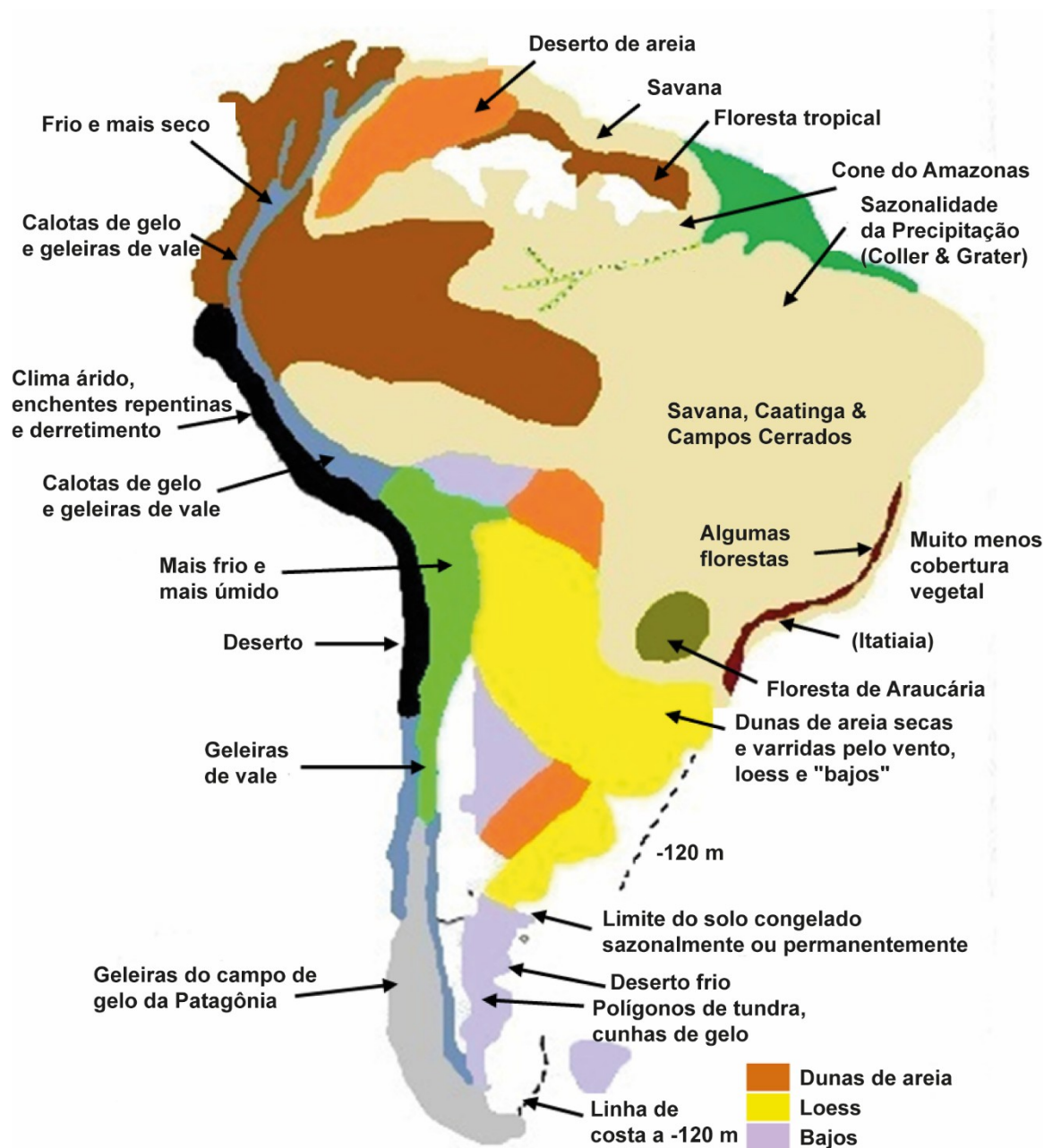


Figura 15. Distribuição de formas na paisagem durante o EIM 2. Fonte: Modificado de Clapperton (1993).

Figure 15. Distribution of shapes in the landscape during EIM 2. Source: Modified from Clapperton (1993).

Diferentes estudos indicam mudanças climáticas regionais, como no norte do Uruguai na Formação Yapeyú na região de Tacuarembó, que aflora diretamente sobre a Formação Oberá, e cobre paisagens de colinas e vales na forma de um manto avermelhado irregular. Por vezes, recobre rochas cretáceas, como basaltos e arenitos regionais. As Formações Oberá (inferior) e Yapeyú (superior) são membros da Formação Las Arenas. A granulometria da Formação Oberá é franco-arenosa em contato erosivo sobre um conglomerado de seixos basais. Sobrepondo-se à Formação Oberá, encontra-se a Formação Yapeyú. A Formação Las Arenas é interpretada como uma sedimentação continental, produto da remobilização do manto de alteração, sob a forma de fluxos de

lama e de outros processos de colúviação, em episódios de chuvas torrenciais (Bossi *et al.*, 1975).

Bossi *et al.* (1975), ao interpretar o membro basal (Formação Oberá) como manto de alteração, parece estar mais de acordo com a origem descrita por Moretti & Morras (2013) do que com a de origem loessica descrita por Iriondo (1996). Para esta região de Tacuarembó, Bossi *et al.* (1975) e Iriondo & Brunetto (2016) descrevem que a Formação Oberá foi praticamente toda erodida e retrabalhada como depósitos da Formação Yapeyú, mostrando a típica fácies de fluxo de lama assentada sobre um conglomerado basal. A formação Yapeyú se encontra em amplo processo de pedogenização, evoluindo para um argissolo de cores amareladas a vermelhadas, rico em ferro, com horizonte B entre 10 a 15 cm de espessura e formado por prismas verticais. A Formação Yapeyú está vinculada à Formação Oberá em ambos os lados do rio Uruguai, presente em toda a Mesopotâmia argentina e no lado brasileiro (Iriondo & Brunetto, 2016).

Do lado brasileiro, a Formação Yapeyú também é encontrada na bacia do rio Ibicuí, descrita por Iriondo & Kröhling (2008) na margem do rio Itú, tributário do rio Ibicuí. Ocorre como um terraço massivo, de 4,5 a 5 m de espessura, composto por areias finas, com até 10% de seixos, e grânulos dispersos de forma irregular em sua massa, de coloração amarelo-avermelhada. Os grânulos e seixos são de origem tanto basáltica quanto arenítica e apresentam alta esfericidade. A formação está coberta por areias de origem eólica. No mesmo vale, também se observa a formação Oberá cobrindo arenitos cretáceos, recoberta, por sua vez, pela formação Yapeyú (Iriondo & Brunetto, 2016). Embora sem precisar do local de observação, Iriondo & Brunetto (2016) descrevem, em sítio próximo ao município de Manoel Viana, no Rio Grande do Sul, uma sequência similar, contendo, na base, a Formação Oberá, seguida pela Formação Yapeyú, recoberta, por sua vez, por areias eólicas holocênicas.

Está sequência de pacotes deposicionais de origem hídrica seguida por eólicos, se enquadra de maneira notadamente similar com as descrições deposicionais na região sudoeste do Rio Grande do Sul e ao processo de arenização (Suertegaray, 1987; Medeiros *et al.*, 1989; Oliveira, 2011; Oliveira & Suertegaray, 2012; Verdum *et al.*, 2014; Gomes, 2019).

A análise das formações Oberá & Yapeyú permite reconstruir as mudanças climáticas regionais, identificadas pela presença de processos de colúviação, decorrentes de episódios de chuvas torrenciais, e pela formação de depósitos arenosos associados a períodos geológicos mais recentes. A presença dessas formações em território brasileiro permite a conexão entre esses processos e formas e a origem dos areais.

Na porção continental do Rio Grande do Sul, além das Formações Oberá e Yapeyú, cabe destacar outras datações e interpretações, a fim de construir uma possível interpretação da evolução paleoambiental da região e, nela, da presença de areais. Ao estudar a palinologia em Cambará do Sul, município de região planáltica no Rio Grande do Sul, Behling *et al.* (2005) apontam uma mudança na composição florística. Entre 42.840 e 26.900 anos A.P., durante o EIM 3, a vegetação era caracterizada por comunidades estáveis de árvores da família das *Myrtaceae* e espécies gramíneas de *Poaceae* e alguns gêneros aquáticos, configurando uma paisagem de pequenos lagos rasos cercados por árvores.

A partir de 27.000 anos A.P., ocorre uma ampla queda no número de espécies arbóreas e de gêneros aquáticos. A paisagem passa a ser dominada por gramíneas, que constituem o campo. Indica-se, então, a passagem de um clima mais úmido no EIM 3 para um mais seco e frio no EIM 2, ou para um clima com longa estação seca (Oliveira,

2011; Oliveira & Suertegaray, 2012; 2014), no estudo de colunas sedimentares em rampas de pedimento e depósitos de várzea na região de São Francisco de Assis apontam uma nova mudança ambiental para o EIM 2. Observaram que entre duas camadas de turfeiras datadas entre 40.000 e 23.000 anos A.P. ocorre uma sequência granodecrescente nas áreas deprimidas de banhados, e um espesso pacote arenoso nas áreas mais elevadas, indicando um ressecamento ambiental em algum momento entre o EIM 3 e EIM 2.

O cruzamento com a palinologia, por meio dos grãos de pólen de *Eryngium* sp. em São Francisco de Assis (Behling et al., 2005), confirma, nesse período de aridificação do Último Máximo Glacial (26.000 anos A.P. até 17.000 anos A.P.), um clima seco e frio. Anunciando a expansão máxima dos mantos de gelo na cordilheira dos Andes, e marcando as condições para o aparecimento de uma espessa camada de areia com o aumento de grãos subangulares em T2 e ressecamento de lagos ou banhados em T1, testemunhos de pacotes sedimentares analisados em São Francisco de Assis. Mesmo sendo este um período marcadamente frio e seco, é improvável que não tenham ocorrido canais efêmeros controlados pelas chuvas torrenciais.

Guasselli & Evers (2012) apontam a existência de paleodrenagens soterradas na região. Possivelmente essas paleodrenagens tenham alimentado o freático próximo à superfície nas *bajadas*, criando condições geradoras de áreas alagadas que permitissem novamente a constituição de turfas nas áreas deprimidas aos 23.000 anos A.P. Estas condições perduraram até aproximadamente os 17.000 A.P., quando o derretimento dos mantos de gelo liberou água em estado líquido, elevando o nível do mar e trazendo umidade para o interior dos continentes. Estas condições de umidade relativa são marcadas nos depósitos aluviais nas áreas deprimidas, sobrepondo-se à turfa, onde a presença de argila e a presença de pelotas de argila são marcas sugestivas da ação hídrica (Oliveira, 2011).

Behling et al. (2005) registram, para São Francisco de Assis, o aparecimento dos gêneros de plantas aquáticas a partir de 10.000 anos A.P. Nas áreas de rampa também ocorre uma camada de areia com argila, mas sem as pelotas de argila, que seriam depositadas a jusante. Esta camada coluvial marca uma grande mistura de finos com areia grossa, bem como um ápice de minerais estáveis, como a turmalina, o que indica uma mudança ambiental significativa. Esta fase mais úmida traz consigo as condições para a pedogenização do sedimento exposto e a quebra da marcha de intemperismo mecânico responsável por fragmentar as escarpas areníticas da Formação Botucatu, provável fonte da camada arenosa com grãos jovens subangulares (Oliveira, 2011).

Bombin & Klamt (1974) descrevem, para a região da Campanha gaúcha, e como estágio terminal da Formação Touro Passo, um solo argiloso negro, com presença de carbonato de cálcio em vias de dissolução. O carbonato de cálcio é um forte indicador de um clima pretérito mais seco, visto que sua precipitação só ocorre em ambientes que não ultrapassem 500 mm anuais de chuva. Da-Rosa (2003) e Milder (2000) apresentam datações convergentes para esses solos negros da Campanha, entre 6.000 A.P. e 255 A.P. Bombin (1976) e Bombin & Klamt (1974) apontam datações entre 4.000 e 2.400 anos A.P., período de clima seco, no interior do Estado.

Atualmente o CaCO_3 se encontra em vias de dissolução, ou já foi totalmente lixiviado, pela ação da água em um clima bem mais úmido do que na gênese deste solo. Essa sequência evolutiva é descrita a partir da pedogênese no antigo membro lamítico, com deposição contínua até aproximadamente 11.000 anos A.P. (da-Rosa, 2003; Oliveira & Kerber, 2009). Estes depósitos fluviais ou lacustres, depositados em um ambiente mais

úmido, sofreram oscilações para um ambiente mais seco, o que favoreceu a formação de CaCO_3 (Bombin & Klamt, 1974).

Ao analisar a morfoscopia dos grãos da fração areia, Bombin (1976) interpreta que, além de clastos de origem tipicamente fluviais, ocorre uma mistura de grãos com uma origem aparente eólica. A provável origem deste aporte eólico poderia ter três proveniências distintas: (a) as areias derivadas do arenito Botucatu, trazidas pelos ventos SE e NE dos campos de dunas da Campanha Gaúcha à época; (b) as poeiras silticas provenientes de campos loessóides da planície pampeana, trazidas pelos ventos SW da Argentina e do Uruguai; (c) cinzas derivadas da atividade vulcânica da cordilheira dos Andes. Independente da proveniência esta mistura de grãos de aporte eólico indicaria uma época mais seca, onde a falta de cobertura vegetal permitiria a remobilização de areias eólicas para os compartimentos de planície de inundação onde se encontra a Formação Touro Passo. Na porção média do grupo lamítico se observam níveis de CaCO_3 relacionados a períodos mais secos, quando estes sedimentos de origem fluvial estariam expostos (emersos), permitindo a evaporação de água carbonatada e deposição do CaCO_3 nestes níveis a uma época mais seca.

Oliveira & Kerber (2009), ao analisarem mais recentemente as fácies fluviais do membro lamítico, assentados em discordância sobre níveis conglomeráticos, dataram restos de moluscos com idades entre 15.970 ± 90 e 16.650 ± 203 anos A.P., para este momento de umidade disponível suficiente para a manutenção de canal fluvial no período EIM 2. Assim, intui-se um período mais seco (indicado pela discordância erosiva), provavelmente relacionado ao Último Máximo Glacial, seguido de uma mudança climática, associada ao degelo dos glaciais e ao surgimento de canais de drenagem.

Milder (2000) investigou afloramentos na sub-bacia da Sanga da Cruz, afluente da bacia do Ibicuí, no município de Alegrete, fortemente afetado por processos de arenização. Contribui para interpretação paleoambiental do Rio Grande do Sul continental com novas datações, ao descrever que estes depósitos fazem parte do mesmo ciclo ambiental daquele responsável pela gênese da Formação Touro Passo, datado na sua base em 31.190 ± 300 anos A.P. As datações parecem apontar outro ciclo de umidificação/aridificação, tendo a base conglomerática de canal fluvial 14.925 ± 800 anos A.P. e a fácies lamítica, representando uma planície de inundação com 13.800 ± 800 anos A.P.

Milder (2000), Scherer (2000) e Kerber *et al.* (2011) relataram a presença de fósseis de *camelídeos* nas camadas conglomeráticas dos afloramentos da Sanga da Cruz, indicando um ambiente árido ou semiárido, colocando em questão se os canais fluviais estariam ativos em clima úmido. De acordo com Ubilla (1996), Milder (2000), da-Rosa (2003), Scherer & Lavina (2005) e Kerber *et al.* (2011), as idades da Formação Touro Passo e da Sanga da Cruz apresentam interpretações que reavaliam a história evolutiva do SW do Rio Grande do Sul, colocando-as em idades mais antigas do que as sugeridas por Bombin (1976) em uma primeira interpretação. Ao que tudo indica, não se trata de apenas um episódio contínuo de sedimentação na passagem do Pleistoceno para o Holoceno, mas de diversos episódios geneticamente relacionados, mas de maneira diacrônica. De acordo Kerber *et al.* (2011) se trata de depósitos policíclicos, com idades que o trazem para o pleistoceno superior EIM 1: 13.000 anos A.P. até o Presente – Holoceno.

Resumidamente pode-se indicar que no Holoceno médio ocorreu um período de aquecimento a nível global conhecido como *Optimum* Climático ou Hypsithermal (Ab'Saber, 1960; Iriondo, 2010). Na região do Pampa, entre 8.500 e 3.500 anos A.P.,

período conhecido como Piso Platense, caracterizava-se por um clima úmido e quente. Amplos cursos fluviais se formaram e a ação pedogênica avançou rapidamente desde o mar de areia pampeano até a Mesopotâmia argentina. Na marca dos 5.000 anos A.P., observam-se terraceamentos fluviais, dinâmicas de inundações e o aparecimento de banhados na região de fronteira entre Argentina, Brasil e Uruguai, que coincidem com a extinção das últimas espécies da megafauna pampeana. Também se observa a presença de populações humanas na região (Iriando, 1999; Iriando, 2010). No período subsequente ao *Optimum* Climático, no Holoceno superior (3.500 a 1.400 anos A.P.), um período seco se instalou na região do Pampa, estendendo-se desde o “mar de areia” pampeano até as regiões vizinhas. Nesse momento semiárido, desenvolveram-se campos de dunas parabólicas em diferentes porções da região (Iriando, 1999, 2010).

A reconstituição paleoambiental por meio de datações permite inferir que os depósitos que compõem a base de remobilização dos sedimentos, originando os areais atuais (Formação Cati e Formação Areal), são redutos entre campos de clima mais seco e úmido de um passado geológico recente, associado ao Pleistoceno e Holoceno. Essas duas formações têm origem no Pleistoceno - Holoceno, em momentos de umidade e ressecamento, como aqui registrado. A remobilização dos sedimentos dessas unidades (Arenização) constituiria um processo mais recente, associado ao ressecamento do Holoceno médio, entre 3.500 e 1.400 anos A.P., conforme indicado do período pós *Optimum* Climático ou Hypsithermal (Ab'Saber, 1960; Iriando, 2010) registrado na região do Pampa entre 8.500 e 3.500 anos A.P. Essa constante remobilização permitiu o registro/datação desses areais entre 775 ± 55 anos A.P. na base, e entre 100 ± 150 anos A.P. no topo.

6. Conclusões

As datações e a descrição dos processos e ambientes característicos desses depósitos permitem identificá-los como associados a processos colúvio-aluvionares e eólicos, identificados como do Pleistoceno e do Holoceno, respectivamente.

Em síntese, a Unidade Cati tem o início de sua gênese datada na passagem do Pleistoceno médio para o superior, e continuado de forma diacrônica durante episódios interglaciais úmidos EIM (5, 3, 2). Períodos secos são caracterizados por depósitos de dunas e pela presença de linhas de pedras. Em relação à Unidade Areal, tem-se uma idade de deposição na camada basal entre 13.660 ± 1.230 anos A.P.; e no topo entre 4.500 ± 260 anos A.P., indicando deposição no Holoceno. A unidade Areal tem seu início durante a passagem do Pleistoceno para o Holoceno (provavelmente durante o evento Younger Dryas/Inversão Antártica) e é continuada de forma diacrônica durante episódios neoglaciais secos do EIM 1. Pode ser entendida como um retrabalhamento da Unidade Cati. Morros testemunhos e encostas atuam como pontos de ancoragem para as areias eólicas em trânsito, permitindo compreender a localização dos depósitos eólicos em áreas de interflúvio, marcadas por morros testemunhos, que atuam como divisores de água.

As unidades Cati e Areal constituem a fonte e o suporte do material remobilizado por processos hídricos, predominantemente pelo escoamento concentrado, o que origina ravinas, voçorocas e areais. Essa remobilização fica registrada na superfície dos depósitos, cujas datações são 775 ± 55 anos A.P. na base e 100 ± 150 anos A.P. no topo. A unidade Areal é o material-fonte dos areais modernos.

Além das datações e caracterizações sedimentológicas, um conjunto de indicadores de campo, com a presença de formas (pavimentos detríticos) e feições de materiais de transporte eólico (ventifactos) nos areais, corrobora a morfogênese vinculada

a ambientes áridos e frios, como expressão da estrutura superficial da paisagem. A presença de depósitos eólicos da unidade Areal aponta para processos de remobilização hídrica e eólica na atualidade através do registro superficial de ravinas, voçorocas, nebkhas, ripple marks, entre outras feições, como formadores dos areais e de sua dinâmica atual. Essa reconstituição resgata e dialoga com as referências sobre datações do Sul da América (Rio Grande do Sul, Argentina, Uruguai e Chile) e contribui para a inserção dos depósitos analisados em seus ambientes e paisagens regionais.

Assim, utilizando dados relativos ao estado do Rio Grande do Sul e apoiados em datações da Argentina e do Uruguai, foi possível inferir que os depósitos que constituem o suporte à mobilização de sedimentos dos areais do município de Quaraí fazem parte de processos espaço-temporais mais amplos. Permite a compreensão de que se tratam de depósitos que caracterizam momentos de maior umidade e/ou ressecamento no sul da América do Sul ao longo do Pleistoceno e Holoceno e expressam segmentos de paisagens como os campos ou mares de dunas holocênicas. Configura-se, assim, uma estrutura de paisagem de origem recente geologicamente, decorrente das variações climáticas pretéritas, o que permite afirmar que os areais no SW do Rio Grande do Sul representam relictos/refugios/reductos de ambientes/paisagens do passado.

Agradecimentos: Agradecemos à Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (POSGEA), ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto (PPGSR), à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelas bolsas de doutorado, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do RS (FAPERGS) pelo apoio financeiro concedido à pesquisa, que possibilitaram a concretização deste estudo.

Contribuições dos Autores: "Concepção, M.G.O. e D.M.A.S.; metodologia, M.G.O. e D.M.A.S.; software, M.G.O. e L.A.G.; validação, M.G.O, D.M.A.S. e E.L.R.; análise formal, M.G.O.; pesquisa, M.G.O, D.M.A.S., L.A.G. e E.L.R.; recursos, L.A.G.; preparação de dados, M.G.O. e E.L.R.; escrita do artigo, L.A.G. e D.M.A.S.; revisão, L.A.G. e D.M.A.S.; supervisão, L.A.G. e D.M.A.S.; aquisição de financiamento, L.A.G. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito".

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

- Ab'Saber, A.N. 1960. Nótula sobre as superfícies aplainadas do Rio Grande do Sul. *Notícia Geomorfológica, Campinas*, 3(5): 54-56.
- Ab'Saber, A.N. 1969. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia, São Paulo*, 18: 1-23.
- Ab'Saber, A.N. 1969b. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Rio Grande do Sul. *Geomorfologia, São Paulo*, 11: 1-17.
- Behling, H.; Pillar, V.D.; Bauermann, S.G. 2005. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (Southern Brazil). *Review of Palaeobotany & Palynology*, 133(3-4): 235-248. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2004.10.004>
- Bettinelli, M.; Dillenburg, S.; Lopes, R.P.; Caron, F. 2018. Pleistocene molluscan assemblage in the southern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil: Implications in the evolution of a Barrier-Lagoon System. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 200-215. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.014>

- Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Passos, E. 2007. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Editora da UFSC, 2007. 2. Ed, 3 v. il.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Vilas Boas, G.S.; Flexor, J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*. São Paulo, Brazil, p. 232-253.
- Bombin, M. 1976. *Modelo Paleoecológico Evolutivo para o Neoquaternário da Região da Campanha-Oeste do Rio Grande do Sul (Brasil)*. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre.
- Bombin, M. & Klamt, E. 1974. Evidências paleoclimáticas em solos do Rio Grande do Sul. *Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia da PUCRS*, 13: 1-12.
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Fernández, A.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, I.Y.; Montana, J. 1975. *Carta geológica del Uruguay*. Dirección de Suelos y Fertilizantes, MAP. Montevideo.
- Clapperton, C. 1993. *Quaternary geology and Geomorphology of South America*. Ed. Amsterdam, Nova York: Elsevier.
- COMISSÃO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA. 2018. *Carta cronoestratigráfica internacional*. [S. l.]: Comissão Internacional de Estratigrafia, 2018. Disponível em: <https://stratigraphy.org/chart>.
- Cordier, S. 2010. Optically stimulated luminescence dating: procedures and applications to geomorphological research in France. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 1: 21-40.
- CPRM 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul*. Programa de Geologia do Brasil. Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais em Sistema de Informações Geográficas – SIG. Escala 1:750.000. DVD Rom.
- da-Rosa, A.A.S. 2003. Preliminary correlation of fluvial deposits at the extreme West of Rio Grande do Sul State, Brazil. Latin American Congress of Sedimentology, 3, Belém, *Abstracts*, p. 243-245.
- Dias, R.L. & Perez Filho, A. 2015. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de luminescência opticamente estimulada (LOE). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(2): 341-349. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i2.644>
- DNPM - DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL/DNPM. 1983. *Mapa Hidrogeológico do Brasil*, Escala de 1: 5.000.000.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63(6): 538-578. <https://www.jstor.org/stable/30080906>
- Fucks, E. & D'Amico, G. 2017. Litoral Pampeano. In: Fucks, E. & Pisano, F. (org.). *Cuaternario y Geomorfología de la Argentina: distribución y características de los principales depósitos y rasgos geomorfológicos*. 1ª ed. - La Plata: Universidad Nacional de La Plata. Pp. 1-12.
- Gagliardi, S. 2008. *Caracterización geológica e hidrogeológica de la ciudad de Artigas y sus alrededores*. Trabajo final de la licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, Universidad de la Republica. 126p.
- Gomes, T.C. 2019. *Feições eólicas quaternárias e vulnerabilidades agrícolas em áreas de arenização no Pampa brasileiro*. 294 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. <http://hdl.handle.net/10183/200720>
- Guasselli, L.A. & Evers, H. 2012. Relação entre paleodrenagens/valões e a ocorrência de areais no sudoeste do RS. In: Suertegaray, D.M.A.; Da Silva, L.A.P.; Guasselli, L.A. (org.). *Arenização natureza socializada*. Porto Alegre, Editora compasso e Imprensa livre. p.227-244.
- Iriondo, M.H. 1996. Estratigrafía del Cuaternario de la Cuenca del Río Uruguay. XIII Congresos Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas IV*, p.15-25.
- Iriondo, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, 57–58: 93-112. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00053-6](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00053-6)
- Iriondo, M. 2010. *Geología del Cuaternario en Argentina*. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe. 359p.
- Iriondo, M.H. & Brunetto, E. 2016. *Cuaternario de Brasil, Paraguay y Uruguay*. 1 ed. ilustrada. Córdoba, 494p.

- Iriondo, M.H. & Kröling, D. 2008. *Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay (Desde dos millones de años hasta el Presente)*. Universidad Nacional. del Litoral, Santa Fe, 358p.
- Kerber, L.; Kinoshita, A.; José, F.A.; Figueiredo, A.M.G.; Oliveira, E.V.; Baffa, O. 2011. Electron Spin Resonance dating of the southern Brazilian Pleistocene mammals from Touro Passo Formation, and remarks on the geochronology, fauna and palaeoenvironments. *Quaternary International*, 245(2): 201-208. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.10.010>
- Kiyak, N.G. & Özcan, H. 2009. Optically stimulated Luminescence to Date Coastal Dunes and a Possible Tsunami Layer on the Kavak Delta (Saros Gulf, NW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18: 465-474. <https://doi.org/10.3906/yer-0805-3>
- Krumbein, W.C. 1934. Size frequency distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 4(2): 65-77. <https://doi.org/10.1306/D4268EB9-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Kruck, W.; Helms, F.; Geyh, M.; Suriano, J.; Marengo, H.; Pereyra, F. 2011. Late Pleistocene-Holocene History of Chaco-Pampa Sediments in Argentina and Paraguay. *Quaternary Science Journal*, 60(1): 188-202. <https://doi.org/10.3285/eg.60.1.13>
- Lopes, R.P.; Pereira, J.C.; Caron, F.; Dillenburg, S.R.; Rosa, M.L.C.C.; Barboza, E.G.; Savian, J.F.; Sawakuchi, A.O.; Tatum, S.H.; Yee, M. 2024. Stratigraphy and evolution of the late Pleistocene (MIS 5) coastal Barrier III in southern Brazil. *Quaternary Research*, 119: 129-151. <https://doi.org/10.1017/qua.2023.67>
- Machado, J.L.F. 2005. *Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema de Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 237p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UNISINOS. <http://www.repositorio.jesuita.org.br/handle/UNISINOS/2189>
- Marquardt, C.; Lavenue, A.; Ortlieb, L.; Godoy, E.; Comte, D. 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, 394(3-4): 193-219. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.059>
- Martínez, S. & Del Río, C.J. 2005. Las ingresiones marinas del Neógeno en el sur de Entre Ríos (Argentina) y litoral oeste de Uruguay y su contenido malacológico. *INSUGEO - Miscelânea*, 14: 13-26.
- Ubilla, M. & Martínez, S. 2016. *Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay*. 1 ed., Springer International Publishing. VIII, 77p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-29303-5>
- Medeiros, E.R.; Müller Filho, I.L.; Veiga, P. 1989. O Mesozóico no oeste do Rio Grande do Sul (São Francisco de Assis e Alegrete). *Acta Geologica Leopoldensia*, 29: 49-60.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13: 1-62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90001-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90001-9)
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. XVI, 582p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Milder, S. 2000. *Arqueologia do Sudoeste do Rio Grande do Sul, uma perspectiva Geoarqueológica*. 180 f. Tese (Doutorado em Arqueologia 288 e Etnologia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Moretti, L. & Morrás, H. 2013. New microscopic evidences of the autochthony of the ferrallitic pedological mantle in the Misiones province, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 20(2): 129-142.
- Murray, A.S. & Wintle, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32(1): 57-73. [https://doi.org/10.1016/s1350-4487\(99\)00253-x](https://doi.org/10.1016/s1350-4487(99)00253-x)
- Oliveira, M.G. 2022. *Evolução paleoambiental de região com ocorrência do processo de arenização: contribuição para o deciframento genético de ambientes quaternários em Quaraí/RS*. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS., 298p. <http://hdl.handle.net/10183/247647>
- Oliveira, M.G. 2011. *Paleogeografia em área de ocorrência de areais: São Francisco de Assis, RS*. Trabalho de Conclusão do Curso, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 92p.

- Oliveira, M.G. & Suertegaray, D.M.A. 2012. Paleogeografia da área de ocorrência de areais. In: Suertegaray, D.M.A.; Silva, L.A.P.; Guasselli, L.A. (Org.). *Arenização natureza socializada*. Porto Alegre: ComPasso Lugar Cultura; Imprensa Livre, pp.201-226.
- Oliveira, M.G. & Suertegaray, D.M.A. 2014. Processos geomorfológicos na evolução da paisagem. *Revista Faculdade Santo Agostinho*, 11: 211-233.
- Oliveira, M.G. & Suertegaray, D.M.A. 2021. Morfopedogênese em Área com Ocorrência de Arais - RS. *Espaço & Geografia*, 24(1): 215-243. <https://doi.org/10.26512/2236-56562021e40288>
- Oliveira, E. & Kerber, L. 2009. Paleontologia e aspectos geológicos das sucessões do final do Neógeno no sudoeste do Rio Grande do Sul, Brasil. *Gaea - Journal of Geoscience*, 5: 21-34. <https://doi.org/10.4013/gaea.51.03>
- Rittenhouse, G. 1943. A visual method of estimating two-dimensional sphericity. *Journal of Sedimentary Research (SEPM)*, 13(2): 79-81.
- Rittenour, T.M. 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas*, 37: 613-635. <https://doi.org/10.1111%2Fj.1502-3885.2008.00056.x>
- Rhodes, E.J. 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39: 461-488. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133425>
- Sallun, A.E.M. & Suguio, K. 2006. Depósitos Quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3): 385-395.
- Sallun, A.E.M.; Suguio, K.; Tatum, S.H.; Marcioyee, M.; Santos, J.; Barreto, A.M.F. 2007. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2): 402-413. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2007373402413>
- Scherer, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137(1-2): 63-84. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(00\)00135-4](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(00)00135-4)
- Scherer, C.M.S. & Lavina, E.L.C. 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guarú Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, 52: 1323-1341. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00746.x>
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28-238, Late Pliocene to Latest Pleistocene. In: Cune, R.M. & Hays, J.D. (Eds.). *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Geological Society of America Memoir, 145: pp. 449-464. <https://doi.org/10.1130/MEM145-p449>
- Stokes, G.G. 1851. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society, Cambridge*, 9: 8-106.
- Stokes, S. 1999. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, 29: 153-171. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00006-7](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00006-7)
- Silva, M. & Corrêa, A.C.B. 2023. Dunas continentais do Brasil como geocronômetros das variações paleoclimáticas. *Finisterra*, 58(123): 149-169. <https://doi.org/10.18055/Finis28868>
- Suertegaray, D.M.A. 1987. *A Trajetória da Natureza: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quaraí-RS*. Tese (Doutorado Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas), Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 243p.
- Suertegaray, D.M.A. 1998. *Deserto Grande do Sul: controvérsia*. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS. 74p.
- Suertegaray, D.M.A. 2020. Arenização: Esboço interpretativo. *William Morris Davis - Revista de Geomorfologia*, 1(1): 118-144.
- Suertegaray, D.M.A.; Da Silva, L.A.P.; Guasselli, L.A. 2012. (organizadores) *Arenização natureza socializada*. Porto Alegre, Ed. Compasso e Imprensa Livre. 600p.
- Suguio, K. 2010. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (passado + presente = futuro?)*. Oficina dos Textos, São Paulo, 408p.

Suguio, K.; Angulo, R.J.; Carvalho, A.M.; Corrêa, I.C.S.; Tomazelli, L.J.; Villwock, J.A.; Vital, H. 2005. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; Oliveira, A.M.S.; Oliveira, P.E. (Eds.). *Quaternário do Brasil*. Holos Editora, Ribeirão Preto, São Paulo, pp.114-129.

Tomazelli, L.J. & Dillenburg, S.R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 244(1–4): 33-45. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.002>

Ubilla, M. 1996. *Paleozoologia del quaternario continental de la cuenca norte del Uruguay, biogeografia, cronologia y aspectos climaticos-ambientales*. Tese de Doutorado, 232 p.

Vafiadou, A.; Murray, A.S.; Liritzis, I. 2007. Optically stimulated luminescence (OSL) dating investigations of rock and underlying soil from three case studies. *Journal of Archaeological Science*, 34(10): 1659-1669. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2006.12.004>

Verdum, R.; Lucas Vieira, C.; Dal Piva, F.D.; Caneppele, J.C.G. 2014. Estruturas superficiais no entorno dos areais de Quaraí/RS – Identificação dos agentes morfogenéticos e sua relação com as variações climáticas no Quaternário. *REVISTA GEONORTE*, Edição Especial 4, 10(4): 54-59.

Watchman, A.L. & Twidale, C.R. 1999. Relative and 'absolute' dating of land surfaces. *Earth-Science Reviews*, 58(1–2): 1-49. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00080-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00080-0)