

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

MATEUS GLEISER OLIVEIRA

Evolução paleoambiental de região com ocorrência do processo de arenização: contribuição para o deciframento genético de ambientes quaternários em Quaraí/RS.

PORTO ALEGRE, ABRIL DE 2022.

MATEUS GLEISER OLIVEIRA

Evolução paleoambiental de região com ocorrência do processo de arenização: contribuição para o deciframento genético de ambientes quaternários em Quaraí/RS.

Tese apresentada ao
Programa de Pós-graduação
em Geografia como requisito
para obtenção do título de
Doutor em Geografia.

Orientadora: Prof. Dra. Dirce Maria Antunes Suertegaray

PORTO ALEGRE, ABRIL DE 2022.

CIP - Catalogação na Publicação

Oliveira, Mateus Gleiser

Evolução paleoambiental de região com ocorrência do processo de arenização: contribuição para deciframento genético de ambientes quaternários em Quaraí/RS. / Mateus Gleiser Oliveira. -- 2022.

297 f.

Orientadora: Dirce Maria Suertegaray.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2022.

1. Arenização. 2. Quaternário. 3. LOE. 4. Geomorfologia. 5. Pampa. I. Suertegaray, Dirce Maria, orient. II. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Agradecimentos

Ao longo destes cinco anos de construção de tese seria impossível ter realizado este trabalho sem o suporte de muitas pessoas que me apoiaram pelo caminho. Ainda mais sendo estes anos interrompidos por uma pandemia mundial, cessando trabalhos de campo, acesso a bibliotecas e laboratórios, fora toda a mudança na vida “civil” fora das paredes da universidade. Primeiramente gostaria de agradecer a minha orientadora Dirce Maria Suertegaray, pelos muito anos de trabalho em conjunto, confiança, paciência e ensinamentos. Uma pessoa a qual admiro muito no nível pessoal e profissional, obrigado professora! Em segundo lugar gostaria de deixar meus agradecimentos ao professor Laurindo Antonio Guasselli, que topou coordenar o projeto Investigação tripartite do processo de arenização, RS/BR, fomentado pela FAPERGS. Este apoio financeiro foi fundamental para realização de campos, coletas e análises encontradas nesta tese. Assim segue também meus agradecimentos a FAPERGS pelo fomento a pesquisa, bem como a Capes, pela bolsa de doutorado cedida e sua prorrogação em meio a uma pandemia. E um agradecimento a toda a banca examinadora que aceitou fazer parte desta etapa e avaliação da tese.

Aos colegas da UFRGS agradeço ao Gilberto Santos pelo auxílio no laboratório de sedimentologia, mais uma vez. Agradeço também ao auxílio dos colegas dos Laboratórios de Análise Química de Rochas e Difratometria de Raios X, outro dado importante adquirido para este trabalho. Aos colegas Theo Soares de Lima e Éder Luís da Silva Rodrigues pela imensa ajuda em campo! Pelas trocas no diálogo, pela ajuda na abertura de trincheiras para coletas, pela carona até Quaraí e pela parceria. Para a colega Tania Cristina Gomes agradeço pelo diálogo, troca de bibliografia e orientação de coleta para LOE, além dos empréstimos de materiais.

A muitos amigos que me acompanharam durante muitos anos, escutando, as vezes sem entender (rsrsrs) sobre os areais, mas sempre apoiando mais uma etapa da vida. Principalmente aos meus compadre e comadre Ana e Marcelo, obrigado pelas viagens e parcerias. As minhas meninas Yasmine e Alice pela companhia que me fazem nessa vida. As minhas bauxitas, Xandoka, Isa e Sil,

parte cotidiana de apoio durante esses anos de pandemia, pela minha sanidade mental (ou falta dela)! As minhas geógrafas Fabi, Lara e Nana, que acompanharam toda esta minha trajetória acadêmica. Ao time Santana, que me desvirtuou dos anos iniciais da tese para o bar, rsrs. Ao meu horóscopo Uruguaio pelas jantãs temáticas.

Um agradecimento a toda a minha família que sempre apoiou estes muitos anos de trabalho acadêmico, incentivando e vendo a importância dele. Em especial quero agradecer a minha avó Maria Argélia Pereira de Oliveira, natural de Quaraí, e grande narradora e guardiã da memória da história da família e paisagens desta região. Por muitas vezes a melhor parte desta tese foi mostrar as fotos de campo para minha vó, que a muitos anos não volta para sua cidade Natal.

RESUMO

Suertegaray (1987) define os areais, enquanto manchas de areia expostas e retrabalhadas na atualidade por processos naturais, em particular o escoamento superficial concentrado e a deflação de vento, correspondem a feições que representam ambientes de um passado recente (Pleistoceno e Holoceno). A autora identifica diferentes depósitos superficiais vinculados a este passado recentes, sendo elas uma unidade fluvial pleistocênica (Cati) vinculada a um clima úmido e uma unidade eólica holocênica (Areal) vinculada um ressecamento climático. As manchas arenosas (areais) representariam, junto com os aluviões atuais, um último momento de volta de condições úmidas no holoceno. Ao descrever estes depósitos e o panorama de mudança climática a autora contudo não traz dados de datação absoluta para ordenar uma cronologia de eventos. O presente trabalho tem como objetivo então a investigação destes depósitos superficiais recentes vinculados a áreas com processo de arenização, mais especificamente as unidades Cati, Areal, aluviões atuais e areais, para realizar a cinemática recente da paisagem apoiada em dados de datação absoluta. A área de estudo escolhida foi a janela de Botucatu no município de Quaraí/RS, contendo as bacias dos arroios Areal e Cati. As bases metodológicas para o desenvolvimento do trabalho são adaptadas da proposta de geomorfologia tripartite de Ab'Saber (1969) para os estudos sobre Geomorfologia do Quaternário. Se iniciou a compartimentação geomorfológica da janela de Botucatu em estudo através de fotointerpretação por interpretação visual em par estereoscópico de aerofotografias 1:60.000. São identificadas formas dos compartimentos geomorfológicos e a espacialização dos depósitos superficiais Cati (A) e areal (B), depósitos aluviais e areais em análise nesta tese. Foi realizado trabalho de campo na área de estudo com o intuito de validar a cartografia base e realizar as coletas e descrições necessárias para o seguimento do trabalho. Para caracterização dos depósitos quaternários se realizaram as seguintes análises: **1)** análise granulométrica via separação de pipetagem e peneiramento de acordo com os intervalos de Wentworth; **2)** análises morfométricas corresponde à identificação da esfericidade, arredondamento e textura presentes na superfície de cada grão obtidas com o

uso de lupa binocular e comparação visual; **3)** identificação em campo de fácies sedimentares de acordo com o proposto por Miall (1977); **4)** Datação por luminescência opticamente estimulada através do protocolo SAR com 10 alíquotas; **5)** aplicação de técnica de difração de raios-x; **6)** aplicação de técnica de espectrometria de fluorescência; **7)** Aplicação do Índice Químico de Alteração como medida do intemperismo químico sobre sedimentos clásticos. Os resultados encontrados neste trabalho permitem concluir as seguintes questões: A Unidade Cati (A) é identificada como uma unidade colúvio-aluvial, e tem o início de sua gênese datada para a passagem do pleistoceno médio para o superior, aos 122.590 +- 13.180 anos A.P., e continuada de forma diacrônica durante episódios interglaciais úmidos (EIM 5, 3 e 2). A última datação encontrada da unidade Cati se relaciona ao último máximo glacial, aos 19.750+-1.870 anos A.P. Os períodos úmidos do pleistoceno são marcados por grandes eventos de movimentos de massa dos colúvios estocados nas encostas, depositando-se nas áreas deprimidas, misturando-se a depósitos aluviais e configurando prováveis *bajadas*. A unidade Areal tem seu início durante a passagem pleistoceno para o holoceno, aos 13.660+-1.230 e 11.000 +- 1.030 e é continuada de forma diacrônica durante episódio neoglacial seco do holoceno, aos 4.500+-260 anos A.P. Este período seco é marcado por depósitos de dunas relacionados a unidade Areal (B), ancorados nas vertentes de morros testemunhos e encostas. Parece fazer sentido a maioria dos depósitos eólicos hoje serem encontrados em área de interflúvio marcada por morros testemunhos como divisores de água. Os períodos úmidos do holoceno são bem representados pela formação de depósitos aluviais, com início aos 1.730 ± 135 anos A.P. e momentos de pedogênese aos 1.850 ± 150. A unidade Areal, de acordo com a datação tem o início de sua exumação ao redor dos 775+-55 anos A.P., época sugerida para o início dos areais, embora se obtenha idades muito recentes das manchas arenosas, com aproximadamente 140+-45 e 100+-15 anos A.P.

Palavras-chave: arenização, areais, quaternário, depósitos superficiais, LOE, Quaraí, pampa.

ABSTRACT

Suertegaray (1987) defines the sands spots, as sand fields exposed and reworked today by natural processes, in particular concentrated surface runoff and wind deflation, correspond to features that represent environments of a recent past (Pleistocene and Holocene). The author identifies different surface deposits linked to this recent past, being a Pleistocene fluvial unit (Cati) linked to a humid climate and a Holocene wind unit (Areal) linked to a climatic dryness. The sand spots would represent, along with the current alluvium, a last moment of return from humid conditions in the Holocene. In describing these deposits and the climate change panorama, the author however does not bring absolute dating data to order a chronology of events. The present work aims to investigate these recent surface deposits linked to areas with a sandization process, more specifically the Cati and Areal units, the current alluvial deposits and modern sand spots, to rebuild the recent kinematics of the landscape supported by absolute dating data. The study area is the Botucatu window in the municipality of Quaraí/RS, containing the basins of the Areal and Cati rivers. The methodological bases for the development of the work are adapted from the proposal of tripartite geomorphology by Ab'Saber (1969) for studies of Quaternary Geomorphology. The geomorphological compartmentalization of the Botucatu window under study was acquired through photointerpretation by visual interpretation in a stereoscopic pair of aerial photographs 1:60,000. Shapes of geomorphological compartments and the spatialization of surface deposits Cati (A) and Areal (B), alluvial and sand spots deposits are identified in this thesis. Fieldwork was carried out in the study area in order to validate the base cartography and carry out the collections and descriptions necessary for the follow-up of the work. To characterize the quaternary deposits, the following analyzes were performed: 1) granulometric analysis via pipetting and sieving separation according to Wentworth intervals; 2) morphometric analysis corresponds to the identification of the sphericity, roundness and texture present on the surface of each grain obtained with the use of a binocular magnifying glass and visual comparison; 3) field identification of sedimentary facies as proposed by Miall (1977); 4) Dating by optically stimulated luminescence using the SAR

protocol with 10 aliquots; 5) application of x-ray diffraction technique; 6) application of fluorescence spectrometry technique; 7) Application of the Chemical Index of Alteration as a measure of chemical weathering on clastic sediments. The results found in this work allow us to conclude the following questions: The Cati Unit (A) is identified as a colluvial-alluvial unit, and its genesis dates back to the transition from the Middle Pleistocene to the Upper Pleistocene, at 122,590 \pm 13,180 years AP, and continued diachronically during wet interglacial episodes (IEM 5, 3 and 2). The last dating found for the Cati unit relates to the last glacial maximum, at 19,750 \pm 1,870 years B.P. The wet periods of the Pleistocene are marked by large events of mass movements of colluvium stored on the slopes, depositing in depressed areas, mixing with alluvial deposits and configuring probable *bajadas*. The Areal unit begins during the Pleistocene to the Holocene transition, at 13,660 \pm 1,230 and 11,000 \pm 1,030 and is continued diachronically during the dry neoglacial episode of the Holocene, at 4,500 \pm 260 years BP. This dry period is marked by dune deposits related to the Areal unit (B), anchored on the slopes of hills and mounds. It seems to make sense that most wind deposits today are found in an interfluvial area marked by witness hills as water dividers. The wet periods of the Holocene are well represented by the formation of alluvial deposits, beginning at 1,730 \pm 135 years BP. and pedogenesis moments at 1,850 \pm 150. According to dating, the Areal unit began its exhumation around 775 \pm 55 years BP, the time suggested for the beginning of the sand spots, although very recent ages of the sand spots are obtained, with approximately 140 \pm 45 and 100 \pm 15 years BP

Keywords: sandization, sand spots, quaternary, surface deposits, OSL, Quaraí, pampa.

Lista de Ilustrações

Figuras:

Figura 1: Distribuição dos areais no Rio Grande do Sul e área de estudo deste trabalho, Quaraí/RS. Fonte: elaboração própria.....	18
Figura 2: Depósitos Fluvial da Unidade A (Cati). A) Formação Botucatu recoberta por depósito de transporte vermelho ocre. B) Paleocanal fluvial entalhado no Botucatu e preenchido com sedimentos. Quaraí-RS. Fonte: Suertegaray (1987).....	21
Figura 3: Depósitos Eólicos da unidade B (Areal). Fonte: Acervo Pessoal, 2021.....	22
Figura 4: Croqui geológico de Quaraí. Fonte: Suertegaray (1987).....	23
Figura 5: Evolução da Paisagem com areais, sítio Cerro da Figueira - Quaraí/RS. Fonte: Bellanca (2002).....	27
Figura 6: Procedimentos metodológicos para extração da rede de drenagem no ARCGis 10.2 a partir de MDE. Fonte: Elaboração própria.....	34
Figura 7: Confecção de anáglifos para interpretação estereoscópica com StereoPhoto Maker e mosaico no ARCGis 10.2 Fonte: elaboração própria.....	35
Figura 8: Pontos de coleta. Fonte: elaboração própria.....	37
Figura 9: Etapas de granulometria. a) desagregação; b) peneiramento; c) pipetagem; d) pesagem. Fonte: acervo pessoal.....	39
Figura 10: Diagrama triangular de Flemming (2000) e suas classes texturais. Fonte: Fett Júnior, 2011.....	40
Figura 11: Ambientes de deposição (esquerda) vs. maturidade textural (direita). Fonte: Mendes (1984).....	42
Figura 12: Sistema de classificação de litofácies. Fonte: adaptado de Miall (1977)....	46
Figura 13: Preparação das amostras a) esferas e cadinhos; b) moinho de bolas. Fonte: acervo pessoal.....	49
Figura 14: Representação do colúvio e complexo de rampas de colúvio. Fonte: a) TURNER (1996) b) MEIS & MOURA (1984).....	60
Figura 15: Distribuição espacial dos compartimentos em um Pediplano. Fonte: modificado de Penteado (1983).....	63
Figura 16: Formas dentro de uma superfície pediplanada: K -knick, G - glacis d'erosion (pedimento), R - raña, I - Inselberg, B - bajada ou playa e S - sebkra. Fonte: Guerra (2006).....	63
Figura 17: Formas de Canais Fluviais. Fonte: adaptado de Hugget (2007).....	67
Figura 18: Esquema de formação de terraços fluviais. Fonte: Valensise (2013).	71
Figura 19: Esquema da formação de uma bacia de deflação do tipo lago de playa e sua lunette associada a sotavento. Fonte: adaptado de Hugget (2011).....	75
Figura 20: Representação da Formação do Pavimento Desértico. Fonte a) Christophem (2012) e b) Hugget (2011).....	76
Figura 21: Formação de Ventifactos. Fonte: Rener (2014).....	78
Figura 22: Feições de Honeycomb em ambientes desérticos. Fonte: a) Hugget (2011) e b) Rodriguez-Navarro et al (1999).....	79
Figura 23: Tipos de movimentação de depósitos arenosos. Fonte: Pyer e Tosar (2009), tradução própria.....	80
Figura 24: Perfil Assimétrico de Duna. Fonte: Christopherson (2012)	82
Figura 25: Tipos de Dunas em relação a gênese. Fonte: Adaptado de Pyer e Tsoar (2009).....	82

Figura 26: Morfologias de dunas de sotavento. a) e b) dunas ferraduras, c) dunas sem braços de acumulação, d) dunas alongadas e e) dunas dentre lacunas de obstáculo. Fonte: Pyer e Tsoar (2009).....	84
Figura 27: A esquerda um croqui demonstrando o turbilhonamento e criação de vórtex entre o obstáculo e a duna echo, formada no barlavento, enquanto do lado oposto se observa a formação de duna de sotavento. A foto a direita ilustra uma duna echo em falésia no Arizona (EUA). Fonte: Pyer e Tsoar (2009).....	85
Figura 28: Se observa duas formas na imagem acima, separadas pela crista de uma escarpa. Abaixo da crista ocorre uma duna de cavalgamento, subindo a encosta no sentido do vento. Acima da crista se observa dunas de topos, devido a desaceleração do vento. Fonte: Pyer e Tsoar, (2009).	86
Figura 29: Morfologia de dunas Auto Acumuladas. Fonte: BROOKFIELD (2011)	88
Figura 30: Assim como as dunas de sotavento a vegetação é um obstáculo ao transporte de areias. Neste caso, como o obstáculo é uma pequena vegetação se denomina de Nebkha a pequena duna. Fonte: Pyer e Tsoar (2009).....	91
Figura 31: Mapa da rede hidrográfica. Fonte: Elaboração própria.....	95
Figura 32: Mapa de unidades litológicas.	97
Figura 33: Afloramento de Botucatu em corte de estrada BR 293, a altitude de 150m. Acervo próprio.....	98
Figura 34: Corte de estrada BR 293 com afloramento de basalto, a 160m de altitude. Acervo pessoal.	102
Figura 35: Sistema de Falhas denominado de Jaguari-Mata, detalhe para área de estudo, com falhamentos preferencialmente no sentido SE-NW e NE-SW. Fonte: Adaptado de Machado (2005).....	105
Figura 36: Mapa Hipsométrico. Fonte: adaptado de EMBRAPA (2005).	109
Figura 37: Mapa de Declividade com classes segundo EMBRAPA (2005).....	109
Figura 38: Mapa de Unidades Geomorfológicas do Recorte de Estudo.	111
Figura 39: Perfil do compartimento Coxilhas em Basalto.	112
Figura 40: Fotografias do compartimento Coxilhas em basalto. Fonte: Acervo pessoal.	113
Figura 41: a) trecho de nascente do arroio Salsal sob encosta em basalto. b) basalto aflorante em encosta apresentando erosão esferoidal c) encostas de basalto, detalhe em amarelo, emoldurando área deprimida preenchida por material sedimentar. Fonte: Acervo pessoal.	115
Figura 42: Encostas em litologia arenítica a) e b) apresentam pavimento detrítico diretamente sobre afloramento rochoso. c) e d) setores da encosta compostos por Botucatu aflorante. Fonte: Acervo pessoal.	116
Figura 43: Esquema dos resultados da coleta do ponto P2.....	117
Figura 44: a) morro testemunho tabular b) Setor de "front" de rocha exposta em morro cuestiformes. Fonte: Acervo pessoal.	121
Figura 45: Topo de Morro Cuestiforme, P3. Fonte: Acervo pessoal.....	122
Figura 46: Local de Coleta P3 em "reverso" cuestiforme até sua conexão com várzea. Fonte: Acervo pessoal.....	123
Figura 47: Esquema dos Resultados do ponto P3. Fonte: Acervo pessoal.....	123
Figura 48: P3 em amarelo, voltado para NO. Em laranja foi desenhada uma linha demarcando a cornija do "Front" dos morros cuestiformes. A imagem está orientada para o Norte. Fonte: Google Earth, 2021.	127
Figura 49: Fotografia de sequência de Morros Testemunhos emoldurando o Sitio Areal (também conhecido como Cerro da Figueira), em mapa sobre hipsometria.....	129

Figura 50: Transecto de coleta do ponto P4.....	130
Figura 51: Esquema dos Resultados do ponto P4 TM.....	130
Figura 52: Esquema dos Resultados do ponto P4 R.	133
Figura 53: Esquema dos Resultados do ponto P4 UNB.....	136
Figura 54: Ao fundo se observa o topo do morro testemunho sustentado pelo basalto, onde se pode ver uma cornija separando o topo da vertente. Ao lado direito da foto há o ponto amostral P4 UNB. Entre estas duas formas se estende um braço do areal, fonte dos areia eólicas de P4 R A. Fonte: Acervo pessoal.....	143
Figura 55: Unidade fluvial A em dois pontos diferentes dentro do sítio areal. A esquerda o ponto de coleta P4 UNB, com linha de pedra aparente. A direita unidade colúvio-aluvial aflorante em meio ao areal, ponto P6. Ambas se apresentam como depósitos de formato tabular. Fonte: Acervo pessoal.....	145
Figura 56: Pavimento detrítico sobre colina com areal a esquerda. A direita topo da unidade colúvio-aluvial com pavimento detrítico. Fonte: Acervo pessoal.	146
Figura 57: Coxilhas policonvexas, entremeadas pela rede de drenagem. A figura de cima é o local de coleta do ponto P7. Fonte: Acervo pessoal.	149
Figura 58: Esquema dos Resultados do ponto P7.	150
Figura 59: Outro ponto de observação da colina de P7, em corte de estrada. Fonte: Acervo pessoal.	154
Figura 60: A imagem mostra a conexão das encostas com as coxilhas atuais, na forma de uma rampa em direção a calha do rio Quaraí. A figura mais à esquerda (1) é uma imagem de satélite de P7, a do meio (2) a hipsometria e à direita (3) os compartimentos geomorfológicos. Abaixo um croqui, onde a estrela marca o ponto de coleta. As situações deprimidas dentro do croqui representam as calhas da rede de drenagem, que com a umidificação do clima vem seccionar a rampa em coxilhas.	154
Figura 61: Coxilhas em arenito com deposição eólica. Atualmente fixadas pela vegetação, observam-se formas onduladas, que muito lembram antigas cristas de dunas. A frente deposições arenosas atuais junto a ravinas. Fonte: Acervo pessoal.	156
Figura 62: Perfil de coxilha com deposição eólica ancorada na vertente sul. Atualmente o setor foi erodido e retrabalhado em um areal. Fonte: Acervo pessoal.	157
Figura 63: Vista próxima do topo da colina onde foi coletado o ponto P5. Ao norte se observam rupturas de relevo cuestiforme, que muito provavelmente serviram de ancoragem para as areias sopradas de SE. Fonte: Acervo pessoal.	157
Figura 64: Esquema dos Resultados do ponto P5.	158
Figura 65: Ilustrações de áreas de Várzea. a) terraço fluvial sob litologia de arenito. b) cascalheira fluvial em litologia de basalto. c) várzea do rio Quaraí. d) várzea Intercoxilhas no ponto P3 V.....	164
Figura 66: Esquema dos Resultados do ponto P3V.....	165
Figura 67: Áreas arenizadas entre os Interflúvios dos arroios Areal e Cati - Quaraí/RS.	170
Figura 68: Formas Barcanas, a 38°28'01,73" S e 56°15'42,61" O, com braços de duna direcionados para oeste, indicando ventos vindo de leste. Forma a oeste do ponto 3 na figura 67.	171
Figura 69: Areal com bacia de deflação, lembrando em muito a associação entre lago de playa e uma lunette. A imagem mostra o mesmo sítio com a depressão rasa (lago de playa) seca em imagem do verão (A) e com água no período de inverno (B). A figura C é uma foto do ponto, onde se observa a bacia de deflação ao centro, em verde mais claro. Fonte: imagem Google Earth, 38°28'30,50" S e 56°14'289,43" O. Ponto 2 na figura 67.	172

Figura 70: Imagem retirada da série histórica do Google Earth, ano de 2003. a letra a) aponta a presença de voçorocas a montante do areal; b) presença de voçorocas até a área mais avermelhada, supostamente unidade A. c) uma provável bacia de deflação em área deprimida inter-coxilhas. d) Afloramento rochosos em terço superior da colina, servindo de pontos de ancoragem para as areias em trânsito.	173
Figura 71: Imagem oblíqua do Google Earth contendo os areais 1 e 2 da imagem 67. A) representa o topo de morro testemunho com inúmeras ravinas na vertente a montante dos areais 2. B) representa topo de morro testemunhos a montante do areal número 1.	174
Figura 72: Diferentes ventifactos encontrados no interior do areal. Fonte: Acervo pessoal.	175
Figura 73: Feição de Honeycomb encontrada no interior do areal, na fácies voltada para sudeste. Fonte: Acervo pessoal.	175
Figura 74: Leito intermitente (wadi) localizado em área deprimida. A direita detalhe do leito, com inúmeros seixos. Fonte: Acervo pessoal.	176
Figura 75: Pavimento detrítico em topo de coxilha de arenito. a esquerda o areal recobre parcialmente o paleo pavimento. Fonte: Acervo pessoal.	176
Figura 76: Nebkhas no interior da área de estudo, apontando deposição eólica com ventos de origem tanto de sudoeste quanto de sudeste. Fonte: Acervo pessoal.	177
Figura 77: Areal com estratificação com mergulho para sudoeste. Fonte: Acervo pessoal.	177
Figura 78: Estratificação com mergulho para sudeste. Fonte: Acervo pessoal.	178
Figura 79: Ponto de Coleta P6. Fonte: Acervo pessoal.	178
Figura 80: Esquema dos Resultados do ponto P6.	179
Figura 81: Mapa de regiões com trabalhos consultados. Fonte: Elaboração própria.	187
Figura 82: Sistema Laguna-Barreira no litoral do Rio Grande do Sul. Fonte: Buchmann et al., (2009).	195
Figura 83: Coluna estratigráfica de Retrobarreira. Adaptado de: Bettinelli et al. (2018).	196
Figura 84: Condições ambientais no sul da América do Sul durante a última glaciação (EIM 4 - 2). Fonte: Rabassa (2005).	200
Figura 85: Provável extensão do mar de areia pampeano e faixa periférica de loess durante o EIM 4. Fonte: Iriondo (2010).	202
Figura 86: Coluna estratigráfica no Pampa Argentino. A Esquerda perfil mais ao Sul, em área core do mar de areia pampeano e a direita área mais ao norte, representativo da faixa de loess periférica. Fonte: Iriondo (2010).	206
Figura 87: Grandes mudanças ambientais durante o UMG. Fonte: Clapperton (1993).	224
Figura 88: Distribuição de formas na paisagem durante o EIM. Fonte: Clapperton (1993).	225
Figura 89: Formação Obera, convexizada em tempos recentes pela umidificação do clima. Fonte: Iriondo e Krohling (1997).	227
Figura 90: Distribuição de depósitos de Loess tropical. Fonte: Iriondo e Krohling (1997).	229
Figura 91: Distribuição de depósitos de Loess retrabalhados no Uruguai, em hashura e em negro. Fonte: Panario (1999).	233
Figura 92: Paleocurva do nível do mar no litoral do Rio Grande do Sul. Fonte Manzolli (2016).	237

Figura 93: Síntese das reativações de dunas no EIM 1, de acordo com Tripaldi e Formam (2007).	247
Figura 94: Evolução dos Solos Negros da Campanha. Fonte: Bombim e Klamt (1974).	255

Tabelas:

Tabela 1: Escala de Wentworth. Fonte: Oliveira, M.G. 2011.	38
Tabela 2: Classes de Esfericidade - Fonte: PAISANI (2005)	43
Tabela 3: Classes de Arredondamento - Fonte: PAISANI (2005)	43
Tabela 4: Arredondamento e Esfericidade em arenito Botucatu.	99
Tabela 5: Espectrometria de fluorescência de raios x, em P3.	125
Tabela 6: Espectrometria de fluorescência de raios x, em P4 TM B.	132
Tabela 7: Espectrometria de fluorescência de raios x, em P4 R A.	134
Tabela 8: Espectrometria de fluorescência de raios x, em P4 R B.	134
Tabela 9: Espectrometria de fluorescência de raios x, em P4R UNB A.	139
Tabela 10: Espectrometria de fluorescência de raios x, em P4R UNB D.	139
Tabela 11: Espectrometria de fluorescência de raios x em P7.	152
Tabela 12: Espectrometria de fluorescência de raios x em P5 C.	160
Tabela 13: Espectrometria de fluorescência de raios x em P3 V A.	168
Tabela 14: Espectrometria de fluorescência de raios x em P3 V D.	168
Tabela 15: Espectrometria de fluorescência de raios x em P6.	182
Tabela 16: Quadro comparativo entre as regiões levantadas.	189
Tabela 17: Evolução Climática para a planície Chaco-pampeana. Adaptado de Kruck et al (2011).	209
Tabela 18: Quadro síntese da evolução ambiental no segundo Planalto catarinense. Fonte: Lima (2010)	215
Tabela 19: Organização dos resultados obtidos para este trabalho. Fonte: Elaboração própria.	257

Gráficos:

Gráfico 1: Histograma Granulométrico de arenito Botucatu.	99
Gráfico 2: Difractometria de raios x em arenito Botucatu.	99
Gráfico 3: Arredondamento em P2.	117
Gráfico 4: Esfericidade em P2.	118
Gráfico 5: Textura Superficial em P2.	118
Gráfico 6: Arredondamento em P3.	124
Gráfico 7: Esfericidade em P3.	124
Gráfico 8: Textura Superficial em P3.	124
Gráfico 9: Difractometria de raios x em P3.	125
Gráfico 10: Arredondamento em P4 TM.	131
Gráfico 11: Esfericidade em P4 TM.	131
Gráfico 12: Textura Superficial em P4 TM.	131
Gráfico 13: Difractometria de raios x em P4 TMB.	132
Gráfico 14: Textura Superficial em P4 R.	133
Gráfico 15: Arredondamento em P4 R.	134

Gráfico 16: Esfericidade em P4 R.....	134
Gráfico 17: Difractometria de raios x em P4 R A.	135
Gráfico 18: Difractometria de raios x em P4 R B.	135
Gráfico 19: Arredondamento em P4R UNB.	137
Gráfico 20: Esfericidade em P4R UNB.	137
Gráfico 21: Textura Superficial em P4R UNB.	138
Gráfico 22: Difractometria de raios x em P4R UNB A.	138
Gráfico 23: Difractometria de raios x em P4R UNB D.....	139
Gráfico 24: - Arredondamento em P7.	151
Gráfico 25: Esfericidade em P7.	151
Gráfico 26: Textura Superficial em P7.	151
Gráfico 27: Difractometria de raios x em P7.	152
Gráfico 28: Arredondamento em P5.	159
Gráfico 29: Esfericidade em P5.	159
Gráfico 30: Textura Superficial em P5.	159
Gráfico 31: Difractometria de raios x em P5 C.....	160
Gráfico 32: Esfericidade em P3 V.....	165
Gráfico 33: Arredondamento em P3 V.....	166
Gráfico 34: Textura Superficial em P3 V.....	166
Gráfico 35: Difractometria de raios x em P3 VA.....	167
Gráfico 36: Difractometria de raios x em P3 VD.	167
Gráfico 37: Arredondamento em P6.	179
Gráfico 38: Esfericidade em P6.	180
Gráfico 39: Textura Superficial em P6.	180
Gráfico 40: Difractometria de raios x em P6 A.....	181
Gráfico 41: Difractometria de raios x em P6 B.....	181
Gráfico 42: Difractometria de raios x em P6 C.....	182

Sumário

1. Introdução	18
2. Procedimentos Metodológicos.....	32
4.1. Mapeamento da rede de Drenagem.....	33
4.2. Mapeamento Geológico.....	34
4.3. Mapeamento Geomorfológico.....	34
4.4. Procedimentos de Campo.....	36
4.5. Granulometria e Morfoscopia.....	38
4.6. Classificação de fácies Sedimentares	44
4.7. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	47
4.8. Difratometria e Fluorescência de Raios-X.	48
4.9. Índice Químico de Alteração (Chemical Index of Alteration - CIA)	50
3. Formas de Relevo e Depósitos Superficiais.....	52
3.1. Formas e Depósitos de Colúvio:	54
3.2. Formas e Depósitos de Pedimentos:	61
3.3 Formas e Depósitos de Alúvios.....	66
3.4. Formas e Depósitos Eólicos:	72
4. Área de Estudo e Resultados	93
4.1. Clima.....	93
4.2. Hidrografia.....	94
4.3. Geologia.....	96
4.3.1. Formação Botucatu.	97
4.3.2. Formação Serra Geral.....	101
4.3.3 Depósitos Aluviais e Coluviais	104
4.3.4. Estruturas geológicas.....	105
4.4. Compartimentação Geomorfológica.....	108
4.4.1. Coxilhas em Basalto.....	112
4.4.2. Encostas.....	114
4.4.3. Morros Testemunhos e Cusetiformes	120
4.4.4. Baixas Coxilhas em Arenito.....	148
4.4.5. Várzeas e Planícies de Inundação.....	163
4.4.6. Feições Geomorfológicas e Pontos de Interesse: Areais	170
5. Variações Paleoclimáticas nos últimos 120.000 anos para área de estudo e regiões adjacentes.....	186

5.1. EIM 5: 128.000 a 75.000 anos A.P. – Pleistoceno.....	190
5.2. EIM 4: 75.000 a 64.000 anos A.P. – Pleistoceno.....	198
5.3. EIM 3: 64.000 a 32.000 anos A.P. – Pleistoceno.....	204
5.4. EIM 2: 32.000 a 13.000 anos A.P. – Pleistoceno.....	221
5.5 EIM 1: 13.000 anos A.P. até o Presente – Holoceno.....	241
6. Síntese	257
7. Conclusão.....	268
8. Referências.....	274

1. Introdução

O conceito do processo de arenização surge pela primeira vez na tese de Suertegaray (1987), que o entende “como retrabalhamento de depósitos areníticos pouco ou nada consolidados e que promove, nessas áreas, uma dificuldade de fixação da vegetação devido à constante mobilidade dos sedimentos”.

Atualmente, os areais apresentam-se como manchas de areias expostas na superfície de um terreno, tendo feições permanentes na paisagem de pelo menos onze municípios do Pampa sul-rio-grandense, conforme a Figura 1:

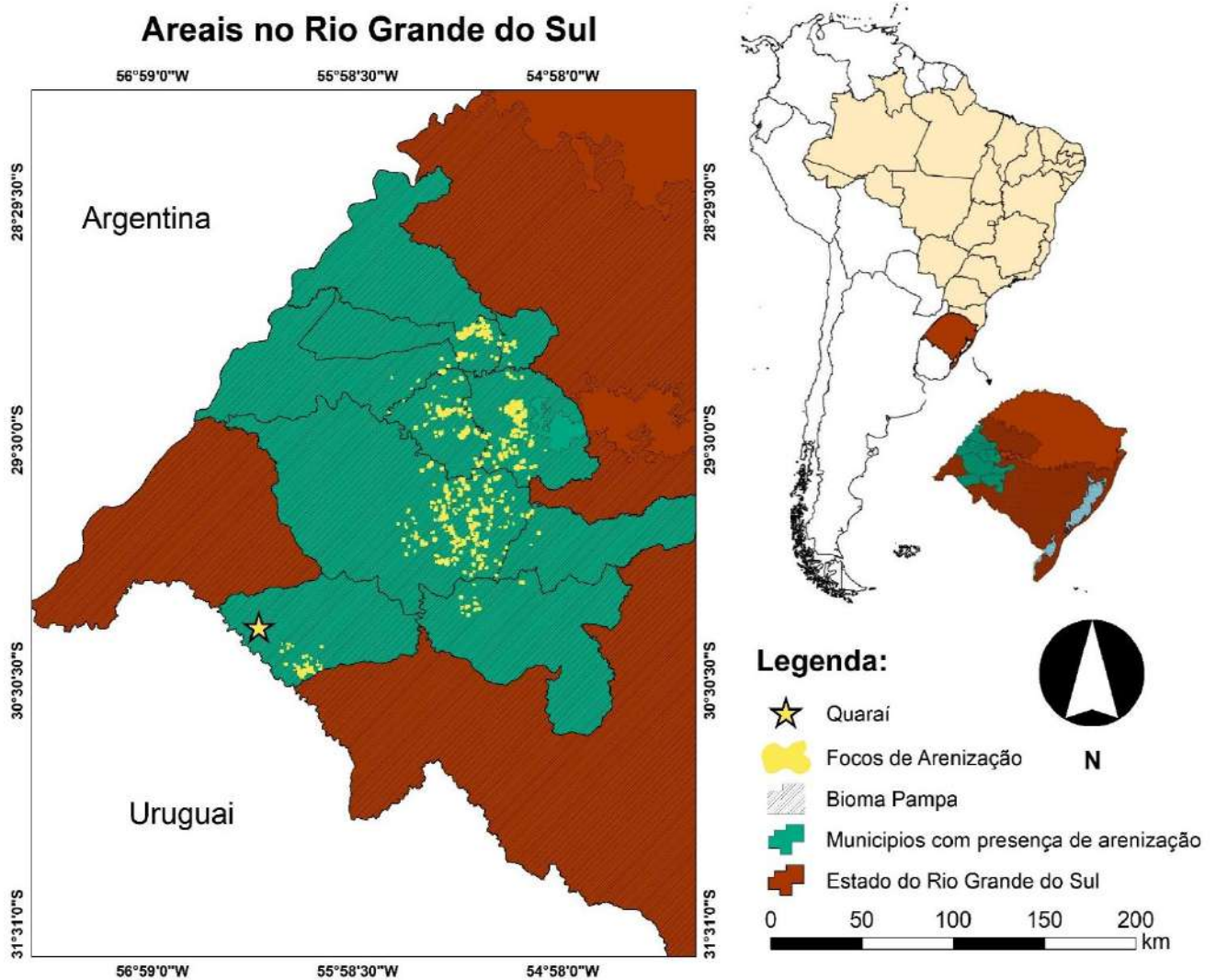


Figura 1 – Distribuição dos areais no Rio Grande do Sul e área de estudo deste trabalho, Quaraí/RS. Fonte: elaboração própria.

Com o avanço das pesquisas sobre arenização e a sua região de ocorrência, tem-se hoje a hipótese que norteia a investigação e que já se fazia presente na tese de doutorado defendida por Suertegaray em 1987, na qual consta que os areais, enquanto manchas de areia expostas e retrabalhadas na atualidade por processos naturais, em particular o escoamento superficial concentrado e a deflação de vento, correspondem a feições que representam ambientes de um passado recente (Pleistoceno e Holoceno). Esse processo se dá atualmente sob condições de um clima subtropical, com invernos frios e verões quentes. A precipitação anual varia entre 1400 e 1700 mm, com precipitações distribuídas principalmente no outono, inverno e primavera, mas ocorrendo chuvas torrenciais. Com taxas de pluviosidade bem superiores aos 200 mm anuais das encontradas em climas desérticos, o conceito, ao mesmo tempo, diferencia o processo de arenização do de desertificação, e é um indicador geomorfológico de um clima pretérito e recente mais seco.

Além de ser um indicador paleoambiental, o areal também pode ser usado para inferir alguns possíveis elementos do quadro natural, pois o processo se desenvolve sob certas condições específicas. Entre os condicionantes para que o processo se instale, é necessário um substrato geológico arenítico, material parental para o surgimento de depósitos superficiais arenosos que irão capear topicamente ou extensivamente o substrato geológico.

Suertegaray (1987), ao tentar responder porque os areais ocorrem em alguns locais e não em outros ao longo de toda a extensão dos depósitos superficiais arenosos, realiza um estudo pioneiro da geologia para a área de ocorrência do processo de arenização no município de Quaraí, e, mais tarde, também em São Francisco de Assis (Suertegaray, 1998), identificando duas unidades de origem supostamente quaternárias sobrepostas a arenitos Mesozoicos. Essas unidades são identificadas como A e B, posteriormente também batizadas, respectivamente, de Unidade Cati e Unidade Areal (SUERTEGARAY, 2020).

Ao realizar observações em campo no município de Quaraí, Suertegaray (1987) primeiramente identifica, recobrando por vezes topos de colina e por vezes fundos de vale, uma formação cuja espessura seria de aproximadamente 70 ou 80 cm, em alguns pontos, e de até 5 m em outros, de cor vermelha ocre constituindo um material de transporte de matriz arenosa, com amídalas de

calcedônia, provindas do basalto e de seixos de arenitos, oriundos do Botucatu. Em alguns pontos de observação, a autora relata uma superfície de contato erosivo entre o material de transporte e o arenito Botucatu, o que indica um preenchimento de antigas depressões escavadas no arenito e evidencia um registro fluvial por retrabalhamento de nível de base local devido à umidificação climática.

Esse material de transporte é encontrado em cotas altimétricas de 120 m a 140 m, identificado como uma unidade fluvial, e encontra-se assentado em contato erosivo com a formação Botucatu. Em sua base, observa-se um conglomerado basal de aproximadamente 20 cm com de seixos mal classificados e angulosos, envoltos em matriz arenosa. Sobrepostas ao conglomerado, há um pacote com estratificação cruzada de até 2,5 m, indicando correntes de canais. Recobrimdo esta última identifica-se um pacote arenoargiloso de estratificação paralela incipiente, com até 3 m de espessura. Coroando essa camada arenoargilosa, e mais superficialmente, observa-se um solo pouco espesso sustentado por gramíneas. A sequência deposicional descrita indicaria uma variação ambiental de um depósito tipicamente fluvial para um ambiente de águas calmas, a exemplo de um lago, apontando para um ressecamento ambiental devido à perda de energia do ambiente deposicional. Devido à sua posição topográfica a autora relaciona essa sequência sedimentar ao Pleistoceno, e lhe denomina de “Unidade A”, conforme ilustra a Figura 2.

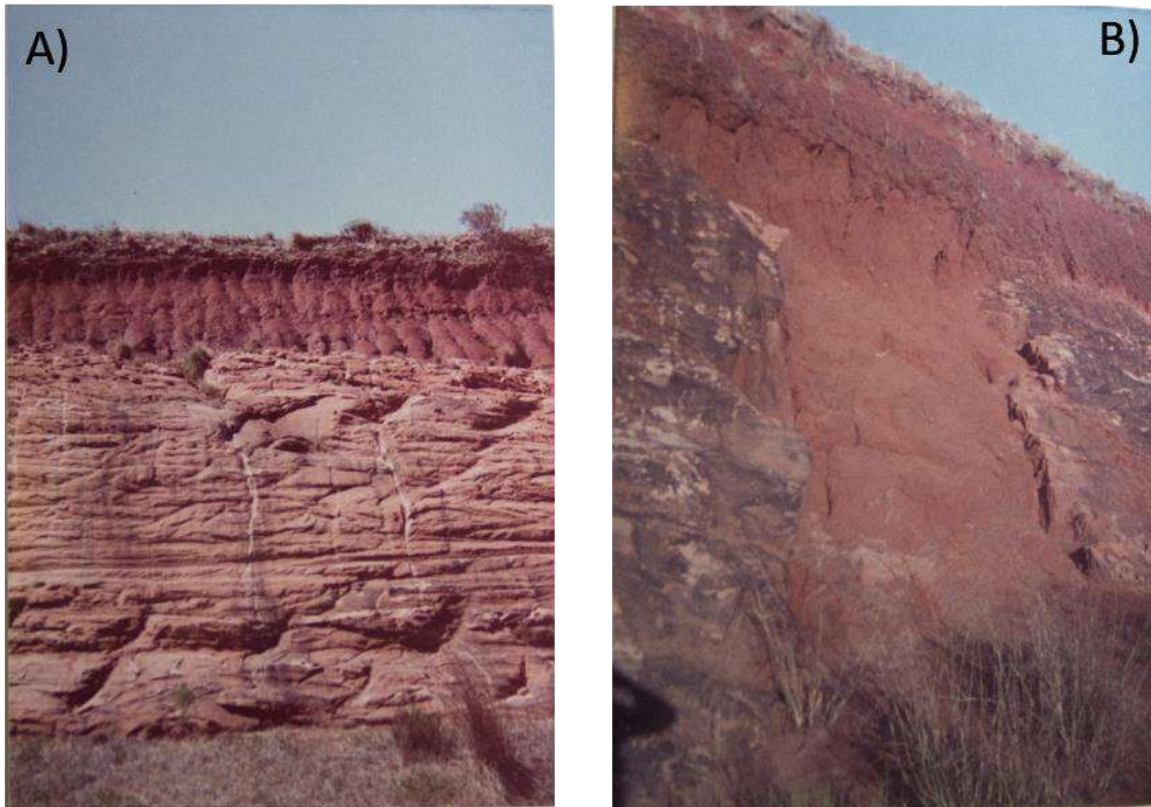


Figura 2 – Depósitos Fluvial da Unidade A (Cati) – A) Formação Botucatu recoberta por depósito de transporte vermelho ocre. B) Paleocanal fluvial entalhado no Botucatu e preenchido com sedimentos. Quaraí-RS. Fonte: Suertegaray (1987).

Sobrepondo ora a Unidade A (Cati), ora o arenito da Formação Botucatu, outro episódio deposicional pode ser identificado no município de Quaraí. Esse segundo depósito é constituído praticamente somente de areias finas a médias, possuindo apenas 2% de sedimento finos, não consolidados e altamente friáveis. Essas areias possuem coloração amarelada e espessura variável; em alguns pontos de observação, apresentam estratificação com mergulho de 26° para SW, em outros apresentam estrutura maciça. Suertegaray (1987) identifica esses depósitos como antigas dunas de origem eólica. Em observações em campo, eles são associados, por vezes, a formas semicirculares, que lembram dunas barcanas, as quais topograficamente podem ser encontradas em cotas de 120 m até 180 m, o que reforça a hipótese de gênese eólica.

Esse segundo episódio deposicional foi denominado de “Unidade B” (Areal). Devido à situação de recobrimento da Unidade Fluvial A pela Unidade Eólica B, Suertegaray (1987) aponta sua formação para o Holoceno, associando-a a um ressecamento climático de um período anterior, mais úmido no

Pleistoceno, para um mais árido no Holoceno. Esse ressecamento tem sua atenuação recentemente, visto que existe o registro de concreções ferruginosas delineando as superfícies das antigas dunas da Unidade B. A Figura 3 ilustra a Unidade Areal:



Figura 3 – Depósitos Eólicos da Unidade B (Areal). Fonte: Acervo Pessoal, 2021.

Observando o croqui geológico-geomorfológico (SUERTEGARAY, 1987) presente na Figura 4, pode-se perceber a disposição das Unidades A e B em perfil topográfico, e tecer algumas considerações:

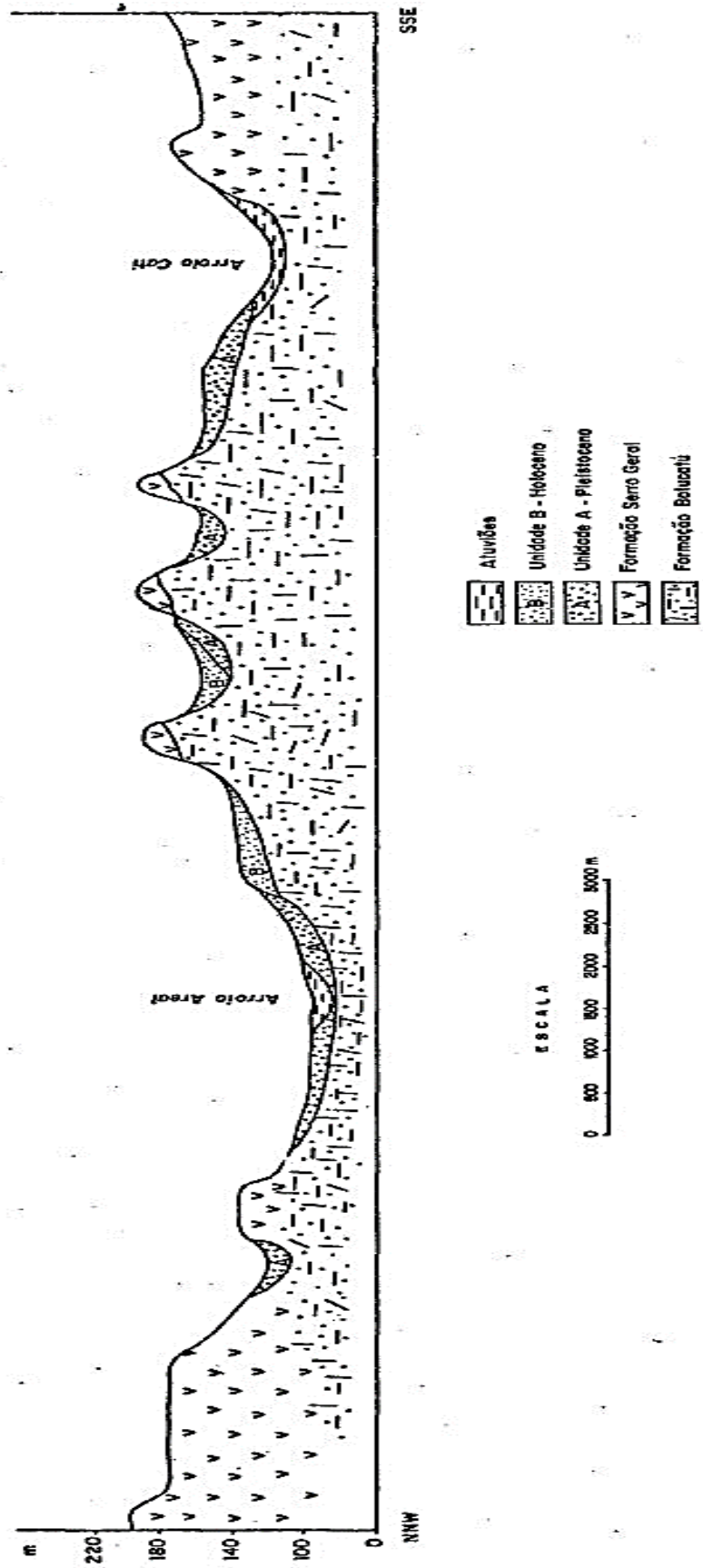


Figura 4 – Croqui geológico de Quarai. Fonte: Suertegaray (1987).

Limitados à ocorrência das Unidades Quaternárias A (Cati) e B (Areal), apresentam-se na forma de um semicírculo de S-SE a N-NW os derrames basálticos da Formação Serra Geral, de altitudes aproximadas de 180 m até 250 m. Nas altitudes entre 100 m e 180 m, observa-se o afloramento do que se denominou como Janela do Botucatu.

É sobre essa Janela que as Unidades A e B, bem como os areais, se instalam. O arenito Botucatu ocupa a vasta maioria das vertentes íngremes próximas aos vales e aos morros testemunhos (que, por sua vez, ainda apresentam uma cobertura basáltica sustentando seus topos). Os depósitos fluviais da Unidade A ocupam a maioria da superfície da Janela do Botucatu. Suertegaray (1987) interpreta que, à época de sua deposição, essa Unidade se constituía de uma área deprimida em relação às vertentes mais altas. Devido à ação progressiva e continuada do entalhamento, hoje essa formação ocupa o topo de colinas policonvexas em altitudes intermediárias.

A Unidade Eólica B recobre, então, ora a Unidade Fluvial A, ora o arenito Botucatu, aparecendo em diferentes altitudes. Sua presença mais expressiva, porém, se faz nos divisores de águas entre os arroios Areal e Cati, onde a presença de uma série pontilhada de morros testemunhos serviu, provavelmente, de ancoragem para o material eólico em trânsito.

Nas áreas mais rebaixadas, aproximadamente entre 100 e 120 m, os depósitos de aluvião recobrem as planícies de inundação de rios e arroios locais. Suertegaray (1987), ao apresentar essa distribuição, conclui que uma fase erosiva mais recente acabou por retirar o capeamento holocênico da Unidade Eólica B, promovendo a formação de aluviões e o aparecimento da Unidade Pleistocênica A em superfície. Essa remoção da cobertura eólica provavelmente veio acompanhada de um entalhamento fluvial, permitindo então que a Unidade mais antiga A ocupe hoje topo de colinas, além do fundo de vales. Ainda, vale reforçar que esta mesma Unidade Eólica B, ao sofrer retrabalhamento sob o clima atual, irá gerar a mancha arenosa do areal.

Essa característica sequencial de depósitos leva à interpretação de um quadro de mudanças ambientais bem-marcadas. Primeiramente, entende-se que existiu um período de umidade suficiente para o surgimento de uma paisagem com a presença de rios e arroios que os transacionaram, em algum momento, para um ambiente lacustre. Essa fase está registrada nos pacotes

sedimentares da Unidade A. Suertegaray (1987) vincula este momento aos horizontes mais profundos dos solos hidromórficos negros da região da Campanha sul-rio-grandense, estudados por Bombim e Klant (1974). Assim, a datação relativa sugerida para esses depósitos foi situada para o final do Pleistoceno e/ou início do Holoceno, em algum momento do *optimum* pós-glacial, que com o derretimento das geleiras, haveria de aumentar o nível médio do mar e trazer umidade para o interior das áreas continentais.

A identificação de depósitos eólicos da Unidade B permite que se reconheça a existência de uma nova fase climática, muito mais árida do que a anterior. O ressecamento climático é encontrado não só na evidência da formação de paleodunas, mas de alguns outros indícios geomorfológicos. Recobrimdo grande parte das vertentes íngremes e rochosas de arenito Botucatu, observa-se, em diferentes sítios da área de estudo, a presença de um pavimento detrítico de clastos com dimensões e formatos irregulares que parecem configurar um pedimento de inclinação geral NE-SW, em direção à calha do rio Quaraí. Este seria o registro de um paleopavimento a exemplo de um piso pedregoso, feição típica de clima árido. O pavimento detrítico por vezes aparece recoberto por perfis de solo ou até mesmo depósitos de dunas, configurando aí *stone lines* que ocorrem não só no interior da Janela do Botucatu mas também em porções de recobrimento basáltico, demonstrando a regionalidade dos processos de ressecamento climáticos.

Neste momento, a paisagem deveria ser composta por grandes áreas recobertas por seixos associados aos setores mais verticalizados das encostas areníticas e por campos de dunas ativas de pequeno porte, localizadas tanto em baixadas do relevo como em médias vertentes. A vegetação muito provavelmente seria composta de estepe e xerófilas muito próximas daquelas que dominavam os períodos glaciais. Suertegaray (1987), embasada nos estudos de Muller (1970), Bigarella (1964) e Vanzolini e Ab'Saber (1968) sugere que essa fase de ressecamento climático, não necessariamente mais fria que as fases glaciais, tenha ocorrido em algum momento entre 4.000 e 3.500 anos antes do presente (A.P.), durante o Holoceno. A autora também indica, apoiada no trabalho de Bombim e Klant (1974), para aquele momento do Holoceno a formação de concreções de CaCo₃ nos solos negros da Campanha,

encontrando-se aí mais um indício de ressecamento climático para a região do Pampa sul-rio-grandense como um todo, a este momento dentro do Holoceno.

Por fim, tem-se início a fase que persiste até os dias atuais, representada pela umidificação climática. A umidificação promove a recolonização vegetal nas antigas áreas de dunas ativas e a fixação de matas galerias e de encostas. A mudança para um clima mais úmido modifica o balanço morfogenético, intensificando os processos de entalhamento fluvial e de convexização das vertentes, como podemos observar nas colinas policonvexas que hoje existem não só na área de estudo, mas no Pampa como um todo. É nessa época que boa parte dos depósitos eólicos anteriores podem ter sido removidos para fornecer material das aluviões mais recentes. As antigas concreções de CaCO_3 encontram-se atualmente em vias de dissolução ou totalmente dissolvidas devido à presença de água em abundância. De maneira similar, vemos concreções de ferro devido à oxidação delimitando o topo de algumas dunas, acenando a atenuação da aridez. Nesse momento também os antigos depósitos da Unidade B são exumados devido ao voçorocamento e ravinamento provocado pela intensificação da dinâmica das chuvas, ocorrendo, assim, o surgimento dos modernos areais.

Bellanca (2002), em sua dissertação de mestrado, avança na interpretação para a gênese das Unidades A e B. Cruzando dados da arqueologia, geologia e geomorfologia, o autor fornece uma cinemática recente da evolução da paisagem na Janela do Botucatu e o surgimento dos areais em Quaraí.

O autor divide a evolução da paisagem em quatro fases climáticas diferentes dentro do Quaternário, cuja interpretação é exposta de forma sintética através do croqui presente na Figura 5. Suas considerações são apoiadas principalmente pela variação do nível do mar provocada pelo final das glaciações quaternárias e pelo controle de umidade para o interior do continente que a subida do nível médio do mar proporciona.



Fase A



Fase B



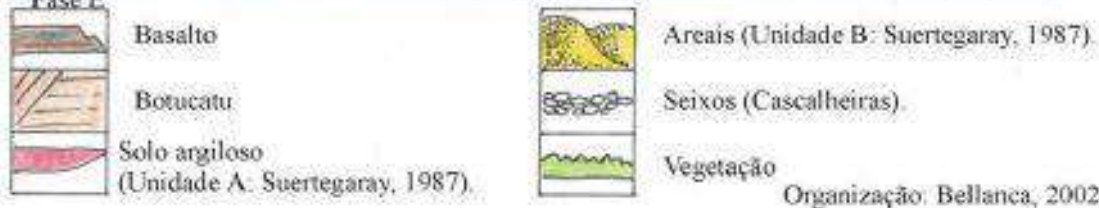
Fase C



Fase D



Fase E



Organização: Bellanca, 2002.

Figura 5 – Evolução da paisagem com areais, sítio Cerro da Figueira - Quaraí/RS.
Fonte: Bellanca (2002).

A primeira fase (B, na Figura 5) descrita por Bellanca (2002) tem início na passagem do Pleistoceno para o Holoceno, de 13.000 anos A.P. até 6.500 anos A.P. O autor relaciona que, com o fim do último período seco, delimitado pelo final da última grande glaciação quaternária (WURM), se segue um melhoramento climático. Segundo Corrêa (1990), a linha de costa estaria em momento transgressivo. Assim, a subida do nível médio do mar traria umidade para o interior do continente. Aí se dá início a formação fluvial da Unidade A.

Com a continuidade da subida do nível médio do mar, a segunda fase é delimitada entre 6.500 e 3.500 anos A.P. (fase C, Figura 5). Segundo Corrêa (1990), em 5.100 anos A.P. a linha de costa estaria 5 m acima do que hoje se apresenta no litoral do Rio Grande do Sul, impulsionando os processos fluviais pelo interior do continente. Por volta dos 3.500 anos A.P. se observa o início de um movimento regressivo do mar, anunciando a chegada de um período seco.

Para a terceira fase (fase D, Figura 5), Bellanca (2002) aponta um período seco. A regressão marinha atinge seu máximo, abaixando seu nível médio entre 6 e 10 m em relação ao nível atual. Portanto, as condições para o surgimento de campos de dunas e a configuração de paleopavimentos detríticos se torna ideal, sendo esse momento o sugerido para a gênese dos depósitos arenosos da Unidade B. É também nesta época que a formação de carbonatos de cálcio ocorre nos solos negros da Campanha (BOMBIM, KLAMT, 1974).

A partir dos 2.400 anos A.P. até o presente está a última fase sugerida pelo autor (fase E, Figura 5). É nesse momento que a formação de aluviões recentes ocorre, a vegetação toma as feições que atualmente apresenta e que os areais têm seu início de formação, exumando os antigos depósitos da Unidade B.

Além dos trabalhos realizados em Quaraí, outras interpretações relacionadas à mudança ambiental de um momento de alta umidade transacionando para um de alta aridez é encontrado em alguns sítios da bacia hidrográfica do rio Ibicuí, a de maior ocorrência do processo de arenização (SUERTEGARAY.; SILVA; GUASSELLI, 2012).

Um trabalho de campo Medeiros *et al.* (1989) reconhecem grandes extensões de uma sedimentação arenosa cenozoica, ora interpretada como areias quartzosas, ora como uma sequência sedimentar pouco consolidada, cuja origem vincular-se-ia a processos deposicionais colúvio-aluvionares. Associa-se

a estes estudos o reconhecimento da existência de um substrato arenoso não compatível com as características da Formação Botucatu, até então considerada como a sequência arenosa dominante em toda a área da Cuesta de Haedo.

Posteriormente, com a ampliação dos reconhecimentos regionais em campo no sudoeste do estado do Rio Grande do Sul, Medeiros *et al.* (1995) apresentaram uma nova visão da estratigrafia do centro-oeste do Estado. Sugeriram informalmente que as sequências Cerro do Tigre e São João, ambas localizadas no município de Alegrete/RS, no deserto São João, são indicadas com início de ocorrência no pós-Cretáceo, devido à ocorrência de calcedônias e/ou fragmentos de ágatas, minerais típicos de geodos de rochas vulcânicas formados nos derrames da Serra Geral.

A sequência Cerro do Tigre seria a mais antiga, tratando-se de um paleoambiente fluvial. Litologicamente, é arenosa a arenoconglomerática, de cor amarela a amarelo-avermelhada na base, tornando-se amarelo-esbranquiçada a arroxeadada em direção ao topo. São comuns conglomerados intraformacionais e bancos espessos de coloração vermelha. A mineralogia é quartzosa, embora se observe feldspatos alterados e calcedônia.

A sequência São João seria o registro de um paleoambiente de enxurradas, com alternância de períodos secos e úmidos. Litologicamente é caracterizada por uma matriz quartzosa arenosa fina e muito friável, com teor de argila inferior a 5 %, por vezes apresentando estratificação cruzada. No pacote observa-se seixos e grânulos de calcedônia, quartzo leitoso, bolas de argila vermelha e fragmentos de lenhos silicificados retrabalhados, provavelmente transportados por episódios de enxurrada.

Oliveira (2011) ao estudar depósitos de *bajada* e de rampas de *glacis* em São Francisco de Assis/RS, identifica um alto padrão de umidade em 40.000 e novamente em 20.000 anos A.P., devido à deposição de pacotes fluviolacustres entre camadas de turfa.

Para o município de Alegrete, Gomes(2019) descreve depósitos eólicos estáveis, na forma de um campo de paleodunas, atualmente recoberto as colinas regionais na forma de um manto maciço de areia fina, com aproximadamente 1.5 m de espessura imediatamente acima dos arenitos regionais. A autora situa os depósitos eólicos do Pampa brasileiro em um mesmo sistema de erosão e deposição dos depósitos eólicos encontrados no Pampa do

Uruguai e da Argentina. Suas datações de paleodunas apontam três picos de ressecamento climático: primeiramente, ao redor dos 8.200 anos A.P.; outro ao redor dos 5.650 anos A.P.; e, por fim, ao redor dos 1.900 anos A.P..

Com base no panorama exposto a respeito da evolução paleoambiental da área de ocorrência de machas arenosas no Rio Grande do Sul, tem-se algumas hipóteses, já presentes nos demais trabalhos, mas ainda não totalmente respondidas, principalmente referente à falta de dados de datação absoluta. A **primeira** delas seria: a região de interesse passou por pelo menos três fases climáticas bem definidas, de um momento úmido para um seco e novamente para um úmido. A segunda diz respeito em que momento da história geológica essas fases climáticas ocorreram. Assim como **segunda** hipótese, tem-se que o final do Pleistoceno e o início do Holoceno representariam um momento de umidade para o interior do continente, em especial para o Pampa sul-rio-grandense. Durante o Holoceno Médio ocorreu uma fase de ressecamento climático, atenuada somente nos últimos dois milênios, nos quais as condições climáticas atuais tomaram espaço. E por fim, a **última** hipótese refere-se aonde encontrar o registro dessas três fases climáticas. Assim, acredita-se que a Unidade A representa o momento úmido do Pleistoceno, a Unidade B o momento árido do Holoceno, e as machas arenosas e os depósitos aluviais o último momento úmido, o atual.

Para tanto, faz-se essencial neste trabalho realizar uma pesquisa geomorfológica apoiada no estudo da estrutura superficial da paisagem, pois existe um vínculo íntimo entre forma do relevo e o seu depósito associado. Se busca analisar e caracterizar os pacotes sedimentares encontrados bem como promover a datação absoluta de pontos de interesse (Unidades A, B, aluviões e areais), para fornecer dados que irão embasar a interpretação paleoambiental da área de estudo escolhida: a Janela de Botucatu no município de Quaraí/RS.

Tem-se, então, como objetivos específicos:

- Mapear compartimentos geomorfológicos.
- Caracterizar os depósitos sedimentares por compartimento geomorfológico individualizado.
- Realizar datação por métodos absolutos das Unidades de interesse A e B, aluviões e areais.

- Analisar os resultados em comparação com datações e dados *proxys* realizados em outros estudos da região de ocorrência da arenização e entorno.
- Sintetizar os resultados para construir uma cinemática da evolução da paisagem.

2. Procedimentos metodológicos

As bases metodológicas para o desenvolvimento deste trabalho são adaptadas da proposta de geomorfologia tripartite de Ab'Saber (1969) para os estudos sobre Geomorfologia do Quaternário. Para Ab'Saber (1969), os três níveis importantes de tratamento para as pesquisas geomorfológicas serão descritos a seguir.

O **primeiro nível de tratamento** preocupa-se com o entendimento da compartimentação da topografia regional, sua morfometria, bem como a descrição e a representação de formas do relevo de maneira tão isomorfa como possível. Este nível de pesquisa elementar é básico para realizar as conexões dos compartimentos com a estrutura superficial da paisagem e com a dinâmica atual, que é influenciada, entre outros fatores, por padrões básicos como forma da vertente. A simples análise das formas de relevo já traz interpretações referentes ao sistema climático que atuou na modelagem recente do terreno, e às formas que hoje estão em estabilidade ou instabilidade.

O **segundo nível de tratamento** proposto é aquele que busca analisar a estrutura superficial das paisagens, em cada compartimento identificado no nível de tratamento anterior, através dos estudos das formações superficiais. Formações superficiais podem ser entendidas como depósitos materiais que recobrem a parte emersa da crosta. Esses depósitos são produtos da alteração das rochas por intemperismo e podem ou não terem sido retrabalhados sobre as vertentes, superfícies de erosão, planícies fluviais ou outros compartimentos (DEWOLF, 1983, *apud* QUEIROZ NETO, 2001). Através do estudo dos depósitos e de sua relação com o quadro geomorfológico, pode-se remontar uma cronologia relativa dos eventos passados, inferindo quais processos morfoclimáticos quaternários ocorreram na área de estudo. Esta cinemática recente da paisagem pode ser resgatada através do estudo das marcas deixadas pelos processos naturais atuantes no passado, pois existe uma relação genética entre o clima, a forma do relevo e o seu depósito associado.

O **terceiro nível de tratamento** concerne ao entendimento dos processos morfoclimáticos e pedogênicos da dinâmica atual da paisagem. Este nível de tratamento busca a compreensão da funcionalidade atual da paisagem através

do correto entendimento da dinâmica hídrica e climática, quando possível apoiado em observações de campo e em medições. Formas de relevo, solo e subsolo estão sujeitos à atuação conjunta dos fatores hidroclimáticos e biológicos, e interferem-se mutuamente. Além disso, “a intervenção humana nos solos responde por complexas e sutis variações na fisiologia de uma determinada paisagem, imitando até certo ponto os acontecimentos de maior intensidade e extensividade, relacionados às variações climáticas quaternárias” (AB’SABER, 1969, p. 2). Assim, mais uma vez, vemos a importância de entender a fisiologia e o funcionamento pretérito da paisagem, para melhor entender as ações ocorridas em um tempo curto.

O presente trabalho busca investigar a relação entre o primeiro e o segundo nível de tratamento, conectando o mapeamento de compartimentos geomorfológicos com a descrição e a análise de diferentes fácies identificáveis em seus depósitos associados. Assim, é possível propor um ordenamento estratigráfico e cronológico preliminar, que auxilia na definição da sequência de eventos paleoambientais. Esta cronologia relativa é apoiada por datações absolutas, para que se possa ter um panorama mais preciso da sequência de eventos que remontam a cinemática recente da paisagem desses ambientes quaternários, principalmente no que tange as Unidades A e B, aluviões e areais.

4.1. Mapeamento da rede de drenagem.

Primeiramente, faz-se necessária a delimitação das bacias da área em estudo, bem como a sua rede de drenagem, o limite básico para desenvolvimento das próximas etapas do trabalho. Foi obtido o modelo digital de elevação (MDE), a partir da folha 30S57_ZN, adquiridos gratuitamente pelo projeto TOPODATA. A imagem está em formato *raster*, captada através do radar SRTM.

A drenagem foi extraída deste MDE, através das ferramentas de análise espacial *Arc Hydro Tools* do ARCGis 10.2, Figura 6, bem como da delimitação da bacia, utilizando-se o comando *Watershed*. Os vetores foram ajustados visualmente com a sobreposição às imagens *Quickbird*. Na sequência, foram utilizadas as cartas topográficas 1:50.000 do DSG para nomear os principais cursos d’água. Como resultado, tem-se para a Janela do Botucatu as bacias

hidrográficas que a compõe, bem como suas respectivas redes de drenagem, ordenadas de acordo com Strahler (1952).

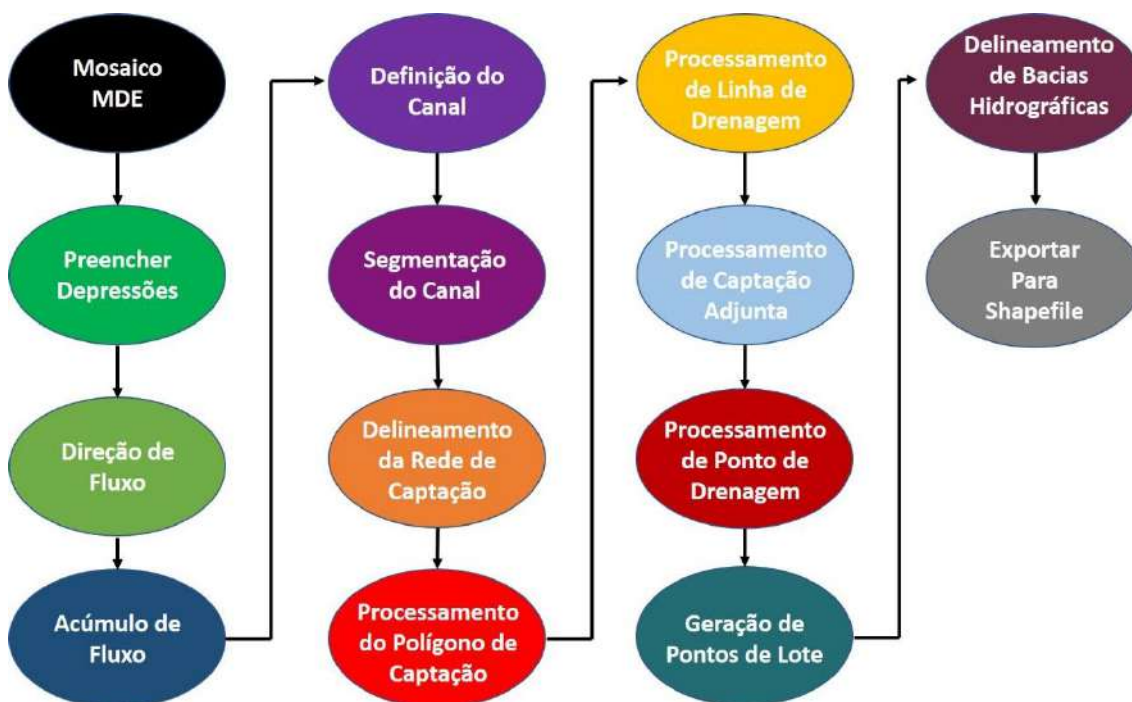


Figura 6 – Procedimentos metodológicos para extração da rede de drenagem no ARCGIS 10.2 a partir de MDE. Fonte: elaboração própria.

4.2. Mapeamento geológico

Para a confecção do mapa geológico, base para a distinção do material parental de solos e estruturas geomorfológicas, se adequou os limites dos mapas em escala regional elaborados pelo CPRM, 1:750.000, (2008) e IBGE, 1:250.000, (2003) através de articulação com cartas topográficas 1:50.000, jogo de aerofotografias 1:60.000, imagens de radar e controle de campo para os ajustes de limites. Assim se tem maior uma precisão para identificar e delimitar a extensão da janela de Botucatu de Quaraí, área foco deste trabalho, se ajustando os limites do mapa para 1.50.000.

4.3. Mapeamento geomorfológico

O mapeamento geomorfológico para área de estudo foi realizado através 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 na Biblioteca do

IGEO/UFRGS. As folhas utilizadas foram: 15745; 15746; 15747; 15748; 15749; 15750; 15751; 15752; 15753; 15754; 15812; 15813; 15814; 15815; 15816; 15817; 15818; 15819; 15820; 18468; 18469; 18470; 18471; 18472; 18473; 18474; 18475; 18476; 18477; 18478; 18479; 18480; 18481; 18482; 18483 e 18484.

As aerofotografias foram escaneadas por inteiro e em resolução de 300 dpi no ScanMaker 9800XL plus. Em seguida, utilizou-se o *software* StereoPhoto Maker para confecção de anáglifos coloridos (vermelho/ciano) através de par estereoscópico, figura 7.

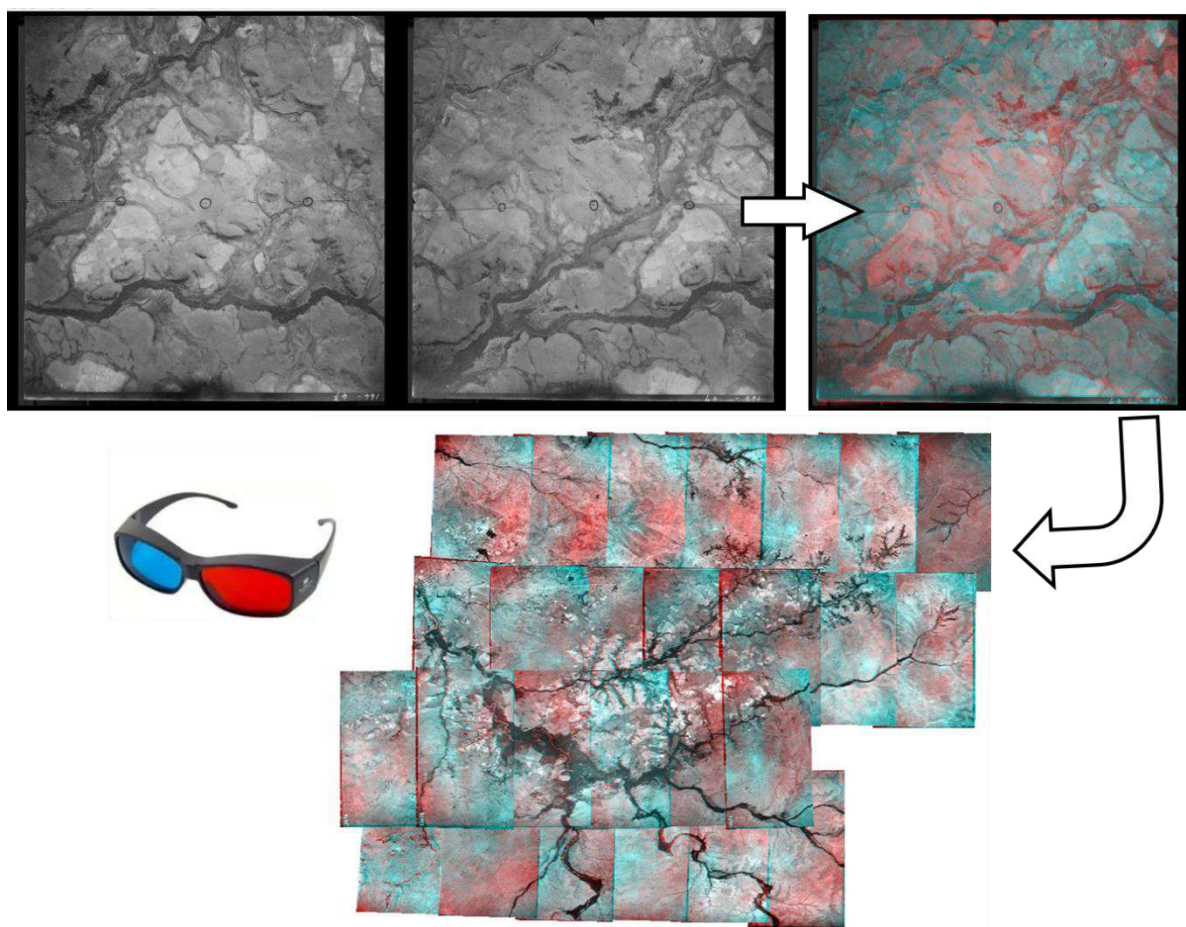


Figura 7 – Confecção de anáglifos para interpretação estereoscópica com StereoPhoto Maker e mosaico no ARCGis 10.2. Fonte: elaboração própria.

Cada par de anáglifos é, então, georreferenciado separadamente dentro do SIG ARCGis 10.2, para formar um mosaico que contemple toda a janela do Botucatu. A fotointerpretação é realizada com o auxílio de óculos com filtros de cores complementares, realçando o efeito 3D para delimitação, por interpretação

visual, dos diferentes compartimentos geomorfológicos, feições e depósitos superficiais encontrados. O mapa final está na escala de 1:50.000.

4.4. Procedimentos de campo

Após os mapas base confeccionados, foi realizado um trabalho de campo na área de estudo com o intuito de validar a cartografia base e realizar as coletas e descrições necessárias para o seguimento do trabalho.

Antes de realizar a identificação e a descrição dos depósitos superficiais encontrados em campo, faz-se necessário a limpeza do perfil, removendo os primeiros 40 cm do material a ser interpretado e coletado com auxílio de pá de corte, faca e martelo pedológico. Isso se deve para que não se cometa equívocos ao interpretar material exposto aos processos de intempéries atuais, nem que se colete material alterado.

Em seguida, realizou-se a identificação e a delimitação de cada camada ou horizonte no perfil selecionado, fotografados em conjunto e isoladamente. Em campo, o reconhecimento de unidades sedimentares distintas dá-se através da descrição de: 1) espessura; 2) tipos de contatos ou superfícies limitantes; 3) coloração (com base na Munsell Soil Color Charts (1954)); 4) textura; 5) estrutura (MIALL, 1985).

Após feitos os registros e as descrições, foram realizadas as coletas no interior de cada unidade sedimentar identificada para serem trabalhadas em laboratório, conforme o item a seguir. A Figura 8 ilustra os pontos de coleta:

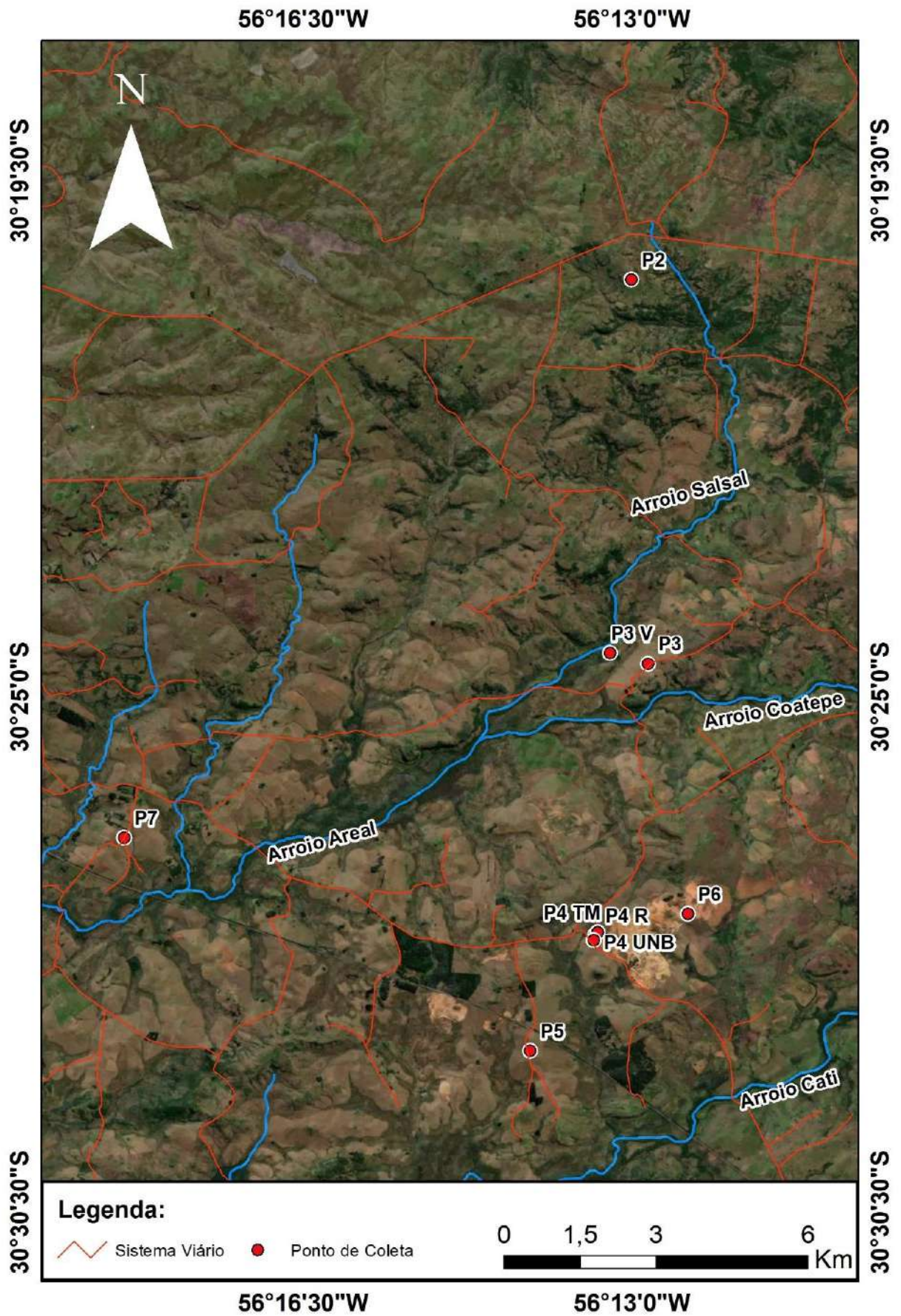


Figura 8 – Pontos de coleta. Fonte: elaboração própria.

4.5. Granulometria e morfoscopia

Após a coleta do material, foram feitas as análises granulométricas e morfométricas no Laboratório de Sedimentologia do Centro de Estudos Costeiros e Oceânicos (CECO) – IGEO-UFRGS.

Inicia-se o trabalho com a identificação de cada amostra e sua secagem em uma estufa a 60°C. As amostras são desagregadas com um almofariz de porcelana e mão de almofariz com ponta emborrachada, visando não romper os grãos. O próximo passo é o quarteamento de cada amostra, armazenando uma parte e pesando o montante (cada amostra individualizada) em uma balança eletrônica de precisão para dar sequência as análises de granulometria e morfoscopia.

A **análise granulométrica** consiste em duas partes: a primeira, para os sedimentos de tamanho fino, e a segunda para os sedimentos de tamanho grosseiro. Para tanto, faz-se necessária a separação dessas duas categorias distintas, através da lavagem com água destilada de cada amostra sobre uma peneira de malha espaçada entre 0.062 mm. Resguarda-se o sedimento grosseiro para secagem em uma estufa a 80°C e posterior análise, e os finos em provetas de 1000 ml, adicionados 50ml de pirofosfato de sódio, impedindo a floculação das siltes argilas e facilitando o método de Pipetagem. A peneira de 0,062 mm é escolhida, pois é o tamanho limítrofe entre sedimentos finos e grosseiros, conforme a Tabela 1:

Diâmetro (mm)	Escala (phi) Ø	Wentworth	Sedimentos
2	- 1	Grânulo	Grosseiros
1	0	Areia muito grossa	
0.5	1	Areia grossa	
0.25	2	Areia média	
0.125	3	Areia fina	
0.062	4	Areia muito fina	
0.0039	8	Silte	Finos
0.0002	12	Argila	

Tabela 1 – Escala de Wentworth. Fonte: Oliveira, M.G. 2011.

Conforme a Lei de Stokes (1850), a pipetagem é utilizada para analisar a concentração de finos nas amostras. Após o tempo necessário para a

decantação de cada tamanho (silte e argila), recolhe-se amostras de cada proveta em copos de Becker, pesando-os. A amostra é seca em uma estufa (60°C), e, quando a água evapora, pesa-se novamente cada amostra, sendo a diferença do peso inicial e final a quantidade de argila.

Para a fração grosseira, anteriormente reservada e seca, é necessário agora que se pese a amostra total e, em seguida, que se passe cada amostra em um jogo de peneiras, sendo cada uma delas confeccionadas com malhas correspondente aos intervalos granulométricos de Wentworth, dispostas em ordem decrescente, sendo a malha mais espaçada (2 mm) a primeira por qual passam os sedimentos e a menos espaçada (0.062 mm) a última. O montante de sedimentos retidos em cada peneira é pesado, estabelecendo-se assim a porcentagem de cada tamanho granulométrico, conforme exemplo presente na Figura 9:

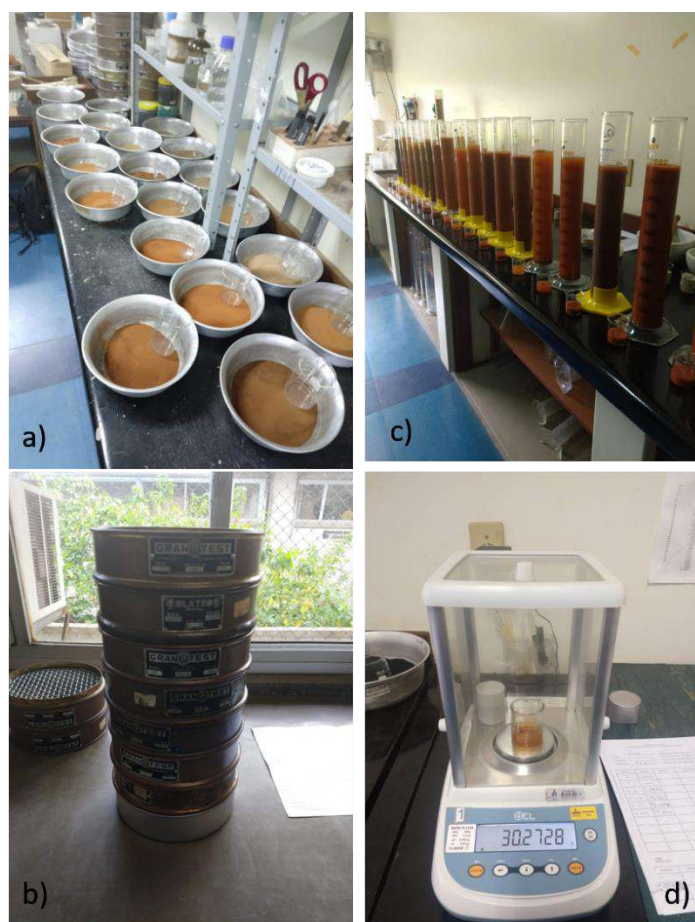


Figura 9 – Etapas de granulometria: a) desagregação; b) peneiramento; c) pipetagem; d) pesagem. Fonte: elaboração própria.

Os dados obtidos foram tratados de duas maneiras. A primeira é a apresentação dos resultados em gráficos de histograma, para exposição de valores absolutos. A segunda é a plotagem dos dados em diagramas ternários, estabelecendo assim parâmetros de textura segundo Flemming (2000), conforme a Figura 10. Os dados em diagrama permitem interpretar condições de energia associadas a ambientes deposicionais ou fácies distintas, possibilitando diferenciar sedimentos eólicos, aluviais, coluviais e paleossolos (FETT JÚNIOR, 2011).

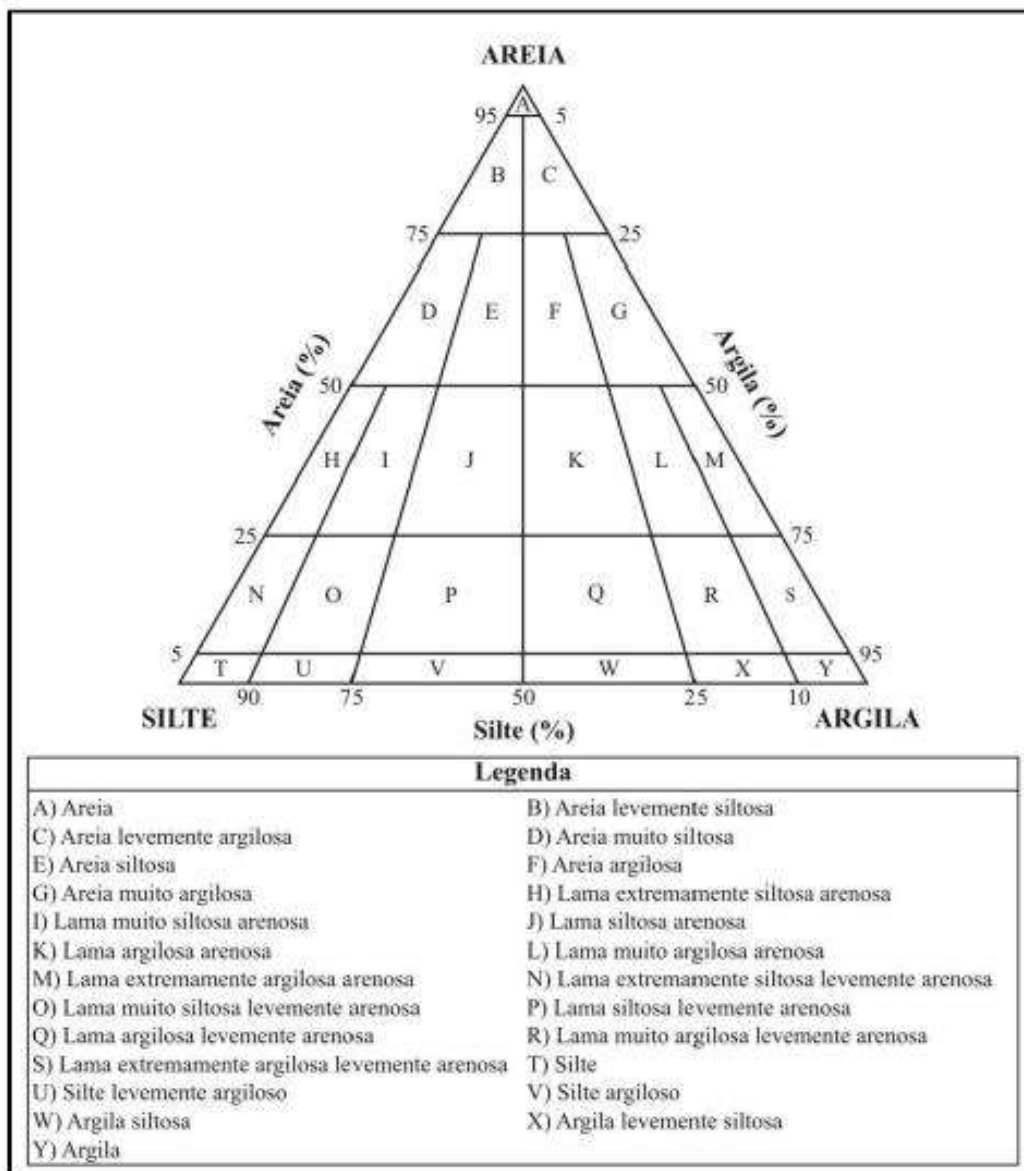


Figura 10 – Diagrama triangular de Flemming (2000) e suas classes texturais. Fonte: Fett Júnior (2011).

Cada ambiente possui um conjunto próprio de agentes e processos, sendo que o tamanho das suas partículas depositadas reflete a energia de seus agentes de transporte, atuantes ou passados, responsáveis pelos processos de erosão e deposição. Para que um clasto se deposite em uma unidade geomorfológica é necessário que haja competência de transporte suficiente para movê-lo de seu local de origem até o ponto onde se encontra. Perdendo-se essa competência, vai se reduzindo o tamanho das partículas depositadas até que o ambiente não tenha mais capacidade de transportar os materiais mais finos, como siltes e argilas. Podemos concluir, então, que cada ambiente possui uma seleção própria dos grãos depositados e transportados, relacionados à energia de seus agentes:

No transporte pelas águas ou pelos ventos, dá-se sempre uma separação das partículas de acordo com o tamanho das mesmas e, em parte, de acordo com a sua forma. Tanto o processo dinâmico que conduz a essa separação como a medida indicativa da amplitude da mesma recebem o nome de seleção. (MENDES, 1984, p. 16).

Embora a seleção do material não seja indicativa de um único tipo de ambiente, ela pode ser usada para inferir a sua energia: ambientes com alta energia geram depósitos de material grosseiro e bem selecionado, enquanto os ambientes de baixa energia geram depósitos de sedimentos finos e mal selecionados. Um sedimento bem selecionado possui poucas classes texturais, ao contrário dos mal selecionados, sendo que, segundo Bigarella (1978), consideram-se classes texturais os intervalos de Wentworth com mais de 1 % de frequência. Para além da capacidade energética de um ambiente existe uma correlação entre a seleção do material e a sua maturidade textural, relação na qual a gradual remoção da fração argila, atrelada à melhoria no arredondamento dos grãos e ao aumento da proporção de minerais estáveis, como o quartzo, caracterizam diferentes estágios de maturidade, como exposto na Figura 11. Para interpretações ainda mais precisas, deve-se tomar a interpretação das diferentes fácies identificadas de maneira conjunta, para que a sucessão de unidades sedimentares conte uma história coerente.

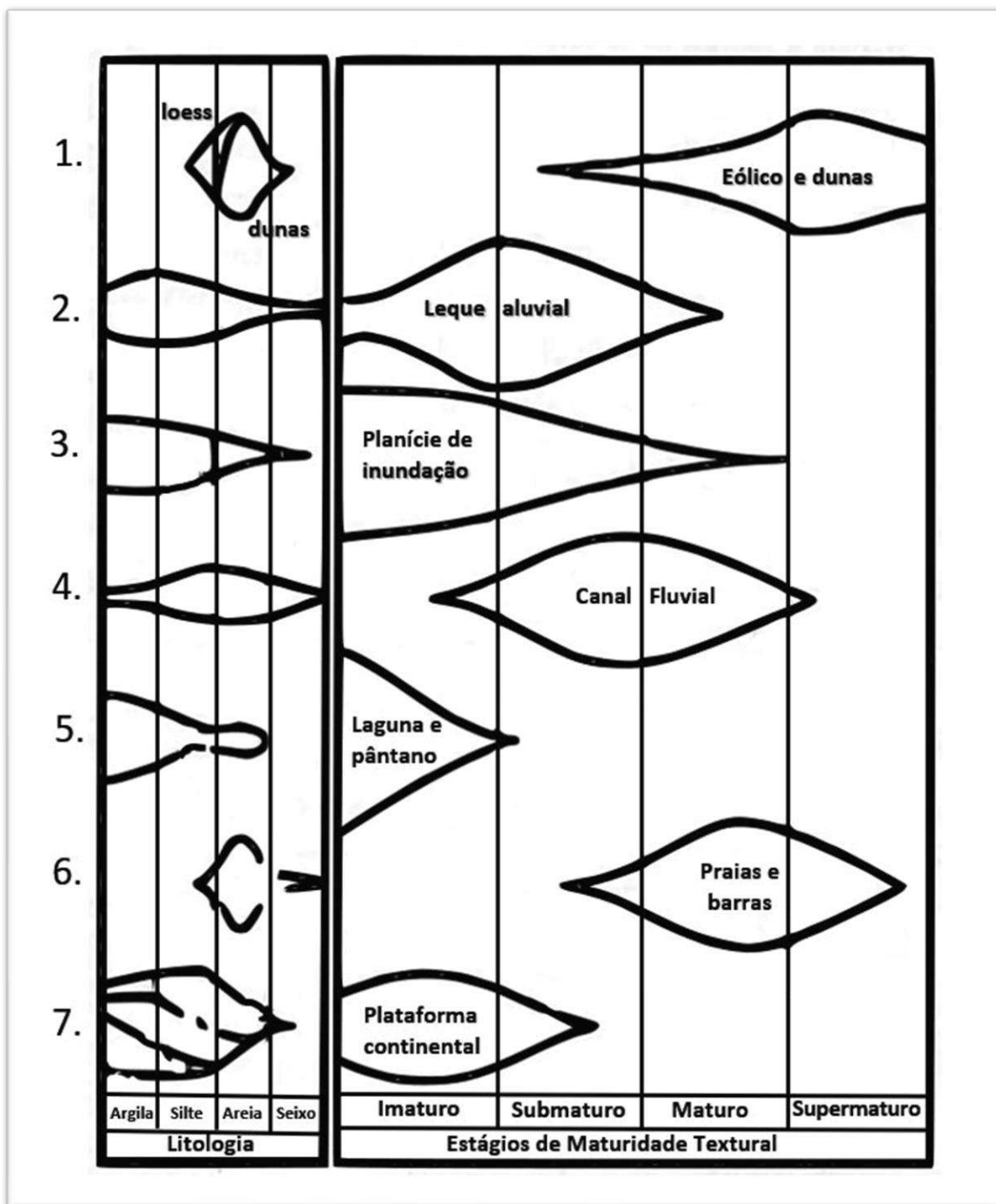


Figura 11 – Ambientes de deposição (esquerda) vs. maturidade textural (direita). Fonte: Mendes (1984).

A **morfometria** corresponde à identificação da esfericidade, arredondamento e textura presentes na superfície de cada grão (SUGUIO, 1973), e foi obtida com o uso de lupa binocular baseada na técnica de comparação visual entre cartas representativas de cada parâmetro –

esfericidade (RITTENHOUSE, 1943), arredondamento (KRUMBEIN, 1941) e textura superficial (BIGARELLA *et al.*, 1955). Os valores de esfericidade e arredondamento estão representados conforme o proposto por Paisani (2005), agrupados nas classes apresentadas nas Tabelas 2 e 3.

Índice de Esfericidade	Grau de Esfericidade
0 – < 0,1	Muito Pobre
0,1 – < 0,3	Pobre
0,3 – < 0,5	Média
0,5 – < 0,7	Boa
0,7 – 0,9	Muito boa

Tabela 2 – Classes de Esfericidade. Fonte: PAISANI (2005).

Índice de Arredondamento	Grau de Arredondamento
0 – < 0,1	Angular
0,1 – < 0,3	Subangular
0,3 – < 0,5	Subarredondado
0,5 – < 0,7	Arredondado
0,7 – 0,9	Bem Arredondado

Tabela 3 – Classes de Arredondamento. Fonte: PAISANI (2005).

Segundo Mendes (1984, p. 20) “entende-se por arredondamento o grau de agudeza ou curvatura dos cantos e arestas de uma partícula. Ele depende da intensidade de abrasão sofrida e da natureza da partícula.”, enquanto a forma se relaciona à esfericidade das partículas:

a esfericidade reflete as condições de deposição no momento de acumulação, embora em grau mais limitado seja modificado também pela abrasão. Exceto por leves modificações introduzidas por processos de abrasão, a forma final dos grãos de areia ou dos seixos parece ser determinada pela forma original. (SUGUIO, 1973, p. 102).

Geralmente o arredondamento é produto do tempo ou da distância do transporte sofrido pelo grão, embora importante assinalar que o arredondamento

apresentado por uma partícula é resultado da soma de todos os ciclos sedimentares pelos quais a partícula passou. Sendo assim se afirma que

Grãos bem-arredondados podem ser, entretanto policíclicos. Supõe-se, aliás, que o arredondamento do grão de quartzo, à custa da abrasão fluvial, processa-se tão devagar que dificilmente atingiria um grau elevado de arredondamento em um único ciclo. (KUKAL, 1971, apud MENDES, 1984, p. 21).

Pela textura superficial entende-se os detalhes observados na superfície dos grãos sedimentares. Pode-se classificar a superfície do grão de acordo com seu significado genético, tentando relacionar padrões de textura (polida ou fosca) dos grãos de quartzo com diferentes ambientes de sedimentação. Enquanto o fosqueamento se traduz visualmente em um grão pela ausência de brilho, indicativo de transporte eólico devido a diversas fraturas causadas pelo choque entre grãos em mobilização, o polimento é justamente o oposto, apresentando superfície com boa reflexão da luz, comumente realizado pela presença de água e sendo o agente de transporte fluvial o mais propício. Ainda existem os grãos que apresentam características de transição entre um agente de transporte e outro.

Enquanto os indicadores mencionados acima se referem aos meios de transporte, podemos também averiguar mais propriedades expostas na superfície dos grãos, como o grau de rugosidade. A rugosidade indica-nos a eficiência abrasiva causada pela mobilização dos grãos, e pode ser dividida em lisa (L), mamelonar (M) ou sacaroide (S). Uma superfície lisa é aquela que não apresenta rugosidades, apontando um intenso grau de retrabalhamento, enquanto a sacaroide apresenta inúmeras reentrâncias de relevo, indicando-nos baixa mobilização da partícula. Já a superfície mamelonar se encontra no meio do caminho segundo Bigarella (1955).

4.6. Classificação de fácies sedimentares

Miall (1977) propõe um sistema de classificação de litofácies (Figura 12) baseado na conjugação de elementos estruturais e de texturais que, em

interpretação vertical, permite interpretar diferentes ambientes de deposição e sua cronologia relativa. Assim, conjugado aos dados anteriores das diferentes camadas identificadas e da datação é possível inferir a gênese e 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 com a energia de seus agentes.

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 (**G**ravel), areia (**S**and), silte e argila (**F**ines). As letras minúsculas designam os elementos texturais e/ou estruturais das fácies: laminação horizontal (**h**), material suportado por clastos (**c**), marcas de ondulação/ *ripple marks* (**r**), estrutura maciça (**m**), laminações (**l**), marcas de estratificação cruzada (**p**), e assim em sequência (MIALL, 1996 e FETT JUNIOR, 2011).

O sistema é flexível o bastante para permitir o detalhamento, a modificação de fácies existentes e até a inclusão de novas categorias de fácies. Embora sejam sugeridas prováveis interpretações, baseadas na classificação de fácies, estas podem ocorrer em diversos ambientes deposicionais. Assim, faz-se necessário analisar as associações de fácies encontradas em cada perfil identificado (MIALL, 1978), sendo possível, então, caracterizar e distinguir diferentes ambientes de sedimentação. Ao comparar as características dos depósitos fluviais, colúviais e eólicos encontrados em campo com os descritos na literatura é possível utilizar a proposta de classificação de litofácies para se chegar a uma explicação genética para os processos e os depósitos em análise.

Código das Fácies	Classificação Litológica	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gms	matriz cascalhenta suportada	maciço	depósito de fluxo de detritos
Gm	cascalho grosseiramente estratificado	estratificação horizontal, imbricado	barra longitudinal, depósitos residuais de canal
Gt	cascalho suportado por clastos	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais
Gp	cascalho estratificado, matriz arenosa	estratificação cruzada planar	barras transversais e linguóides
St	areia média a muito grossa, pode conter grânulos	estratificação cruzada acanalada isolada ou agrupada	Dunas e regime de fluxo inferior
Sp	areia média a muito grossa, pode conter grânulos	estratificação cruzada tabular, isolada ou agrupada	dunas subaquosas, barras linguóides transversais e regime de fluxo
Sr	areia muito fina a grossa	marcas onduladas de todos os tipos	ondulações, regime de fluxos
Sh	areia muito fina a muito grossa, pode conter grânulos	laminação horizontal, lineação de partição de fluxo	regimes de fluxo superior e inferior
Sl	areia fina	estratificação cruzada de baixo ângulo (<10°)	preenchimento de sulcos, rompimento de diques marginis, antidunas
Se	areias com clastos	sulcos erosivos com estratificação cruzada incipiente	preenchimento de sulcos
Ss	areias finas a grossas, podendo incluir granulos	sulcos amplo as rasos incluindo laminação cruzada	preenchimento de sulcos
Sm	areia fina a grossa	maciça ou fraca laminação	depósitos gravitacionais
Sse, She, Spe	areia	tais quais SS, Sh e Sp	depósitos eólicos
Fl	areia lamosa, silte, lama arenosa	laminação fina, ondulação de amplitude muito baixa	depósitos de transbordamento ou decantação de enchente
Flm	areia lamosa, silte, lama	laminada a maciça	depósitos de pantanos ou planícies de inundação
Fcf	lama, presença de moluscos de água doce	maciça	depósitos de pantanos e banhados
Fm	lama, silte	maciça, gretas de contração	depósitos de transbordamento
Fr	silte, lama	marcas de raízes	seatearth
C	carvão, lama carbonosa	restos vegetais, laminas de lama	depósitos pantanosos
P	Carbonatos	Feições pedogenéticas	solos

Figura 12 – Sistema de classificação de litofácies. Fonte: adaptado de MIAL, 1977.

4.7. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

Enquanto as demais análises e interpretações feitas até esta etapa permitiram que se remontasse o quadro da evolução da paisagem de forma relativa, propôs-se, após, conjugar medidas que permitissem datar de forma absoluta essas diferentes interpretações.

Para tanto, realizou-se a datação de 16 amostras pelo método de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), no Laboratório de Datação Comércio & Prestação de Serviços LTDA. A LOE, por funcionamento, mede o tempo transcorrido desde a última exposição à luz solar de sedimentos compostos por minerais cristalinos (quartzo e feldspato), permitindo datar a época que o depósito foi recoberto por um novo evento deposicional, em distintos ambientes (STOKES, 1999; SALLUN; SUGUIO, 2006). Como o método trabalha diretamente com o material mineral nos sedimentos, sem a necessidade de restos orgânicos (como no caso do C14), a LOE é indicada para análises em sedimentos fluviais, colúvios, dunas eólicas fixas, terraços marinhos e solo arqueológico.

Os minerais possuem assimetrias e impurezas químicas na sua estrutura cristalina que atuam como retentores de elétrons livres. Ao emitir-se uma radiação ionizante, partículas alfa, beta e raios gama, emitidos pelo decaimento radioativo de elementos no interior dos minerais, liberam os elétrons previamente presos nos minerais. Devido ao estímulo que esses materiais recebem pela luz ionizante, à determinada temperatura, a reação acaba por produzir um decaimento radioativo que pode ser medido através de sinais luminosos (FUCHS; LANG, 2009). Segundo Stokes (1999), nos sedimentos predominantemente arenosos, a datação dos grãos de quartzo pode fornecer idades de até 150.000 anos, enquanto Watchman e Twidale (2002) apontam que a LOE pode oferecer datações de até 120.000 anos.

Para coletar as amostras sem que sejam expostas novamente à luz solar, é necessário introduzir canos de PVC opacos (aproximadamente 30 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro) no terreno, sendo suas extremidades vedadas após remoção do perfil. Os canos são identificados com o número da amostra e com uma seta que indica o sentido de introdução no perfil sedimentar. Para

armazenamento, são colocados em sacos pretos e enviados por correio para o laboratório.

Para preparação as amostras são abertas somente em ambiente com luz vermelha, passando por tratamento químico com H₂O₂ (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), com lavagem intermediária com água destilada. O material é então peneirado na fração granulométrica na faixa de 100-160 µm, obtendo-se somente quartzo e feldspato isentos de matéria orgânica e metais pesados.

É aplicado então o protocolo SAR para determinar a idade média, utilizando-se 10 alíquotas. Nesse protocolo são geradas tantas idades quanto o número de alíquotas utilizadas, estabelecendo-se, portanto, uma média de idade das amostras, a fim de evitar erros de interpretação.

4.8. Difratometria e fluorescência de raios X

Para auxiliar na interpretação tanto do material parental dos depósitos em estudo, quanto da obtenção de possíveis pistas das condições paleoambientais da época de sua deposição realizaram-se duas técnicas de raios-x, junto ao Laboratório de Difratometria de Raios X (LDRX), IGEO/UFRGS. A difração de raios-x permite um panorama dos argilominerais contidos em cada amostra, enquanto a espectrometria de fluorescência permite identificar os elementos químicos presentes.

Foram preparadas 16 amostras no moinho de bolas com a finalidade de desagregar e pulverizar o material. São introduzidos 6 g em um cadinho com pequenas esferas para moagem de 200 *mesh*, à 300 rpm, Figura 13. Entre uma amostra e outra, os cadinhos e esferas são limpas com detergente, sílica e água. Após a lavagem, passa-se álcool nas esferas para secagem com jato de ar comprimido.

Para a realização da análise por difração de raios-x, utilizou-se o método do pó. Parte do material previamente pulverizado é depositado em um porta-amostra específico para pó, procurando-se preservar a desorientação das partículas onde todos os minerais são analisados. Os minerais são identificados através da medida das distâncias interplanares (valores de “d”) e das intensidades relativas dos picos nos difratogramas. A análise foi realizada em

um difratômetro de raios X da marca Siemens (BRUKER AXS), modelo D-5000 (θ - 2θ), equipado com tubo de ânodo fixo de Cu ($\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$), operando a 40 kV e 25 mA no feixe primário e monocromador curvado de grafite no feixe secundário. A amostra em pó foi analisada no intervalo angular de $2,3$ a $72^\circ 2\theta$ em passo de $0.02^\circ/1s$, utilizando-se fendas de divergência e antiespalhamento de 2 mm e 0.2 mm no detector.



Figura 13 – Preparação das amostras – a) esferas e cadinhos; b) moinho de bolas. Fonte: elaboração própria.

A técnica não destrutiva de espectrometria de fluorescência de raios X permite identificar os elementos químicos ($Z > 10$) presentes em uma amostra, assim como estabelecer a concentração em que se encontra cada elemento.

Os resultados foram obtidos a partir de análise quantitativa com curva de calibração a partir de padrões de rocha tabelados pela Geostandards. Os valores correspondem, em ppm, a uma porcentagem de peso da amostra. Para os elementos maiores, o preparo da amostra foi realizado através da técnica em amostra fundida. Para os elementos menores, o preparo da amostra deu-se pelo método da pastilha prensada. A presença de voláteis foi avaliada através de técnicas gravimétricas e está representada por Loss on *Ignition* (LOI), que é

considerada a porcentagem de material orgânico presente na amostra. O espectrômetro de fluorescência de raios X (XRF) utilizado foi um WDS, e está equipado com tubo de raios X de Rh; o seu modelo é RIX 2000, da marca Rigaku.

4.9. Índice Químico de Alteração (Chemical Index of Alteration - CIA)

O Índice Químico de Alteração (Chemical Index of Alteration – CIA) foi proposto por Nesbitt e Young (1982) como uma medida do intemperismo químico sobre sedimentos clásticos. O índice é resultado da seguinte fórmula:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

Wang *et al.* (2019) têm realizado trabalhos no intuito de utilizar o CIA como um dado *proxy* de paleoclimas durante o Quaternário. Na visão dos autores, as transições glacial-interglaciais do Pleistoceno estão associadas a grandes e rápidas mudanças no clima, que potencialmente podem ser reconstruídas a partir de perfis estratigráficos e da utilização do índice químico de alteração (CIA).

A maior parte do intemperismo químico ocorre em ambientes de solo úmido, nos quais cátions prontamente solúveis como K⁺, Ca²⁺ e Na⁺ são preferencialmente lixiviados e removidos pelo sistema de águas subterrâneas, enquanto cátions menos solúveis como Al³⁺ permanecem e se tornam mais concentrados nas camadas estratigráficas (NESBITT; YOUNG, 1982; FEDO *et al.*, 1995; SHELDON; TABOR, 2009).

O aumento da temperatura e os níveis de precipitação durante o degelo em épocas interglaciais geralmente aumentam o intemperismo químico nos ambientes do solo. A maior intensidade do intemperismo é promovida tanto pelo aumento das temperaturas, que elevam as taxas de decomposição mineral do solo, quanto pelo ciclo hidrológico intensificado, que promove reações água-rocha e elimina de forma mais eficaz o produto do intemperismo (WANG *et al.*, 2019).

O CIA apresenta valores altos em solos e depósitos sedimentares formados durante épocas em que o intemperismo químico é intenso, entre 80 e 100. Esses valores normalmente são encontrados em lamas formadas sob condições tropicais com muitos minerais argilosos de compostos de alumínio,

como a caulinita (NESBITT; YOUNG, 1982; GOLDBERG; HUMAYUN, 2010). Por outro lado, em ambientes áridos e glaciais, onde abrasão é dominante sob o intemperismo químico, valores comuns da CIA variam de 50 a 70 (NESBITT; YOUNG, 1982; GOLDBERG; HUMAYUN, 2010).

Assim, utilizando os dados contidos na fluorescência de raios X, aplicou-se o CIA nas amostras encontradas, no intuito de utilizar esse dado *proxy* para remontar o paleoclima em que as Unidades A e B e os demais alvos de interesse do trabalho foram depositados.

3. Formas de relevo e depósitos superficiais

As sucessivas variações climáticas de um flutuante Quaternário desencadearam uma série de mudanças na atitude e atuação dos ventos e das águas, mudanças estas que tiveram reflexo direto na conformação dos processos responsáveis por criar e remodelar formas nas paisagens terrestres. As respostas para os mistérios deste câmbio paisagístico estão inseridas nos delgados depósitos de sedimentos pleistocênicos e holocênicos encontrados em diferentes níveis dos compartimentos topográficos. Essas respostas podem ser resgatadas através do estudo das marcas deixadas pelos processos naturais atuantes no passado, pois existe uma relação genética entre o clima, a forma do relevo e o seu depósito associado (SUGUIO, 2000).

O estudo da sucessão de estratos presentes nos depósitos superficiais revela as sequências de diferentes episódios erosivos e deposicionais, dando a ver, assim, um panorama geral da cronologia de eventos sucedidos em uma área de estudo qualquer. No entanto, para que se alcance uma interpretação coerente da evolução ambiental recente, o conhecimento estratigráfico dos depósitos deve estar relacionado aos compartimentos e às feições geomorfológicas. Certamente, muitas dessas feições foram retrabalhadas, borradas ou semiapagadas pelas intempéries do tempo, mas os seus vestígios sedimentares deixam registrados os eventos de instabilidade causados por variações ambientais. Assim, cada estrato pode indicar episódios de tectonismo ou das sucessivas mudanças climáticas pleistocênicas.

Estudar o Quaternário nos obriga a buscar a compreensão sobre a estrutura superficial da paisagem, que estabelece um vínculo íntimo com a evolução e com o modelado atual das formas de relevo e de seus depósitos associados.

A análise e a cartografia de depósitos superficiais continentais recentes (quaternários) esbarram nas limitações da abordagem litoestratigráfica clássica. A pequena espessura desses depósitos e suas similaridades faciológicas, a distribuição em conjuntos isoladas dos depósitos e sua pequena expressão em área, além da peculiaridade de corpos mais jovens poderem ocupar posições topográficas inferiores às dos depósitos mais antigos, sem, contudo, a

ocorrência de deformações tectônicas, demandam a aplicação de novas abordagens de pesquisa, como é o caso proposto pela Aloestratigrafia (ETCHEBEHERE, 2002). Em concordância, Mendes (1984) aponta que a classificação aloestratigráfica poderia ser adequadamente aplicada a sedimentos modernos, que possuem similaridade litológica.

Uma unidade aloestratigráfica, de acordo com o código Estratigráfico Norte-Americano (NACSN, 1983), corresponde a um corpo sedimentar estratiforme, mapeável, definido e identificado com base em suas descontinuidades limitantes. Essa unidade pode englobar depósitos de litologias similares ou heterogêneas, contíguos ou descontínuos geograficamente, pode também envolver grandes variações faciológicas verticais e/ou horizontais “internas” no pacote envolvido pelas discordâncias.

Descontinuidades (ou discordâncias) são entendidas como superfícies de erosão ou não deposição, situadas entre corpos sedimentares e discerníveis no registro geológico, que representa hiatos no registro estratigráfico, causados pela erosão ou pela interrupção da deposição durante intervalos de tempo nos processos de sedimentação incidentes em uma área ou região.

Mudanças climáticas, movimentos tectônicos e variações do nível de base representam perturbações ambientais, as quais provocam períodos de instabilidade e estabilidade no ambiente. Épocas de instabilidade geram fases de descontinuidade nos registros deposicionais e ainda podem promover o retrabalhamento de depósitos das fases estáveis, produzindo registros sedimentares de épocas de transição entre diferentes fases climáticas. Os períodos de estabilidade propiciariam a formação de solos e de depósitos sedimentares divididos estratigraficamente em fácies sedimentares. A fácies consiste em um conjunto de características litológicas, estruturais e orgânicas de um corpo sedimentar. Cada fácies sedimentar tem relação com o processo de deposição de um ambiente específico. Assim, as associações verticais de fácies refletem o conjunto de mudanças nos processos sedimentares, que definem a sequência de diferentes ambiente deposicionais (MELO, 1994). O estudo vertical dessas fácies pode, portanto, fornecer dados sobre as mudanças de ambientes deposicionais através do tempo. Ao comparar as características dos depósitos fluviais, coluviais e eólicos encontrados em campo com os descritos na literatura,

é possível utilizar a proposta de classificação de litofácies para se chegar a uma explicação genética para os processos e depósitos em análise.

Ab'Saber (1969) indica que não basta estudar as formações superficiais verticalmente, é preciso relacioná-las aos compartimentos morfológicos onde se situam. Assim, a extração de significado paleoambiental encontrada na análise das sucessões de ambientes deposicionais através da análise faciológica só tem a se enriquecer com a análise do significado ambiental das unidades de relevo em que se encontram. Uma mudança lateral do pacote sedimentar em estudo normalmente vem a indicar uma mudança do seu ambiente de deposição.

Conforme salientado por Mendes (1984), as interpretações genéticas, os argumentos cronológicos e os argumentos baseados na história geológica inferida de um determinado depósito não servem de base para a definição de unidades aloestratigráficas, mas podem auxiliar na seleção dos seus limites – os quais podem coincidir com paleossolos ou superfícies geomorfológicas, como pedimentos, terraços fluviais, cascalheiras, linhas de pedra, etc. Ademais, ainda podem ser identificados como descontinuidades deposicionais ou feições erosivas dentro da análise do pacote sedimentar individualizado e descrito.

A análise integrada de elementos de sedimentologia, estratigrafia e geomorfologia, apoiada em datações absolutas, pode fornecer um quadro evolutivo de diferentes épocas na paisagem. Assim, ao relacionar as unidades sedimentares cartografáveis e ao atribuí-las significado genético, pode-se deduzir paleoambientes de deposição. A seguir são expostas as formas de relevo encontradas na área de estudo e o significado paleoambiental e genético que esse dado *proxy* pode fornecer na reconstrução das Unidades A e B e de pontos de interesse.

3.1. Formas e depósitos de colúvio

O termo colúvio é amplamente empregado por diferentes campos do conhecimento, como geologia, geomorfologia, geotecnia, agronomia e engenharia. Embora existam diferentes abordagens a respeito de colúvio, ou coluvião, existem algumas definições em comum.

De maneira geral, e mais simples, colúvio é entendido como o material em trânsito sobre as vertentes, transportados pela ação conjunta da gravidade e

das águas de escoamento pluvial. Diferencia-se, então, dos depósitos aluviais, erodidos e transportados pela ação das águas fluviais, e dos elúvios, depósitos encontrados *in situ*. Constituindo-se de um material de transporte, apresenta características distintas da rocha subjacente, sendo, em geral, mal selecionado e mal classificado. Aparecem próximos a sua área fonte, não percorrendo grandes distâncias, depositando-se logo abaixo dos declives que lhe originam, a meias encostas ou sopés das vertentes (RODRIGUEZ, 2005).

Para Bates e Jackson (1980), o termo colúvio aplica-se a qualquer material solto, heterogêneo e incoerente de solo e/ou fragmento de rocha que se encontre hoje em situação de depósito, mas que foi transportado pela ação de escoamento pluvial, escoamento em lençol ou ainda lento e contínuo rastejamento vertente abaixo.

Para Turner (1996), o depósito coluvial apresenta-se maciço ou fracamente estratificado, constituindo uma mistura heterógena e mal selecionada de solo e rocha, com materiais finos a grosseiros, nos quais argilas e fragmentos de rochas com diâmetros superiores à de um metro podem se misturar, dependendo da disponibilidade de material na área fonte. Os depósitos de colúvio podem ser formados por camadas únicas, decorrente de um episódio de movimento de massa, ou por camadas múltiplas, decorrentes de sucessivos movimentos de massa.

Segundo Thomas (1994), a formação de material coluvial irá depender da ação do intemperismo, que produz material para mobilização (regolito/saprólito), e dos eventos erosivos que atuam na erosão e no transporte do manto de intemperismo previamente trabalhado. Para que a mobilização ocorra, é fundamental a ação de um volume de chuvas suficientemente intensas para gerar a instabilidade necessária na vertente. A falta de cobertura vegetal para proteção e fixação do material superficial, em conjunto com a intensidade das chuvas, saturação do solo e declividade da vertente, são alguns dos fatores que propiciam a ocorrência de depósitos coluviais.

Nas vertentes, setores de vales não canalizados (*hollows*), acabam por acumular episodicamente ou gradualmente depósitos de origem coluvial, que podem ou não serem periodicamente transportados para as calhas fluviais através de corridas de lama, fluxos de detritos, movimentos rotacionais, avalanche e outros tipos de movimentos de massa (MONTGOMERY;

BUFFINGTON, 1997; HUGGET, 2011). Isso pode ser percebido de forma cíclica ao longo do tempo, em que novos processos de erosão, transporte e deposição reabastecem as vertentes e os vales não canalizados com sedimentos, os quais, por sua vez, reabastecem os vales e planícies com material sedimentar.

Assim, observa-se períodos de relativa estabilidade, propiciando a atuação de pedogênese nos depósitos coluviais, e de períodos de instabilidade, marcados por erosão periódica e pela ação morfogenética, resultando em descontinuidades deposicionais, linhas de pedras e depósitos de movimentos de massa.

Esses ciclos de deposição e de erosão podem levar milhares de anos; portanto, os colúvios são importantes marcadores das mudanças ambientais. As camadas coluviais são produtos da dinâmica de evolução das vertentes, e oferecem pistas sobre eventos paleoclimáticos pretéritos, principalmente em regiões com escassos registros fluviais (RENEAU *et al.*, 1989; THOMAS, 1994; NEMEC; KAZANCI, 1999).

Muitos trabalhos já foram realizados ao redor do mundo apontando a importância dos depósitos coluviais como dados importantes para auxiliar na caracterização ambiental e paleoambiental da paisagem. Alguns autores consultados, como Moura e Meis (1986) no sudeste do Brasil, Reneau *et al.* (1989) no centro oeste dos Estados Unidos, Thomas e Thorp (1995) em distintas localidades dentro dos trópicos úmidos da Ásia e da África, Nemeç e Kazanci (1999), na região da Anatólia da Turquia, e Clarke *et al.* (2003) na África do Sul têm oferecido interpretações similares a respeito do significado dos depósitos coluviais, tendo sua gênese relacionada aos climas áridos e semiáridos.

Nemeç e Kazanci (1999) ao estudar os depósitos coluviais e os processos que lhe originam, oferecem um caminho de análise para extrair significado paleoambiental desses materiais. Os autores partem do princípio de que a deposição coluvial é controlada por condições climáticas áridas ou semiáridas e por condições locais das encostas. As respostas que o sistema vertente daria as flutuações climáticas estariam registradas em diferentes fácies sedimentares sucessivas, que registrariam pulsos de umidade e aridez de uma dada área.

A sequência de fácies apontaria que a produção de sedimentos nas encostas dos morros seria elevada durante os períodos de aridez, quando a cobertura vegetal é reduzida e a intensidades das tempestades permanecem

altas, mesmo que de maneira esporádica. A produção de depósitos em encostas pode surgir de movimentos de massa favorecidos por condições de solo saturado, bem como por escoamentos areolares de superfície, promovidos por paisagem de vegetação aberta e escassa. Mas, em nenhum dos casos as conexões com os canais fluviais são sempre diretas, e os sedimentos acabam estocados nas encostas. (THOMAS; THORPE, 1995). Quando há o estabelecimento de um período úmido estável, o colúvio poderá sofrer ação de pedogênese, sendo identificado através de perfis de paleossolos enterrados entre camadas colúvias. Descontinuidades erosivas e linhas de pedra entre diferentes fácies colúvias indicariam períodos de aridez extrema, nos quais a ação das águas pluviais não teriam promovido depósitos de corridas de lamas e detritos, ou ainda, teriam seus depósitos não preservados.

Thomas e Thorpe (1995), ao realizarem um levantamento de camadas colúvias em diferentes pontos a África e Ásia tropical, abordaram algumas questões. Os eventos quaternários que produziram extensas formações colúvias, que cobrem a paisagem como um manto – os quais vêm acompanhados de outros indicadores geomorfológicos de aridez, como depósitos de *glacis* (pedimentos), leques aluviais, terraços terminais formados através das corridas de lama que remobilizaram os colúvios a montante, linhas de pedra, aparente ausência de unidades sedimentares em cabeceiras e troncos de rios, dunas, *lunnetes*, entre outros. Todas estas formas ajudariam a barrar a evacuação dos colúvios estocados nas encostas para a rede hidrográfica pretérita e atual.

Essa ressalva de observar outros indicadores é importante, visto que ainda é controversa a formação de colúvio apenas em momentos de aridez e semiaridez, pois os momentos de passagem de intervalos glaciais para interglaciais, e vice-versa, também seriam momentos propícios para a formação dessas camadas. Isso ocorre pois o pico de produção de sedimentos durante os períodos de rápida mudança climática, como quando as chuvas aumentam antes da recuperação da vegetação, também propiciam as corridas de lama e fluxos superficiais das águas pluviais. Assim, eventos de colúviação também podem marcar as passagens climáticas dos ciclos glaciais e interglaciais ocorridos durante o Quaternário.

Thomas e Thorpe (1995), Thomas (2002), Clarke *et al.* (2003) e Thomas (2008) têm apontado que o resfriamento associado ao Último Máximo Glacial parece ter se tornado eficaz há pelo menos 40.000 anos A.P. em muitas áreas de planalto, e antes de anos 30.000 A.P. nas terras baixas. No entanto, a duração da aridez da Era do Gelo pode ter sido muito mais curta, aparecendo após 22.000 A.P.. As respostas dessas paisagens áridas amplamente coluvionadas para tais mudanças estariam no aumento do regime de chuvas, marcando o retrabalhamento de depósitos de encostas não canalizadas através da abundante sedimentação em forma de terraceamento no final da vertente, configurando formas planas e aumentando o nível de base local. Terraços baixos são muito comuns no Pleistoceno Superior, entre 32.000 e 22.000 anos A.P., e ocorrem ao longo de muitas planícies de inundação, podendo ou não serem cobertos por sedimentação posterior coluvial. Esses terraços comumente apresentam uma alta concentração de argila, ocasionados por corridas de lamas dos depósitos coluviais aos montantes misturados com depósitos aluviais. A associação de camadas coluviais somadas ao terraceamento quaternário e aos depósitos de inundação atualmente abandonados por seus rios seriam alguns indicadores de que a ocorrência dos movimentos de massa dos colúvios estariam concentrados nos períodos de maior umidade dentro das passagens de ciclos glaciais e interglaciais (THOMAS; THORPE, 1995).

É interessante a evolução dessas áreas estudadas por Thomas durante o período seco, de 20.000-13.000 anos A.P. do Último Máximo Glacial, que em muito lembra a nossa própria área de estudo. As paisagens anteriormente coluvionadas daquela época parecem ter tido formadas por sedimentos finos de solos superficiais escoados. Encostas íngremes perderam parte de seu regolito e a colúviação correspondente ocorreu nas encostas mais baixas. Em interflúvios planos e através das encostas do Piemonte, o escoamento em lençol promoveu fluxos de lama em vales tributários rasos. Pavimentos de pedra foram formados nas porções mais elevadas e íngremes das vertentes. Imagens de satélite indicam a formação generalizada de *pans*, presumivelmente por deflação, depois que muitos pequenos riachos pararam de fluir. A formação de dunas, principalmente nos trópicos mais secos, tem sido bem documentada para esse período.

Assim, lembrando das recomendações de Nemec e Kazanci (1999) e Thomas e Thorpe (1995) os dados retirados de camadas coluviais podem servir como dados *proxy* para a interpretação de condições de aridez pretéritas, ou ainda de passagens para clima úmidos, mas é necessária a conjugação com dados derivados de outras fontes, como a palinologia e dados isotópicos. Ao relacionar a história de camadas coluviais com os demais depósitos da região em estudo, pode-se remontar a história paleoclimática de dada área com maior confiabilidade (LIMA, 2012).

Para os estudos referentes aos colúvios em território brasileiro os trabalhos de Bigarella e Mousinho (1965) são marcos importantes. Através da investigação da morfometria das vertentes, os autores observam padrões distintos de linhas de fluxo superficial de escoamento. Em setores convexos, e com saliências, as linhas de fluxo divergem; em setores planos, paralelos e côncavos a água superficial acaba por ser convergente. Segundo Reneau *et al.* (1989), essa morfometria leva a convergência do colúvio para o eixo das reentrâncias na vertente, resultando em deposição ao longo do tempo. Esses depósitos, com o tempo, podem convergir, formando um complexo de rampas de colúvio.

Bigarella e Mousinho (1965) propõem então o termo “rampas de colúvio” para descrever formas com topografia suavemente inclinada (como *glacis* ou pedimentos) em direção ao fundo de vales. As rampas seriam mantidas por material coluvial e resultariam de sucessivas fases de remobilização de sedimentos dentro das encostas, recobrando reentrâncias, vales não canalizados, antigos depósitos aluviais, sulcos ou depressões em anfiteatro, tendo como consequência final a rampa suavemente inclinada. Moura e Silva (1998) indicam que em formas de colinas é comum encontrar rampas de colúvio, (Figura 14) vinculadas a sucessivos episódios de coluviação convergentes em direção às paleodepressões, através de retrabalhamento completo ou parcial de colúvios mais antigos.

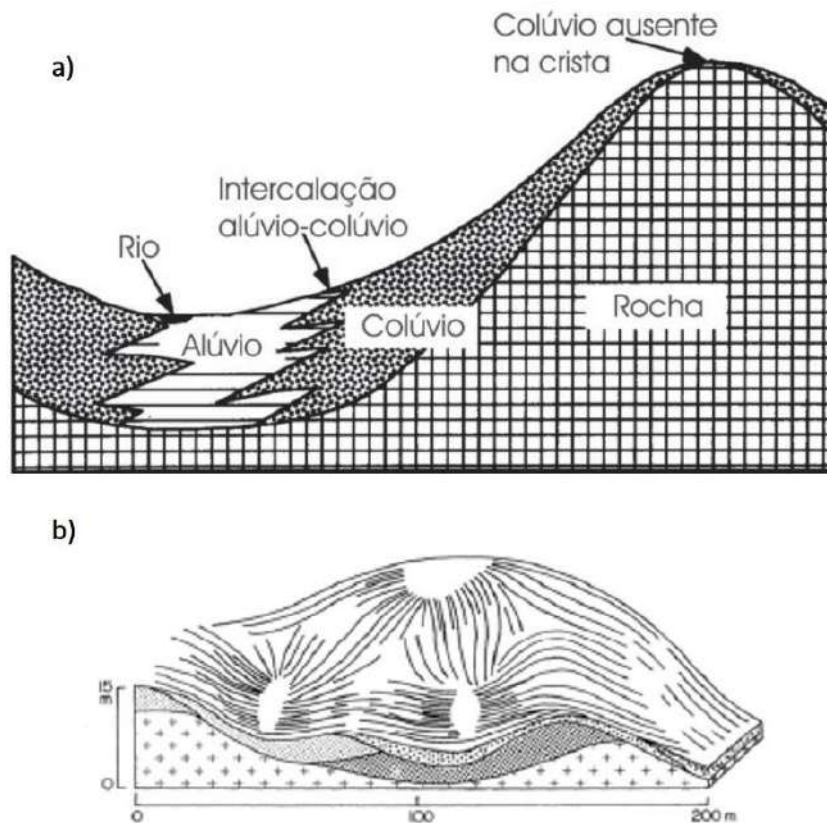


Figura 14 – Representação do colúvio e complexo de rampas de colúvio. Fonte: a) Turner (1996); b) Meis, Moura (1984).

Meis e Monteiro (1979), na continuidade das pesquisas, setorizaram os complexos de rampas. As partes superiores dos complexos de rampas, normalmente porções mais íngremes da encosta, seriam ambientes erosivos, podendo se apresentar com substrato exposto. As porções inferiores, de inclinação mais suave, seriam ambientes deposicionais de camadas colúvias.

A rampa de colúvio descreve não somente a forma, mas também faz referência ao depósito e ao processo morfogenético. Em termos de depósito, é formado pela acumulação de material de granulometria fina, mas mal selecionado, com uma estrutura maciça ou ainda com pobre estratificação em nível incipiente. Dentro da análise vertical de fácies pode apresentar paleossolos, marcadores de momentos de estabilidade ambiental, e linhas de pedra, marcadoras de limites erosivos entre diferentes eventos de colúviação, o que demonstra o caráter descontínuo de erosão e deposição (BIGARELLA, MOUSINHO, 1965; MEIS, MOURA, 1984).

Em termos de processo morfogenético, as rampas de colúvio seriam formadas através da ação das águas de escoamento superficial em lençol ou de movimentos de massa, como corridas de lama, solifluxão ou outros. Estes processos ocorreriam sob condições de ambientes sem ou com pouca vegetação, onde condições de enxurradas favoreceriam a remoção de clastos. Bigarella e Mousinho (1965) apontam que isso ocorreria em momentos de clima árido ou na passagem para climas secos. Bigarella (2003) aponta que os complexos de rampa são formas herdadas de épocas mais secas dentro do Quaternário, resultados das oscilações climáticas de ciclos glaciais e interglaciais para momentos de aumento de umidade.

3.2. Formas e depósitos de pedimentos

Para os autores consultados, o significado de depósitos coluviais em áreas que hoje não mais representam savanas ou estepes áridas, como na época de deposição de mantos coluviais, tem sua interpretação vinculada às formas de pedimentos estudados em regiões áridas. Pode-se, inclusive, observar que em termos de pedimento, *glacis d'erosion* e colúvio possuem significado genético muito similar na bibliografia consultada de Bigarella e Mousinho (1965), Whitaker (1979), Moura e Meis (1986), Reneau *et al.* (1989), Thomas e Thorp (1995), Nemeč e Kazanci (1999), Clarke *et al.* (2003), Bigarella (2003), Paisani *et al.* (2017).

Em especial para o Brasil, a literatura descreve que os pedimentos se vinculam a momentos de atividade tectônica ou períodos de mudança climática para momentos de aridez. Autores como Ab'Saber e Bigarella (1964) e Bigarella e Andrade (1965) têm apontado estas formas e as relacionam aos estágios glaciais que ocorreram durante o Quaternário.

De caráter descritivo, o pedimento é entendido como uma superfície de erosão inclinada, entalhada na rocha e recoberta por delgada camada sedimentar através de escoamento em lençol das águas pluviais. Situa-se no sopé de áreas mais elevadas com escarpas íngremes, como bordas de planalto ou frentes montanhosas (TWIDALE, 2014). Twidale classifica os pedimentos como rochosos ou com manto de intemperismo.

Os pedimentos rochosos são aqueles onde o manto de sedimentos foi removido, expondo as antigas frentes de intemperismo diretamente na rocha aplainada e desgastada. Eles são muito comuns em regiões graníticas e de arenitos, onde o piso pode se apresentar como um pavimento detrítico típico de climas desérticos. Podem ocorrer em setores de pedimentos com manto de intemperismo, principalmente se contíguos às escarpas de frentes montanhosas ou de inselbergues. Este tipo de pedimento não poderia ocorrer em regiões de clima tropical úmido, pois o ataque químico promovido pela presença de água desencadearia o intemperismo químico, destruindo pavimentos detríticos e propiciando a formação de solos e espessos regolitos (TWIDALE, 1981).

O pedimento com manto de intemperismo possui a ossatura similar ao pedimento rochoso, mas apresenta, estocadas nas vertentes, diferentes formas de deposição e erosão (TWIDALE, 2014). A sua interpretação ainda é muito parecida com a postulada por teóricos como King (1953), Whitaker (1979) e Twidale (1978; 1981), em trabalhos mais antigos.

Segundo o postulado por King, o processo de pediplanação teria se iniciado com o soerguimento de uma parcela continental onde o clima seco impera, e, com isso, deu-se o estabelecimento de um novo nível de base. Sob as condições propiciadas pela falta de umidade começam os processos denudacionais responsáveis pelo aplainamento de vastas zonas do globo. Devido à baixa ocorrência de precipitação e umidade, o principal processo morfogenético atuante é o recuo paralelo das vertentes, onde a desagregação mecânica causada pela contração e expansão da rocha em intensa amplitude térmica, de dias e noites com temperaturas desiguais, faz com que as vertentes, paredões verticais de rocha exposta, se decomponham e recuem paralelamente, depositando fragmentos de rocha mal selecionada e material grosseiro em seu sopé. Podemos, por vezes, observar inselbergues, formas residuais de topo mais resistente que os materiais friáveis ao seu redor, os quais não chegam a ser completamente erodidos pelo recuo paralelo das vertentes. No território brasileiro do Rio Grande do Sul e em outros países sul-americanos, onde a Pampa persiste, essas ruínas que testemunham a ação de processos passados são chamadas de cerros. As Figura 15 e 16 demonstram a distribuição espacial dos compartimentos e das formas gerados pelo processo de pedimentação.

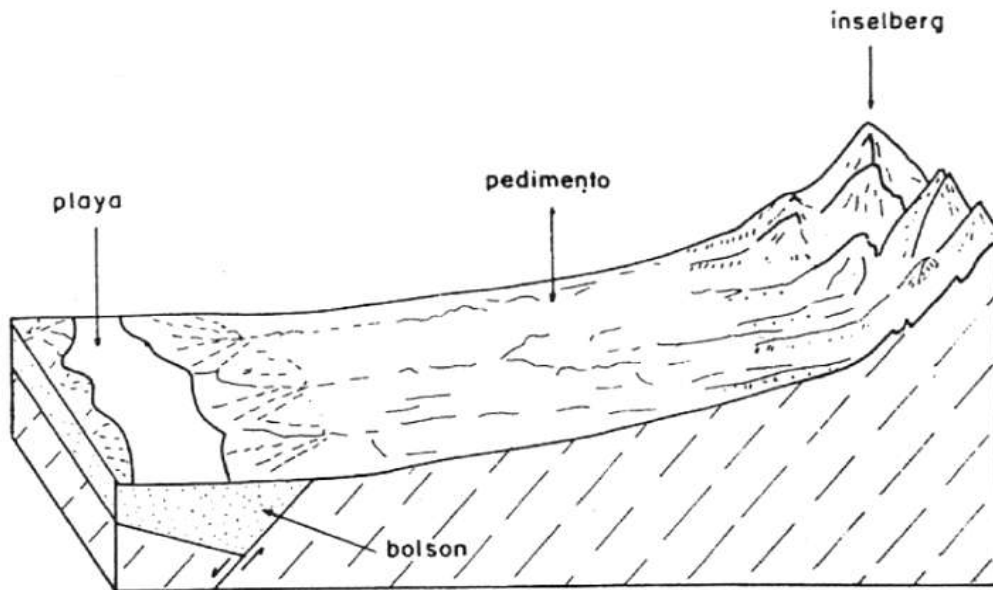


Figura 15 – Distribuição espacial dos compartimentos em um Pediplano. Fonte: modificado de Penteado (1983).

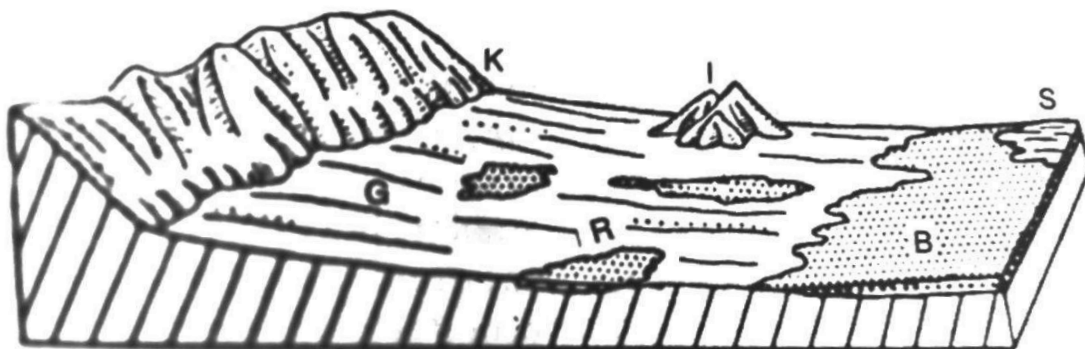


Figura 16: Formas dentro de uma superfície pediplanada: K - *knick*, G - *glacis d'erosion* (pedimento), R - *raña*, I - *inselbergue*, B - *bajada ou playa* e S - *sebkra*. Fonte: Guerra (2006).

As chuvas torrenciais que interrompem os longos períodos de seca encontrados nessas condições climáticas transportam dos mais altos pontos topográficos o material grosseiro ali situado que, ao se aliar a condições morfológicas favoráveis, propiciam o escoamento concentrado nas escarpas, gerando logo a sua saída depósitos terminais na forma de leques aluviais. Mendes (1984) caracteriza o leque aluvial como um depósito sedimentar imaturo, composto de grãos grosseiros, mal selecionados e dispostos caoticamente, embora, quando apresenta alta fluidez, essa massa deslocante

de fragmentos de rocha, solo e lama pode se apresentar com estratificação gradativa. A superfície dos leques aluviais é cortada por uma multiplicidade de canais anastomosados que aparecem no início e no final das chuvas pesadas, exercendo a função de limpeza ao mobilizarem rapidamente e à curta distância os sedimentos finos, deixando os que não têm competência para carregar *in locus*. Aos canais regidos pelo regime de chuvas sazonais ou efêmeras dá-se o nome de *wadi*, que, por consequência da precipitação prolongada e da saturação do solo, podem extravasar para áreas baixas próximas ao canal, cobrindo-as de sedimentos. Ainda segundo o autor, nesses canais se depositam material grosseiro, mas que dependerá da composição da rocha fonte, podendo apresentar seixos pouco arredondados dispostos com inclinação ou ainda areias bem selecionadas e estratificadas. Devido à competência do fluxo para transportar a carga ser reflexo da duração e intensidade das chuvas que a todo o momento se modifica, tendo instantes de erosão e de deposição, distribuem-se diferentes tamanhos granulométricos por toda a zona de mobilização dos sedimentos. Assim, quando esses depósitos são formados por ocasião das enchentes vemos uma gradual redução no tamanho dos grãos depositados, devido à diminuição de precipitação e à consequente perda de competência, possivelmente se encerrando em uma camada de lama. Aos sedimentos que se encontram nesta zona de mobilização, entre o sopé da vertente e a *bajada*, dá-se o nome de pedimento. O pedimento é, então, formado inicialmente por depósitos de leque na saída das vertentes, que são retrabalhados pelo vento e pelo escoamento difuso, que seleciona e remove os sedimentos finos e o laminar onde a erosão areolar produz o abaixamento por igual da superfície, mascarando pequenos desníveis do relevo e criando uma superfície mais ou menos plana, com suave inclinação em direção aos níveis de base (DOHRENWEND, 1994). Ao serem retrabalhados pela ação eólica e escoamento das águas nas vertentes, esses leques aluviais tendem a se agrupar, dando origem a um pedimento. O pedimento é um depósito de plano de inclinação suave, capeado por material detrítico descontínuo sobre a rocha, não apresentando dissecação marcada ou deposição excessiva. Os pedimentos geralmente apresentam um forte ângulo no contato com a vertente íngreme, enquanto a jusante se suaviza com a deposição detrítica em direção aos vales ou depressões. Situa-se na periferia de áreas montanhosas que sofreram degradação lateral da paisagem.

Devemos pensar que o fluxo d'água também realiza o transporte de sedimentos para a jusante, onde podem aparecer leques aluviais, a exemplo como os descritos para o comportamento da ruptura de declive na escarpa. A diferença entre esse processo para os leques depositados pelo *wadi* que se situam no pedimento é que estes leques se originam quando o escoamento das águas esporádicas encontra uma dada redução na velocidade do fluxo, causado pela suavização do declive à custa do acúmulo de depósito sedimentares – depósito este que recebe o nome de *bolson* e localiza-se em áreas rebaixadas associadas aos níveis de base local ou regional. Da coalescência desses leques e de outros de similar constituição, mas gerados a partir do deslocamento de sedimentos encosta abaixo, por ação da gravidade, temos na superfície do *bolson* o surgimento de uma planície de aluviões denominada *bajada* ou *glacis de sédimentation*. Pela concentração das águas pluviais ou pelo extravasamento dos *wadi* encontrados nas partes baixas das bajadas costumam se formar lagos rasos, permanentes ou não, nomeados de “lagos de *playa*”. Mendes (1984) interpreta os lagos de *playa* como áreas assoalhadas por sedimentos em que o nível freático aflora, sendo depósitos constituídos de argilas, siltes e areias. A camada argilosa, a última a se depositar, pode ser rapidamente exposta ao ar e, conseqüentemente, se ressecar, fendendo-se, produzindo rachaduras e isolando as placas de argilas.

Entende-se que cada ponto de um canal é considerado como um nível de base relativo para todos os outros pontos que se encontrem em posição topográfica mais elevada. A partir da coalescência de diversos pedimentos se formará uma grande superfície de aplainamento denominada de Pediplano. A superfície se mantém inalterada até um novo episódio tectônico, o qual, dada a mudança de nível de base, acarretaria um novo ciclo de aplainamento (KING, 1956).

Embora King (1956) aponte que o fator climático só teria eficácia na ampla elaboração do modelado do relevo em regiões de extremos glaciais, periglaciais e de extrema aridez, deixa a indicação de que em outras regiões o processo poderia resultar em ciclos incompletos e no não desenvolvimento total do Pediplano.

3.3 Formas e depósitos de alúvios

Aluvio, ou aluvião, é o termo utilizado para descrever de forma genérica todo o sedimento e o detrito transportado pela ação das águas fluviais. Estes sedimentos são erodidos das vertentes e das margens dos rios e transportados por arraste e suspensão até que se depositem em diferentes compartimentos, gerando diferentes formas.

A atividade tectônica e o regime climático atuante em cada região seriam os fatores principais que controlariam a dinâmica hídrica dos diferentes cursos d'água, aumentando ou diminuindo a competência de transporte e a consequente sedimentação de sua carga (SUGUIO, BIGARELLA, 1990). Assim, o registro estratigráfico, sedimentar e morfológico de origem fluvial são considerados fontes de significado paleoambiental, denunciando mudanças no regime hídrico do sistema fluvial, tais como escassez ou abundância de água disponível no meio.

Como exemplo de interpretação paleoambiental dos depósitos aluviais, os trabalhos de Thomas e Thorp (1995), Thomas (2000) e Thomas *et al.* (2001), ao estudar o significado dos depósitos e as formas coluviais e aluviais dentro das zonas tropicais ao redor do mundo, apresentam algumas tendências. Para os autores, formas como leque aluviais, *bajadas* e depósitos de canais entrelaçados teriam sua origem vinculadas a períodos de climas secos. Planícies de inundação e seus terraços fluviais estariam vinculados a ambientes mais úmidos. Já as estruturas de corte e de preenchimento e as inundações estariam atribuídas a momentos de transição de climas secos para climas úmidos (LIMA, 2010).

Para fins de compreensão Suguio e Bigarella (1990) dividem os depósitos fluviais dois. 1) Depósitos de canal – que seriam os depósitos diretamente relacionados ao trabalho do curso d'água de um rio. Neles se incluem os sedimentos e as formas de barras de meandro, os canais de preenchimentos, as morfologias de leito e outros depósitos residuais de canais. 2) Depósitos de inundação – nos quais se incluem os depósitos de água de extravasamento do canal de um rio, como a planície de inundação, as terraços fluviais e os depósitos paludais.

A primeira diferenciação óbvia a ser feita entre os canais é a sua variação de forma, como ilustra a Figura 17. Eles podem ser classificados como retilíneos, anastomosados/entrelaçados ou meandrantés. A diferenciação de forma influencia a quantidade e qualidade do sedimento transportado, o regime de vazão e os depósitos associados a eles (MENDES, 1984).

Canais retilíneos normalmente restringem-se a trechos curtos de um curso d'água, e se caracterizam pelo baixíssimo grau de sinuosidade. Neles há depósitos constituídos predominantemente de fração areia, sendo estreitos e descontínuos. Estes depósitos são denominados de barras.

Canais anastomosados são caracterizados por múltiplos cursos rasos e entrelaçados, separados por inúmeras ilhas de aluviões ou depósitos de barras. Geralmente apresentam grande quantidade de carga de fundo, que alimentam as ilhas e as barras no seu interior. São encontrados em rios de clima árido ou semiárido, ou em rios de degelo em trechos montanhosos (MENDES, 1984; THOMAS, 2000).

Canais meandrantés são sinuosos, têm principalmente cargas em suspensão e vazão mais ou menos regular. Suas curvas são móveis, apresentando migração lateral relativamente moderada, mas não tão velozes quanto a dos canais anastomosados. Possuem uma margem erosiva e outra de aggradação de deposição de barras, expondo a dinâmica de movimento ao longo do tempo. Por vezes um braço (meandro) do canal é desconectado da rede de drenagem, formando lagos ferraduras.

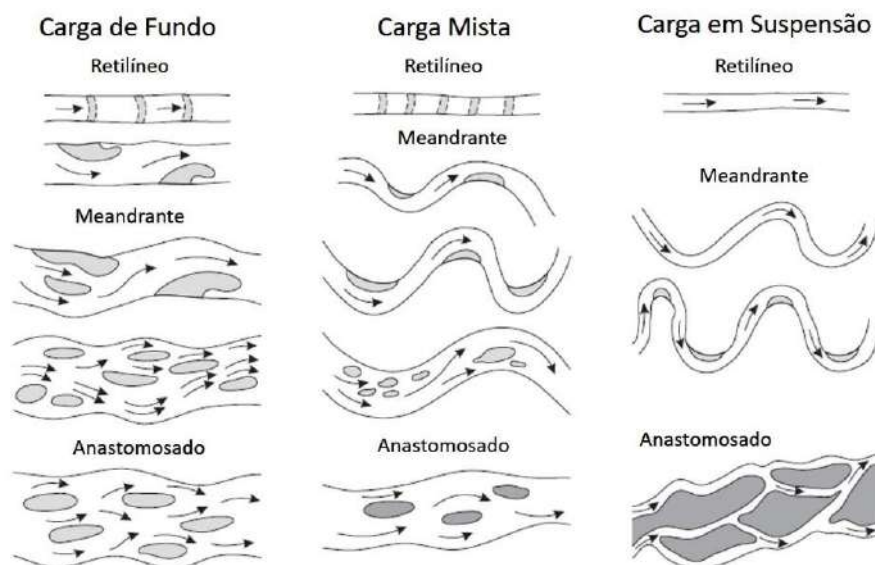


Figura 17 – Formas de Canais Fluviais. Fonte: adaptado de Hugget (2007).

Os principais tipos de depósitos relacionados aos cursos d'água são os residuais e em barras. Os depósitos residuais costumam ser compostos de materiais grosseiros, extremamente pobres de frações finas. Depositam-se nas partes mais profundas dos alvéolos, de maneira descontínua, e preservam-se quando recobertos por camadas mais finas de sedimentos. Quando apresentam um grande grau de fração areia, podem ter marcas de ondulação, atestando a movimentação do material em trânsito no fundo do leito (MENDES, 1984).

Os depósitos em barras registram a acumulação fluvial de material de carga de fundo, no interior ou contíguo aos canais, na forma de massas emersas (MENDES, 1984). Desenvolvem-se nas partes mais rasas dos canais ou nas porções de meandros de agradação. Nos canais anastomosados, a grande maioria das barras é de caráter temporário, devido à contínua migração lateral rápida da malha de canais que os compõe. As barras possuem um formato tabular, tendo seus contornos variáveis, de acordo com o formato do canal que a deu origem. As barras de canais meândricos diferenciam-se do retilíneos por serem notadamente arqueados quando em visão em planta.

Para os canais meândricos, os sedimentos que compõe os depósitos de barras são normalmente arenosos e apresentam, em geral, uma estratificação cruzada devido à migração das marcas de ondulação que agradam a barra. Quando as partículas de carga de fundo possuem uma má seleção e uma grande diversidade, observa-se um decréscimo ascendente da granulometria. Se o curso fluvial em questão possuir uma carga de transporte de material mais fino, o topo do depósito pode ficar marcado pela presença de camadas lamosas relacionadas ao extravasamento de planície de inundação. A sequência típica de sedimentação em depósito de barra corresponde à porção inferior de textura arenosa de estratificação cruzada, sucedida por uma camada de areia mais fina, de estratificação cruzada ou laminar, encerrando-se em uma estratificação plano paralela de material mais fino. Em regiões de clima seco, dunas podem se formar sobre os depósitos de barras, incorporando-se aos depósitos. Estes possuem uma seleção granulométrica muito melhor, e seus grãos são mais arredondados que os dos sedimentos fluviais (MENDES, 1984).

Para as barras formadas em canais anastomosados, podem-se distinguir dois tipos de depósitos, de distinção basicamente granulométrica: depósitos de

detrítos grosseiros (cascalhos, seixos e grânulos) e depósitos de detritos finos (areias e lamas). Os depósitos de constituição grosseira ocorrem em rios de saídas de áreas montanhosas. Já a de detritos finos ocorrem em rios que possuem vazão controlada pela sazonalidade. As constituídas de material fino seguem a mesma sequência deposicional das barras formadas em canais meândricos. A sequência sedimentar de barras formadas por detritos grosseiros apresenta a base formada por sedimentos grosseiros, com cascalheira generalizada, seguido do aporte de areias médias de estratificação, cruzada alternada por areias finas. O ciclo pode se encerrar ou não com camadas plano paralelas lamosas, típicas do extravasamento da planície de inundação. Nesses depósitos de barra, os sedimentos rudáceos podem compor até 90% dos depósitos preservados, visto que ciclos contínuos de erosão acabam por remover os sedimentos mais finos (MENDES, 1984).

Grande parte dos rios, exceto aqueles encaixados em áreas montanhosas, possuem em suas adjacências uma parcela de terra moderadamente plana, denominada planície de inundação, a qual é formada por sedimentos e detritos depositados pelo extravasamento das águas do canal. Estas inundações podem ocorrer com certa frequência, cobrindo parte da planície de inundação, ou de maneira mais esporádica, cobrindo toda a planície de inundação. Thomas (2000) aponta que as planícies de inundação se formam pela ação demorada e contínua no tempo, podendo seus registros sedimentares alcançar até 100.000 anos, o que os torna excelentes alvos para investigações paleoambientais. As planícies de inundação são constituídas de um material mais fino que é carregado em suspensão durante as inundações, e que, após a descida das águas, se deposita de forma plana ou laminar, com sucessivas camadas paralelas, o que atesta diferentes episódios de inundação.

Conforme a evolução do rio, segue no tempo e no espaço alguns setores de planícies de inundação que se desconectam dos leitos maior e menor dos rios, configurando os terraços fluviais.

Por terraço fluvial se entende uma área relativamente plana limitada por superfícies inclinadas ao lado de encostas, as quais representam registros dos antigos fundos de vales que foram abandonados nas adjacências das margens de um rio após sua incisão e contínua evolução (HUGGET, 2011). Uma vez que o perfil do vale é formado por incisão vertical, uma nova planície de inundação

se forma em nível mais baixo, deixando a antiga planície em nível mais elevado, constituindo o registro ambiental da evolução do curso d'água na forma de terraços em degraus (VALENSISE, 2013).

Quando a incisão vertical do rio é mais rápida que a migração lateral de seu canal, observa-se a formação de terraços emparelhados em ambos os lados do rio. Quando a migração lateral de um rio é superior à sua incisão vertical, ocorre a formação de terraços não parelhados em suas margens (VALENSISE, 2013).

Terraços Rochosos formam-se em vales que o curso d'água corta um leito rochoso produzindo vale em V, e seu leito se alarga por erosão lateral. Cada momento de erosão lateral deixa como produto um fundo chato, recoberto por uma camada delgada de cascalho. Cada novo momento de incisão vertical no fundo do vale deixa, então, como registro o antigo fundo de vale, na forma de terraço com piso rochoso. Este tipo de terraço é indicador de momentos de erosão prolongada, geralmente resultante de atividade tectônica. (HUGGETT, 2011; VALENSISE, 2013). A Figura 18 ilustra alguns desses processos:

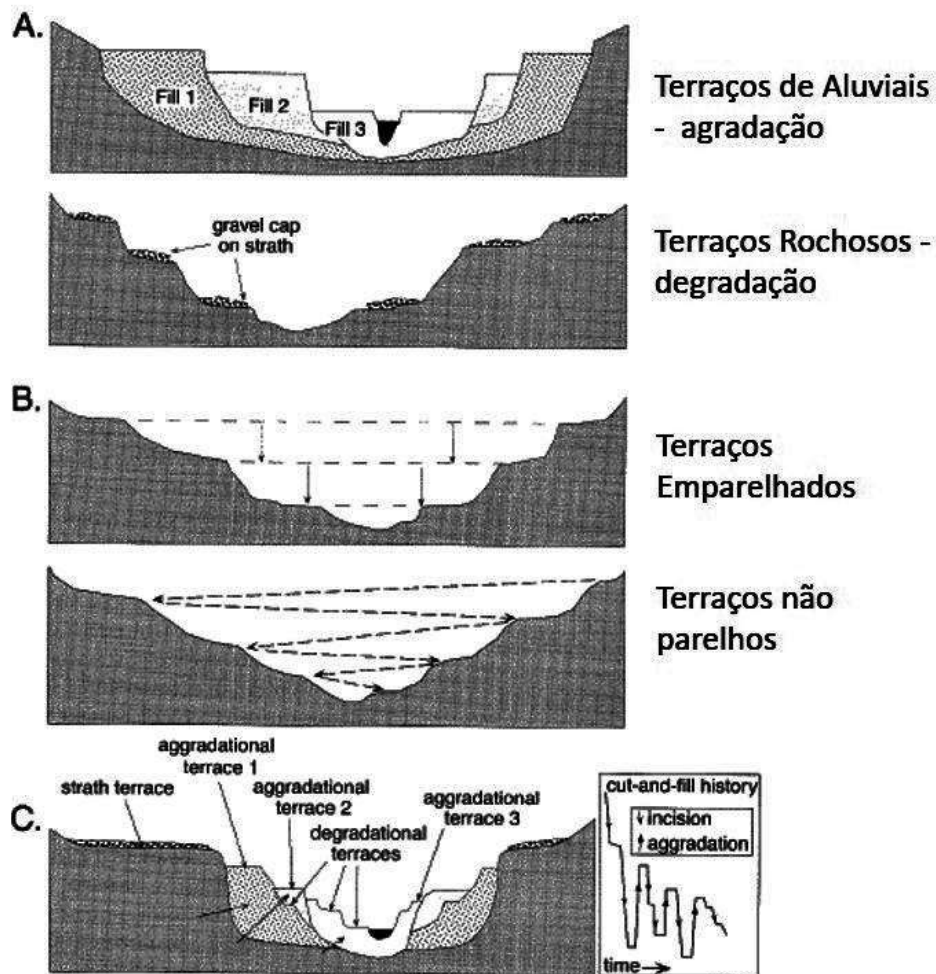


Figura 18 – Esquema de formação de terraços fluviais. Fonte: Valensise (2013).

Segundo Hugget (2011) os principais processos relacionados à gênese dos terraços fluviais são divididos em quatro grupos, os quais podem atuar em conjunto e em diferentes combinações: 1) movimentação tectônica e isostática; 2) mudanças eustáticas e oscilação do nível do mar; 3) mudanças climáticas e 4) captura de fluxo d'água.

A movimentação tectônica age através da formação de um novo nível de base, desencadeando uma ação de incisão vertical no rio, cortando a antiga planície de inundação e gerando um novo ciclo de sedimentação. De maneira similar funciona a queda do nível do mar, rebaixando o nível de base e acionando um novo ciclo de erosão. Durante os estádios glaciais e interglaciais do Pleistoceno, observa-se a formação de uma suíte de terraços controlados pela

ascensão e pela queda de até 100 m do nível do mar, principalmente para rios costeiros.

No último exemplo, a oscilação do nível do mar relaciona-se a mudanças climáticas. Mas, para áreas do interior do continente, essas mudanças também são sentidas através da disponibilidade de umidade no ambiente. As mudanças climáticas afetam o volume d'água de descarga dos rios, influenciando a competência de transporte em termos de volume e tamanho de sedimentos. Para rios de regiões glaciais, observa-se momentos de deposição, na forma de cascalheiras em momentos de perda de competência, e incisão nos momentos de volta de fluxo pelo aumento de água disponível no interglacial. Nas regiões áridas e semiáridas, onde a vegetação não cobre boa parte da paisagem, momentos de aumento e de queda de precipitação influenciam diretamente no suprimento de sedimentos disponíveis para os riachos.

Quando o terraço fluvial é formado pela captação por outro curso d'água, observa-se o abandono da antiga planície aluvial devido à incorporação de um trecho do curso d'água de dado rio a um de nível mais baixo. Assim se tem uma captura e o rio desce vale abaixo. Este processo gera apenas um único nível de terraceamento.

3.4. Formas e depósitos eólicos

A ação do vento como um agente geomorfológico é facilmente reconhecida onde há materiais em superfície soltos e onde a cobertura vegetal está ausente ou esparsa e onde a umidade do solo seja baixa (PYER, TSOAR, 2009).

Por esses motivos, os processos eólicos de transporte, erosão e deposição estão intimamente vinculados às regiões áridas do globo. Em outros ambientes a atividade do vento é limitada por uma eficiente cobertura vegetal, fornecendo proteção ao ar em movimento, diminuindo seu potencial de transporte e erosão. A umidade presente em climas subúmidos e úmidos atua de maneira a unir as partículas de solo, aumentando sua coesão e tornando-as mais resistentes a mobilização. Muito embora as feições eólicas estejam relacionadas a ambientes áridos e semiáridos atualmente, Goudie (2007) aponta que a atividade dos ventos durante as glaciações do Pleistoceno eram muito

mais elevadas, e muitos dos registros preservados na paisagem hoje dizem respeito a fases muito mais secas do que as atuais.

Os processos eólicos, aqueles geneticamente relacionados à ação dos ventos em movimento, podem ser divididos entre as etapas comuns a todo agente geomorfológico: transporte, erosão e deposição.

Os processos de transporte eólico iniciam-se quando há a ação do vento por intensidade e tempo o suficiente para vencer a resistência de coesão e o peso do material a ser transportado. Algumas das principais diferenças do agente eólico para o hídrico é que o ar é aproximadamente 50 vezes menos viscoso e aproximadamente 100 vezes menos denso que a água, o que resulta numa menor competência de transporte, embora numa seleção muito melhor (PYER, TSOAR, 2009). As partículas do tamanho da categoria areia, notadamente a areia fina e, subordinadamente, a areia média, são as que mais se mobilizam com a ação dos ventos (FRIEDMAN, 1961; PYER, TSOAR, 2009), embora todos os tamanhos da categoria areia sejam mobilizados durante o processo denominado saltação. Durante a saltação, como sugere o nome, os grãos de areia deslocam-se na direção do vento através de pequenos saltos, ficam em suspensão por um curto intervalo de tempo e, por conta de seu próprio peso e somados à diminuição da energia do fluxo de vento, voltam a tocar o chão, até o processo se reiniciar. A saltação é o processo de transporte mais eficiente na gênese de dunas.

As partículas entre os tamanhos de areia muito fina, silte e argila, com peso e massa menores que as de tamanhos areia fina e maiores, são denominadas de poeira, e podem ficar em suspensão durante longos intervalos de tempo e espaço. No tamanho poeira, o processo eólico de transporte de maior atuação é o de suspensão. Durante tempestades essas partículas são transportadas por distâncias muito longas sem voltar a tocar o chão. Plumões de poeira podem cruzar inclusive oceanos, como se observa no deslocamento entre material do deserto do Saara até regiões da Arabia Saudita e até mesmo da Amazônia (LANCASTER, 2005). Os principais depósitos vinculados a esse tipo de transporte são camadas de loess.

Por fim, e de maneira pouco significativa, o último processo de transporte perceptível pela ação eólica é o de arrasto. Quando as partículas em deslocamento por saltação e suspensão se chocam com um material na

superfície novamente é possível que este impacto gere um deslocamento, empurrando as partículas em colisão ainda em contato com o chão. A própria energia do fluxo de vento pode promover o arrasto de partículas, sem, contudo, retirá-las do contato com a superfície. As partículas que mais sofrem ação do arrasto são aquelas de tamanho areia grossa, muito grossa, seixos e maiores. O peso das partículas e o constante atrito com o solo fazem com que o transporte por arrastos seja pouco eficiente, movimentado o material por distâncias milimétricas ou centimétricas (LANCASTER, 2005).

Durante a intensa mobilização das areias em saltação, suspensão e arrasto, os grãos em transporte são constantemente submetidos a choques e a colisões entre si e entre os obstáculos do relevo, o que resulta em um trabalho intenso na sua superfície. Como resultado, observa-se um grão que tende para um arredondamento e esfericidade elevados, mesmo que em situações de proximidade com o material fonte. A energia cinética liberada entre a colisão de grãos acaba não só por aparar arestas e arredondar sua forma, mas o constante choque leva a fraturas a superfície do grão, retirando o aspecto polido, tornando-o fosco, em análise sob microscópio binocular (PYER, TSOAR, 2009). Se em um primeiro ciclo de erosão o grão de quartzo ainda possa resistir ao arredondamento típico do processo eólico, para as areias policíclicas isso parece ser menos significativo quando reinseridas no ciclo erosivo de antigos depósitos ou arenitos.

Durante a ação de transporte das partículas pelo agente eólico observa-se concomitantemente os processos e as formas de erosão e deposição promovidas pela ação dos ventos. Embora essas formas raramente sejam preservadas em mudanças climáticas para um clima úmido, ainda é possível encontrar seus registros em alguns setores da paisagem (HUGGET, 2011).

As formas de erosão promovidas pela ação eólica podem ser entendidas a partir de dois processos distintos, o de deflação e o de abrasão. Os processos de deflação são aqueles promovidos pela remoção dos sedimentos pelo processo de transporte, enquanto os processos de abrasão são resultantes da erosão de rochas e outras superfícies pela abrasão das partículas carregadas pelos fluxos de ventos.

As principais formas erosivas geradas pelos processos de deflação são as bacias de deflação e os pavimentos detríticos (ou desérticos). As bacias de

deflação podem escavar pequenas a grandes depressões em sedimentos inconsolidados, podendo ser de menos de um metro até cem metros de profundidade, mas nunca ultrapassando o nível do lençol freático, que estabiliza as areias e dificulta sua remoção pela deflação.

Os lagos de *playa*, PANs ou *sabkhas*, são um tipo de bacia de deflação, configurando depressões fechadas e muito comuns em regiões de sequeiro, onde não há conexão com a rede de drenagem (GOUDIE, 2006). Estão presentes em muitas regiões áridas do planeta, como na Patagônia e Pampa argentinos, Planícies Desérticas dos EUA, na Manchúria chinesa e partes desérticas da África continental (GOUDIE, 2006). Elas apresentam superfícies de ângulo baixo, instalando-se em material pré mobilizado e em faixas interdunares. Associadas a elas, observa-se na direção de sotavento, por vezes, a formação de pequenas ou grandes dunas, geradas do material deflacionado do interior da bacia de deflação. A estas dunas se dá o nome de *lunettes* (HUGGET, 2007), conforme Figura 19:

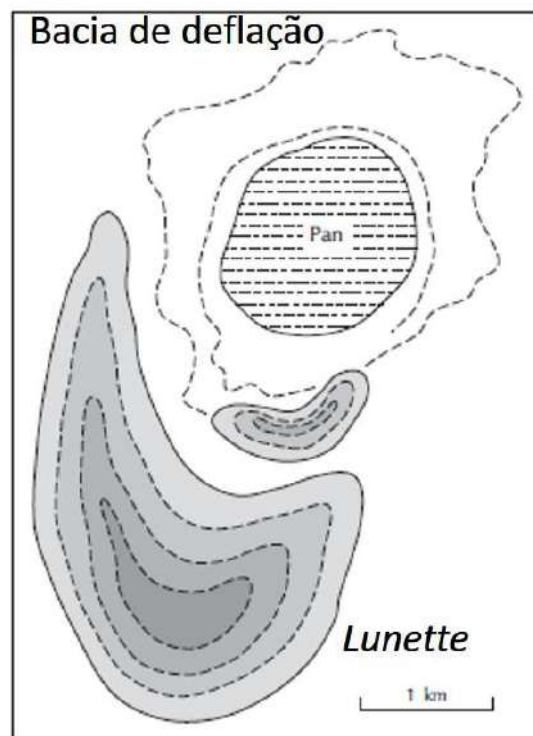


Figura 19 – Esquema da formação de uma bacia de deflação do tipo lago de *playa* e sua *lunette* associada a sotavento. Fonte: adaptado de Hugget (2011).

Outra forma de deflação muito comum realizada pelo vento em ambientes desérticos é denominada de pavimento detrítico, como ilustra a Figura 20. Como já exposto a respeito do transporte eólico, sabe-se que o vento é eficiente na remoção das partículas de areia, e até de argila. Através de uma contínua deflação e da retirada de material, observa-se a descida do nível da superfície do solo, restando apenas os materiais grosseiros, como seixos e cascalhos. Quando esses mosaicos de detritos não transportados configuram pequenas porções na paisagem são denominados de depósitos de *lag* (HUGGET, 2011). Quando os depósitos de *lag* cobrem grandes extensões de forma contínua configuram o que se denomina de pavimento detrítico, embora recebam também nomes como pavimento de pedra, pavimento desértico, *reg* ou *hammada* (GOUDIE, 2006).



Formação do pavimento desértico. A) esquema de deflação. B) depósito de *lag*

Figura 20 – Representação da Formação do Pavimento Desértico. Fonte a) Christophem (2012); e b) Hugget (2011).

Esse pavimento toma a forma de um manto de um ou mais clastos de espessura, e denuncia o antigo piso de um ambiente árido (GOUDIE, 2007). Pode ocorrer sobre muitos tipos de embasamento, desde a própria rocha, passando por regolitos, solos intemperizados, terraços e leques aluviais.

Somado aos processos de deflação é muito provável que o escoamento pluvial auxilie na remoção de seus sedimentos mais finos.

Uma das explicações a respeito da gênese das linhas de pedra está intimamente vinculada aos pavimentos desérticos. Tem-se linha de pedras quando se observa no interior de um pacote sedimentar a presença contínua de uma linha de seixos ou cascalhos. Tais linhas podem ser entendidas como antigos paleopavimentos desérticos, soterrados por sedimentos através da passagem do tempo e da mudança climática. Esse processo de formação de linhas de pedras resulta da erosão em lençol, que remove as partículas menores que o cascalho, e da colúviação durante a formação de pedimentos, causando o soterramento do antigo pavimento do deserto, anteriormente afetado pelo processo de deflação (GOUDIE, 2006). Assim, a linha de pedras é um registro de um momento de aridez intensa, resgatando a memória do antigo pavimento desértico.

Além das formas de erosão promovidas pela deflação dos materiais sedimentares ocorrem formas de erosão causadas pela abrasão do vento. Devido ao constante impacto das areias transportadas pelo fluxo eólico, o choque de partículas com materiais estacionários como blocos, matacões e escarpa rochosas promove o desgaste e o polimento dessas superfícies.

Uma das formas mais reconhecidas dos ambientes desérticos, com alta energia eólica, são os ventifactos, conforme Figura 21. O termo é usado para descrever rochas com facetas planas separadas por ângulos agudos. Podem apresentar uma, duas ou três faces achatadas pela abrasão eólica, lembrando pirâmides (HUGGET, 2011). Sua formação ocorre devido à presença de poeira e areia em transporte de saltação e de suspensão polirem a superfície de seixos e pedras, sendo que a face desgastada indicaria a direção do vento. É preciso ter cautela na interpretação de paleodireção do vento através de ventifactos, visto que eles podem ser deslocados. Os ventifactos podem se formar mesmo que não exista uma única direção preferencial do vento (GOUDIE, 2007).

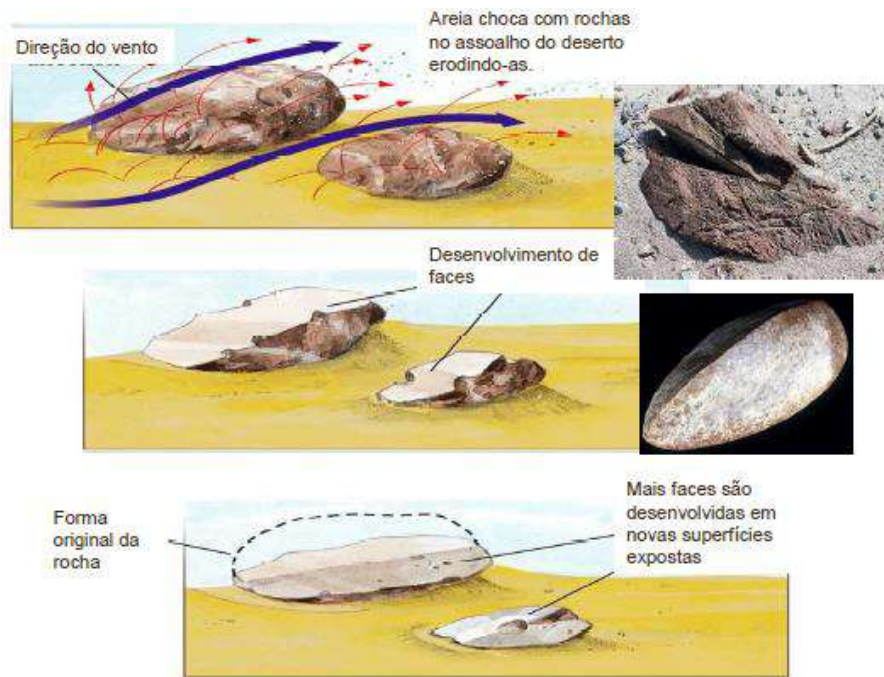


Figura 21 – Formação de Ventifactos. Fonte: Rener (2014).

Vê-se na bibliografia especializada o uso do termo *Honeycomb* para designar uma combinação de intemperismo com abrasão do vento em ambientes desérticos e eólicos. Portanto, o intemperismo em *honeycomb* é um termo usado para descrever numerosas pequenas cavidades ou alvéolos, com não mais do que alguns centímetros de largura e profundidade, separados por uma intrincada rede de paredes estreitas e que se assemelham a um favo de mel, como ilustra a Figura 22. O intemperismo do *honeycomb* é particularmente evidente em ambientes semiáridos e costeiros, onde os sais estão disponíveis e os ciclos de umedecimento e secagem são comuns. (HUGGET, 2011). Segundo Rodriguez-Navarro *et al.*, (1999), o vento promove o crescimento de sal evaporativo entre grãos na superfície da pedra, resultando no desenvolvimento de pequenas cavidades distribuídas na superfície da rocha. Uma redução na pressão do ar dentro das cavidades resulta em um aumento da velocidade do vento e em uma rápida evaporação. Esta rápida evaporação e consequente resfriamento deixa uma solução salina na cavidade, levando a uma desintegração granular mais rápida e maior do que no áreas circundantes, resultando, assim, na forma de *honeycomb*.

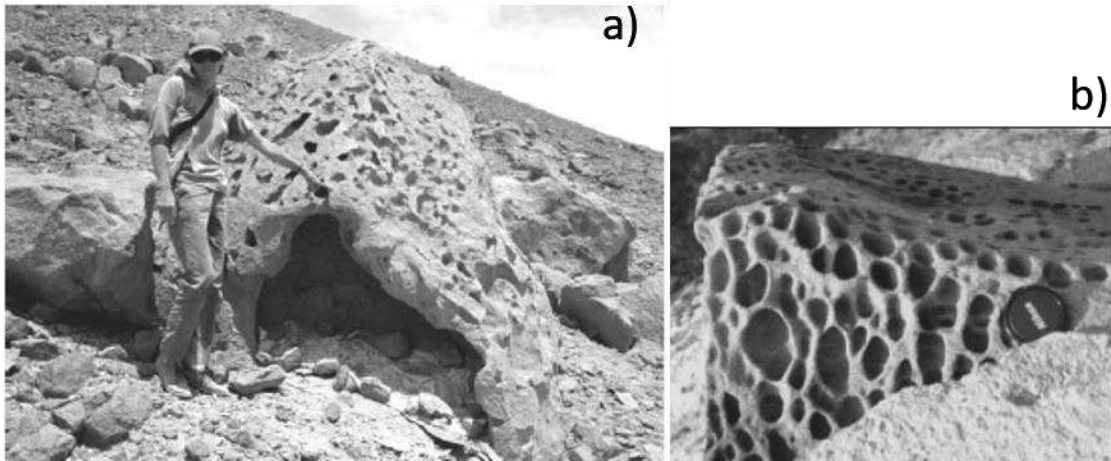


Figura 22 – Feições de *Honeycomb* em ambientes desérticos. Fonte: a) Hugget (2011); b) Rodriguez-Navarro *et al.* (1999).

A última faceta dos processos geomorfológicos eólicos, após transporte e erosão, é a deposição. Não que exista uma ordem sequencial desses processos, visto que após existir material pré-intemperizado para transporte o mais certo é que os três processos ocorram juntos, com diferentes momentos de intensidade.

A respeito do material pré-intemperizado, entendido como a fonte dos sedimentos a serem retrabalhado e depositados, Pyer e Tsoar (2009) apontam que em uma situação simples existiria um regolito arenoso não vegetado formado pela meteorização de arenitos ou outras rochas em um clima árido. Este material soprado pelos ventos poderia se depositar em diferentes formas eólicas, sendo as mais marcantes as dunas e os loess. No entanto, processos pluviais e fluviais muitas vezes desempenham um papel fundamental na pré-classificação e na concentração dos produtos do intemperismo antes que o transporte eólico ocorra (PYER, TSOAR, 2009).

O desenvolvimento de formas de deposição de dunas ocorridos quando em um conjunto de mais de mil km² – então chamadas de mares de areia –, ou em acumulações menores, de algumas centenas de km² – chamadas de campos de dunas –, pode ser considerado estáticos ou dinâmicos, dependendo da mudança de sua posição ao longo do tempo e espaço (PYER, TSOAR, 2009). As situações estáticas ocorrem principalmente em duas situações: em depressões topográficas ou na direção a favor ou contrária aos ventos, quando apresentado um obstáculo topográfico. Quando encontrados em depressões topográficas, os depósitos arenosos podem ser formados por retrabalhamento

eólico de sedimentos que foram transportados para o interior da bacia por processos hídricos, ou pelo retrabalhamento de areias previamente transportadas para o interior da bacia por processos eólicos pretéritos. Para os depósitos estáticos que se desenvolvem ao redor de um obstáculo topográfico, observa-se a desaceleração local ou a convergência do fluxo do vento regional. Já nos depósitos dinâmicos, ou seja, aqueles em movimento, os quais ocorrem principalmente onde haja um terreno plano sem obstáculos topográficos apreciáveis, possibilita-se que a migração dos depósitos arenosos ocorra na direção preferencial dos ventos sem muita interferência. A Figura 23 ilustra as diferentes situações descritas.

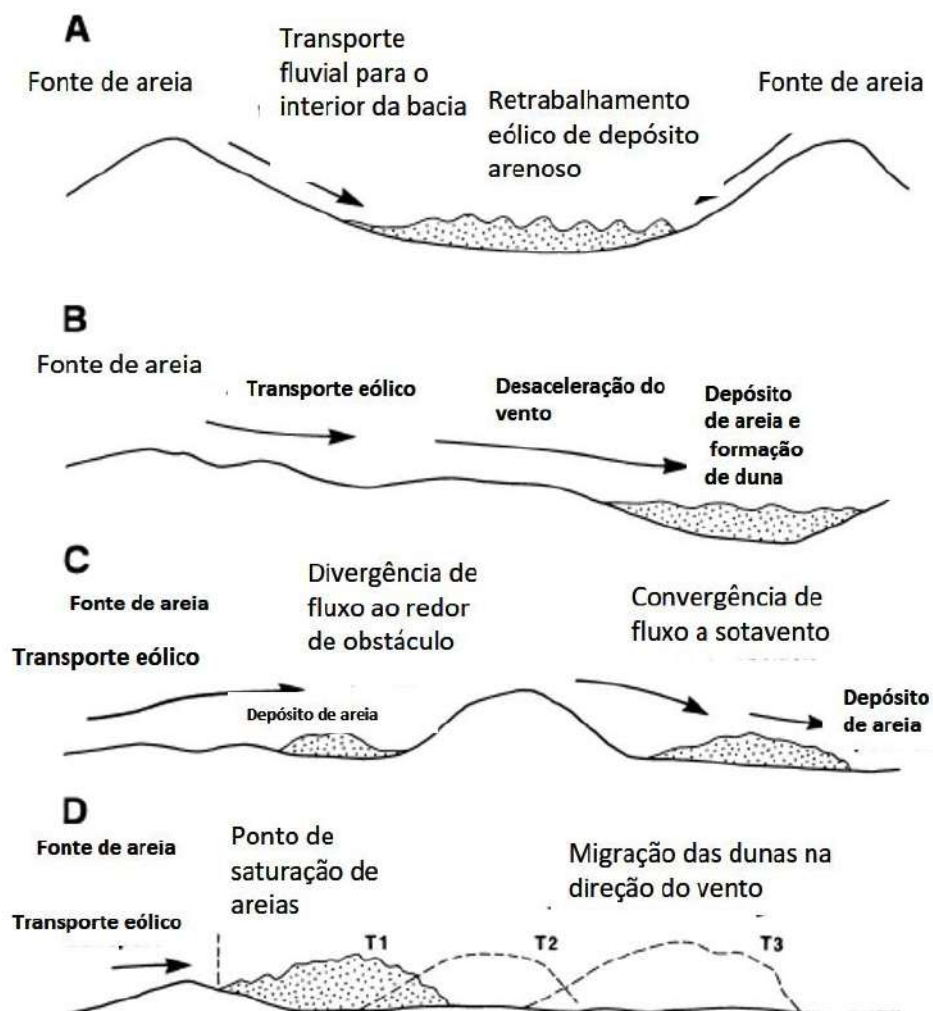


Figura 23 – Tipos de movimentação de depósitos arenosos. Fonte: Pyer e Tosar (2009), tradução própria.

Pyer e Tsoar (2009) indicam que, virtualmente, todos os mares de areia estão confinados a bacias deprimidas e se enceram ao encontrarem uma quebra de declive. A areia soprada por grandes distâncias, ao encontrar planaltos topográficos como cadeias de montanhas, os quais atuam como barreiras de fluxo, promove o acúmulo de areias. Pyer e Tsoar (2009) apontam, como exemplo, que as margens de muitos mares de areias, como os de o Issaouane-n-Irarraren, na Argélia, seguem de perto os contornos topográficos por várias centenas de quilômetros.

A unidade básica de deposição eólica pode ser considerada a duna arenosa. Uma duna pode ser definida, de forma simples, como uma colina ou cume de areia empilhada pelo vento (PYER, TSOAR, 2009). Suas dimensões são muito variadas, podendo ter menos de um metro a várias dezenas de quilômetros de extensão, enquanto sua altura varia de dezenas de centímetros a mais de 150 metros (PYER, TSOAR, 2009).

De maneira geral, a forma e a dimensão da acumulação das areias eólicas dependem, de acordo com Pyer e Tsoar (2009) de seis fatores: (a) disponibilidade de areia, (b) distribuição do tamanho de grão, (c) energia eólica, distribuição da velocidade e da variabilidade direcional, (d) cobertura vegetal, (e) presença ou ausência de obstáculos topográficos, e (f) mudanças climáticas sequenciais que podem provocar flutuações em qualquer um dos primeiros quatro fatores e levar à modificação das formas de dunas existentes.

De acordo com Goudie (2007), os ventos que sopram em uma direção preferencial promovem um lado denominado de barlavento, com uma pequena inclinação na direção do fluxo de ar, e do lado oposto, a sotavento, apresenta uma face de escorregamento (ou de avalanche) de inclinação mais aguda. Aí se observa uma assimetria no perfil longitudinal da duna, tendo a crista da forma deslocada para o sentido que o vento sopra, como ilustra a Figura 24.

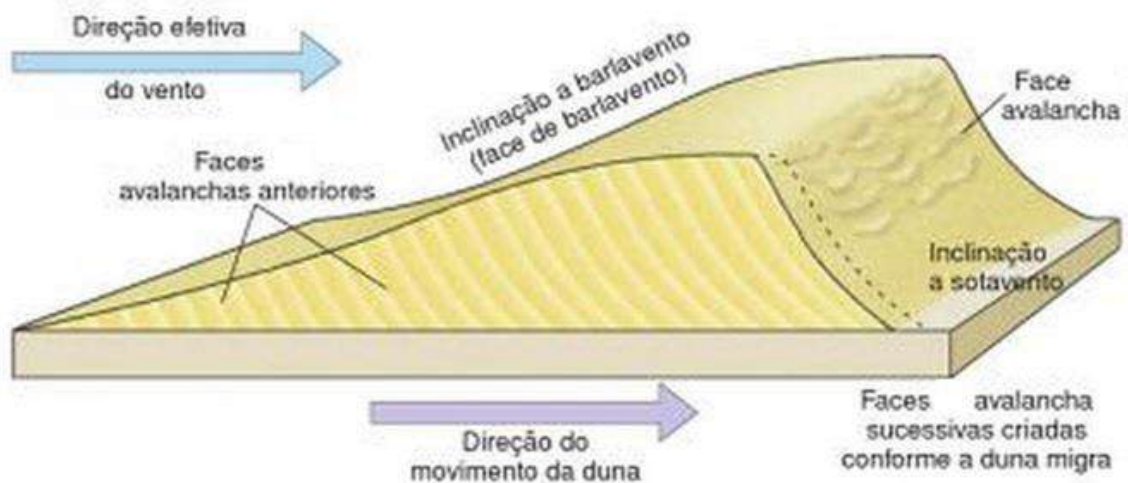


Figura 24 – Perfil assimétrico de uma duna. Fonte: Christopherson (2012).

Pyer e Tosar (2009) classificam as dunas simples em três grupos básicos (Figura 25): (a) aquelas cujo desenvolvimento está relacionado a obstáculos topográficos, (b) aquelas que podem ser consideradas como autoacumuladas (dunas autogênicas), e (c) aquelas cujo desenvolvimento é fortemente influenciado pela vegetação (dunas fitogênicas)

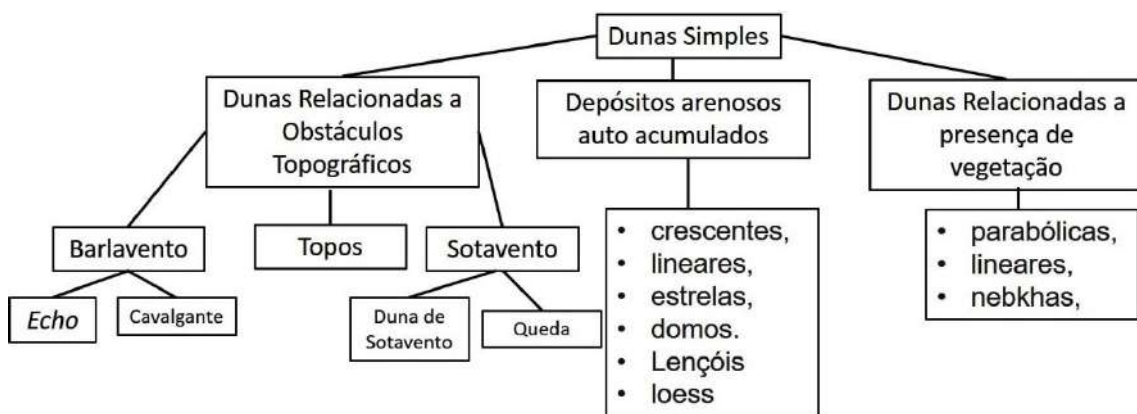


Figura 25 – Tipos de Dunas em relação à gênese. Fonte: adaptado de Pyer e Tsoar (2009).

A primeira categoria, dunas influenciadas por obstáculos topográficos, é dividida em acumulações de barlavento, as quais incluem dunas de

cavalgamento e dunas *echo*, seguido por dunas no topo de obstáculo, e, por fim, em acúmulos de sotavento, os quais incluem dunas sotavento e dunas de queda.

Obstáculos topográficos como matacões, escarpas e colinas levam a zonas onde o vento tende a mudar o seu fluxo, com regiões de aceleração, desaceleração e aumento de turbulência. Estas mudanças podem ocorrer simultaneamente e em diferentes combinações ao longo de uma área com um ou mais obstáculos (PYER, TSOAR, 2009). Como consequência, observa-se erosão e/ou deposição em diferentes setores. Nos setores onde a deposição ocorre são geradas as dunas estáticas, ou seja, que não avançam ou se alongam uma vez que tenham atingido uma situação estacionária.

Os termos sombra de areia, sombra atual, duna de sombra ou duna de sotavento são sinônimos para descreverem as dunas formadas pela desaceleração dos ventos por sotavento de um obstáculo, criando um setor de deposição. Essas dunas se desenvolvem melhor em situações de regime de vento unidirecional (PYER, TSOAR, 2009). Por vezes, as dunas de sotavento iniciam-se em forma de ferradura, tendo deposição em ambos os lados do obstáculo; eventualmente, os braços da ferradura podem se unir, transferindo o depósito de areia para o centro da ferradura, tornando-a mais alta. Com o tempo, esta duna pode se alongar e se tornar mais estreita. O depósito de areia pode se formar também a sotavento da lacuna entre os dois obstáculos, onde o fluxo de areia soprado é afunilado pela abertura e onde é depositado com a diminuição da energia do vento. A Figura 26 ilustra estas morfologias.

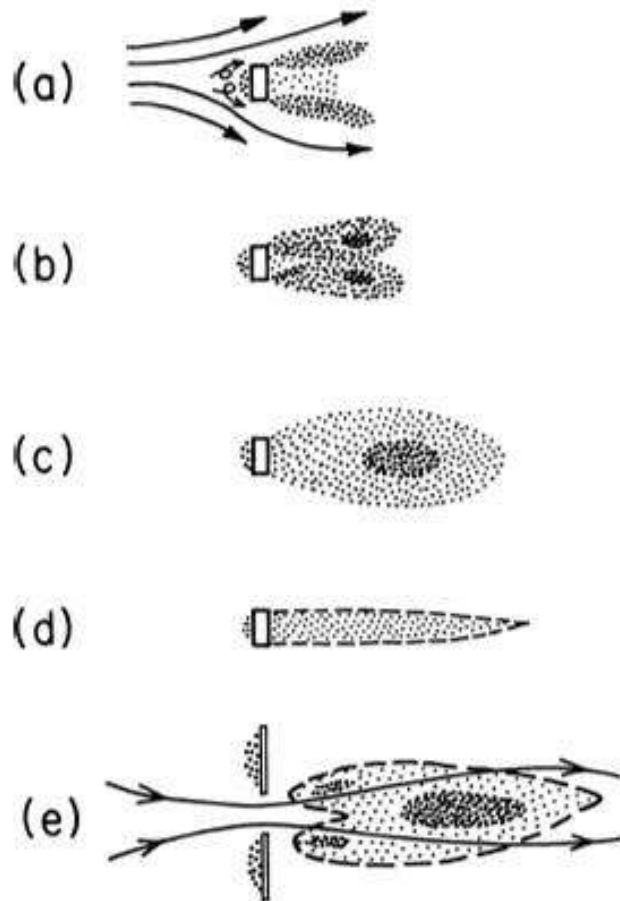


Figura 26 – Morfologias de dunas de sotavento. a) e b) dunas ferraduras, c) dunas sem braços de acumulação, d) dunas alongadas e e) dunas dentre lacunas de obstáculo. Fonte: Pyer e Tsoar (2009).

Quando os acúmulos de areia a sotavento ocorrem devido à diminuição do fluxo relacionado aos declives acentuados e abruptos de encostas, penhascos e falésias, as areias de transporte depositam-se na forma de dunas de queda, acompanhando o declive da vertente. Ali processos de gravidade de encosta atuam em conjunto, bem como eventuais processos pluviais (PYER, TSOAR, 2009).

A “contraforma” das dunas de sotavento são as dunas formadas na direção preferencial do vento, ou seja, as dunas de barlavento. Estas dunas se formam na frente de obstáculos topográficos, comumente nas frentes de penhascos, nas encostas de morros e em algumas colinas altas que podem conter esta forma associada. Essas dunas formadas na frente de grandes escarpas e de penhascos recebem a nomenclatura de dunas *echo* (PYER, TSOAR, 2009). Estas dunas só são mantidas através do tempo se a areia em

deslocamento for movida lateralmente ao longo da linha da escarpa por vórtices de vento localizados entre a escarpa e a própria duna. Eventualmente a areia depositada pode escapar por rupturas da falésia ou canais de drenagem. Como a altura do obstáculo excede a capacidade de transporte das areias pelo vento, a duna *echo* crescer em altura pelo barramento da vertente à sua frente, atingindo até cerca de um terço do tamanho do obstáculo ao atingir seu estado estacionário e de equilíbrio. A Figura 27 ilustra a formação de uma duna *echo*.

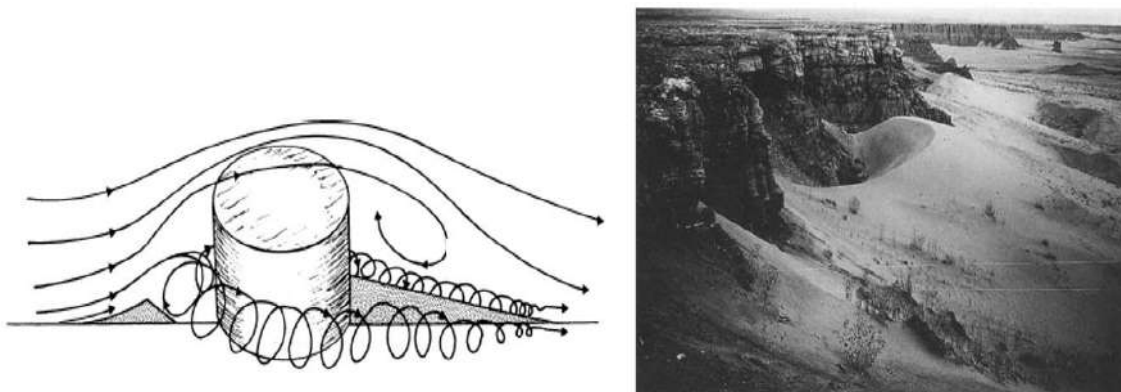


Figura 27 – Formação de uma duna *echo*. No croqui da esquerda: no canto inferior esquerdo, tem-se o turbilhonamento e a criação de um vórtex entre o obstáculo e, no canto inferior direito, uma duna *echo* formada no barlavento. A fotografia da direita ilustra uma duna *echo* em falésia no Arizona, EUA. Fonte: Pyer e Tsoar (2009).

Se a escarpa que serve de obstáculo não for íngreme o suficiente, o vórtex de turbilhonamento não se desenvolve, e, conseqüentemente, a areia é capaz de escalar a vertente, configurando, assim, uma duna de cavalgamento. De acordo com simulações feitas em túnel de vento, ângulos de escarpa menores do que 60° podem promover a formação de dunas de cavalgamento (PYER, TSOAR, 2009). Algumas vezes o termo rampa arenosa é utilizado para descrever as dunas de cavalgamento e as dunas de queda, que sofrem não só os efeitos da ação eólica, mas também acabam por perder suas estruturas internas e feições devido a processos pluviais, fluviais e de gravidade, típicos dos ambientes de encosta (GOUDIE, 2007; PAISANI 2006, 2007; PYER, TSOAR, 2009)

A última categoria de dunas relacionadas a obstáculos topográficos são as denominadas dunas de topo de obstáculos, dunas de topo de falésias ou simplesmente dunas de topo (PYER, TSOAR, 2009). Com frequência, há a

formação de uma zona de velocidade do vento reduzida ao longo da crista de escarpas, falésias e outros obstáculos. Como consequência, observa-se a deposição de areias em trânsito nestas zonas de velocidade de fluxo reduzido no topo de obstáculo (PYER, TSOAR, 2009). A Figura 28 ilustra o fenômeno.



Figura 28 – Observa-se duas formas na imagem, separadas pela crista de uma escarpa. Abaixo da crista ocorre uma duna de cavalgamento, subindo a encosta no sentido do vento. Acima da crista se observa dunas de topos, devido à desaceleração do vento. Fonte: Pyer e Tsoar (2009).

Pode-se observar nas areias sopradas pelo vento uma tendência para a autoacumulação em dunas, mesmo com a ausência de obstáculo. Bangold *apud* Pyer e Tsoar (2009) sugere que este efeito se dá devido aos grãos que, em transporte por saltação, se movem com maior eficiência através da superfície dura e pedregosa do deserto do que sobre areia solta e macia. Como resultado, a taxa de transporte de areia ao encontrar outra mancha arenosa é reduzida em comparação aos arredores, levando ao crescimento da mancha. Uma explicação alternativa aventa que existem movimentos aéreos secundários na atmosfera, a exemplo da movimentação de ondas. Esses movimentos, no formato de ondas, intrínsecos aos fluxos de ar ou gerados por rugosidades no terreno, causam a tensão superficial que resulta em zonas de erosão e zonas de deposição. Nas zonas de deposição formam-se as dunas (PYER, TSOAR, 2009).

Estando em uma situação livre de obstáculos, as dunas autoacumuladas possuem a capacidade de mobilidade pelo terreno. Ao se movimentarem em

direção ao fluxo preferencial do vento, elas acabam por gerar estruturas internas e morfologias próprias. As duas principais características da estrutura sedimentar interna das dunas móveis são a estratigrafia cruzada, devido à constante criação de novas faces de barlavento e avalanche, e as marcas de ondulações, causadas pela movimentação do fluxo de ar em ondas. Aí percebe-se uma diferença em relação às dunas originadas por obstáculos topográficos, as quais normalmente apresentam estrutura interna inclinada, devido às fácies de escorregamento, ou ainda, se maciças, devido ao retrabalhamento da turbulência de ar ou à conjugação a processos de vertentes (GOUDIE, 2007; PAISANI 2006, 2007; PYER, TSOAR, 2009).

As dunas autoacumuladas podem ser classificadas, morfológicamente, em: a) crescentes, b) lineares, c) estrelas, d) domos. As descrições a seguir são encontradas em Pyer e Tsoar (2009).

As dunas autoacumuladas de morfologia crescente são aquelas que apresentam uma forma com braços alongados em lua crescente, incluindo as barcanas, barcanoides. Formam-se sob a ação de ventos unidirecionais, com as extremidades (braços) acompanhando a direção do vento. A crista da duna posiciona-se perpendicularmente ao vento predominante. Quando a duna não apresenta a formação de braços, mas ainda possui a crista em posição perpendicular ao vento predominante, se denomina transversal.

As dunas lineares caracterizam-se por uma extensão apreciável, paralelismo entre si através de um espaçamento regular, normalmente caracterizado pela região interduna. As cristas das dunas seguem a direção do vento dominante.

As dunas estrelas caracterizam-se pela presença de três ou mais braços sinuosos em conjunção radial, unidos por uma única crista. Sua gênese se vincula a um regime de ventos complexo, com mudanças sazonais de direção.

As dunas em domo são formas simples, nas quais a areia se acumula em forma policonvexa, como um domo. A Figura 29 ilustra algumas morfologias de dunas autoacumuladas.

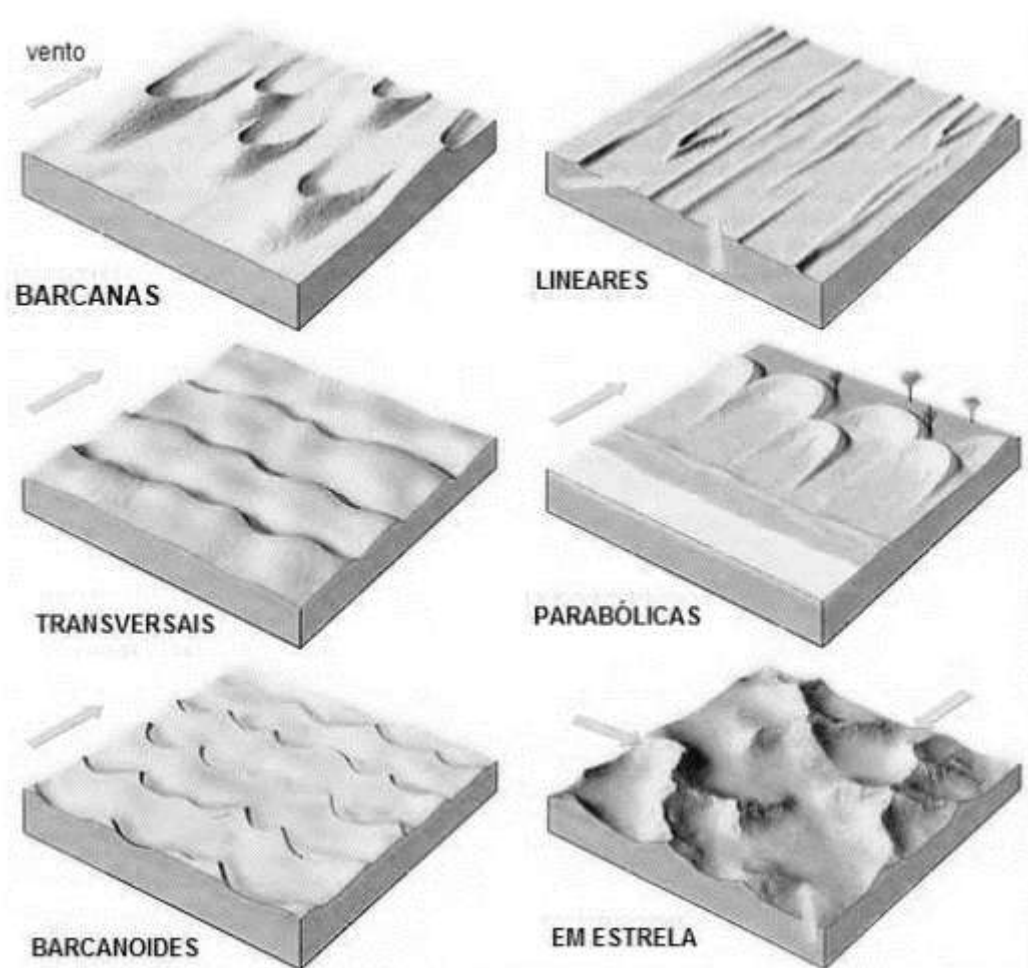


Figura 29: Morfologia de dunas autoacumuladas. Fonte: Brookfield (2011).

Além da formação autoacumulada em dunas, observam-se outras formas sem fácies de deslizamento, como são os lençóis de areia (PYER, TSOAR, 2009). Os lençóis de areia podem ser definidos como áreas de areia predominantemente eólica onde dunas com faces deslizantes geralmente estão ausentes. Na maioria dos casos, elas ocorrem periféricamente às principais áreas de dunas, mas ocasionalmente são rodeados por elas. Tais lençóis podem ser morfologicamente separados em listras de areias, lençóis de areia ou zibares.

As listras de areia são um subtipo de manto de areia que são marcadamente alongadas no plano, que lembram dunas longitudinais. As superfícies das listras de areia podem ser onduladas, planas, regularmente onduladas ou irregulares (PYER, TSOAR, 2009).

Lençóis de areia podem ser relativamente pequenos, com uma área de apenas alguns quilômetros quadrados, ou importantes características da paisagem regional, com área de quase 100.000 km². Cobrem a paisagem na forma de um manto que varia de alguns centímetros a dezenas de metros de espessura. O tamanho do grão dos depósitos do lençol de areia varia de areia fina, às vezes com uma significativa componente de silte, a areia grossa, mal selecionada. Com poucas exceções, areias depositadas em lençóis podem ser classificadas como mal selecionadas, apresentando uma mistura de diferentes tamanhos, muito embora possam ocorrer lençóis de areias finas ou com classes bimodais de areias (PYER, TSOAR, 2009).

Os lençóis de areia desenvolvem-se em ambientes eólicos onde as condições não favorecem o desenvolvimento de dunas com fácies de deslizamento. Kocurek e Nielson (1986) identificaram cinco fatores para a formação de lençóis de areia, sendo: (a) uma cobertura vegetal uniformemente distribuída, especialmente composto por espécies de gramíneas, o que pode favorecer uma acreção uniforme de lâminas de areia; (b) a presença de uma camada superficial de areia grossa, dificultando a mobilização das areias; (c) um lençol freático alto que dificulta a mobilização da areia, por manter a superfície úmida; (d) inundações periódicas ou sazonais também podem impedir o desenvolvimento das dunas, retrabalhando dunas incipientes e mantendo a areia molhada; (e) o desenvolvimento de crostas superficiais.

Por fim, alguns lençóis de areia mostram o desenvolvimento de cristas transversais sem faces deslizantes, que são conhecidas como zibares, formadas majoritariamente por areias grossas e muito grossas (PYER, TSOAR, 2009).

As dunas ancoradas por vegetação são mais facilmente encontradas nas regiões costeiras que nas áreas desérticas continentais, pelo fato de que a aridez dessas regiões dificulta ou inibe o crescimento de vegetação. Mesmo assim, dunas arenosas ancoradas por vegetação em desertos que recebem alguma chuva ainda são esperadas, somente nas regiões hiperáridas ou com sobrepastejo é que este tipo de formação se encontra ausente (PYER, TSOAR, 2009).

Plantas isoladas ou espaçadas tendem a se comportar como pequenos obstáculos, gerando turbulência, zonas de aceleração e zonas de redução da velocidade do vento. Assim como ocorre com as dunas criadas por obstáculos

topográficos, a vegetação pode ser o início da ancoragem de areias, formando dunas. A vegetação influencia de maneira mais significativa na erodibilidade das dunas. Ao se desenvolver sobre as dunas, a vegetação cria um papel protetor, afetando a sua mobilidade. Uma camada de gramíneas, por exemplo, protege a duna contra a ação deflacionária do vento, estabilizando a duna e impedindo sua mobilização. Em muitas regiões se pode observar dunas fósseis, desativadas e protegidas devido a uma cobertura vegetal (GOUDIE, 2006).

Dunas formadas por acúmulo de areia relacionadas à presença de vegetação incluem as dunas parabólicas, as dunas lineares estabilizadas por vegetação e as dunas *nebkha*.

As dunas parabólicas desenvolvem-se em forma de U ou V, com os braços voltados na direção contrária aos ventos. Seu lobo de deposição central é ancorado e estabilizado pela presença de vegetação. Desenvolvem-se em região de ventos fortes e constantes, com suprimento de areia menor do que o presente nas dunas barcanas. São frequentemente encontradas nas regiões costeiras e associadas às bacias de deflação, localizadas na parte central dos braços da duna ausente (PYER, TSOAR, 2009).

Nebkhas é um termo árabe que denomina montes de areias acumulados por até alguns metros ao redor de arbustos ou outros tipos de vegetação. Eles podem ocorrer isolados, nas áreas interdunas ou sobre outras dunas. A Figura 30 ilustra um *Nebkha*, também chamado de *Hummock*.



Figura 30 – Assim como as dunas de sotavento, a vegetação é um obstáculo ao transporte de areias. Neste caso, como o obstáculo é uma pequena vegetação, denomina-se de Nebkha a pequena duna. Fonte: Pyer e Tsoar (2009).

Por fim, temos os depósitos eólicos não relacionados à formação de dunas, como é o caso dos depósitos de loess. Estes depósitos são um sedimento eólico transportado em suspensão, na forma de uma nuvem de poeira comum em tempestades em regiões áridas. Devido ao tipo de transporte ser em suspensão, as partículas finas são as mais propensas à mobilização, constituindo o depósito de loess principalmente por silte ou lodo (mistura de silte e argila). Embora o tamanho de sedimento que mais represente um depósito de loess seja o silte, em regiões periféricas às áreas de dunas pode-se observar uma mistura de silte, areias e argilas, compondo um depósito franco. Quanto à sua estrutura interna, o depósito de loess apresenta-se normalmente maciço, sem estratificações aparentes ou com fraca estratificação laminar, devido aos sucessivos acúmulos de poeira. O loess cobre a paisagem na forma de um manto friável de silte, e, dependendo da topografia subjacente, a superfície de um depósito de loess pode ser quase plana, suavemente ondulante ou profundamente dissecada (GOUDIE, 2006; PYER, TSOAR, 2009).

Os depósitos de loess têm sido reconhecidos ao redor do mundo em antigas regiões periglaciais, devido aos processos de desgastes dos substratos rochosos ocorridos pela moagem de rochas na movimentação de geleiras serem

um dos mais eficientes produtores de silte. Assim, camadas de loess têm sido utilizadas para identificar os momentos de aridez dentro das regiões afetadas por glaciações durante o Quaternário (IRIONDO, KRÖHLING, 2007). Hoje, em muitos desses depósitos loéssicos, observa-se a formação de um solo rico, principalmente em partes da América do Norte e da Europa, mas também na Ásia Central, na China, e em áreas da Patagônia e dos Pampas na América do Sul.

4. Área de estudo e resultados

A seguir, é apresentado o quadro natural no qual a área de estudo se encontra atualmente. Os itens descritos na sequência expõem os resultados de laboratório e a interpretação preliminar, que serão a base para a reconstrução da cinemática recente da paisagem da área de estudo no capítulo final desta tese.

4.1. Clima

O recorte da área de estudo encontra-se inteiramente dentro do clima Subtropical Ib - Pouco Úmido com Inverno Frio e Verão Quente (ROSSATO, 2011), que abrange todo o reverso da Cuesta do Haedo. Esta área sofre grande influência dos sistemas polares vindos do sul durante o inverno, embora esteja sobre forte participação dos sistemas tropicais continentais vindos de NW, principalmente durante os meses de verão.

Observa-se uma quantidade de 1400 a 1700 mm de chuva por ano, embora haja uma má distribuição da precipitação, concentrando-se entre 70 a 90 dias ao longo do ano. Esta chuva ocorre em poucos dias ao mês, em média entre 6 e 9 dias, muito embora possa se concentrar entre 3 e 6 dias nos meses de maio, agosto e dezembro (ROSSATO, 2012). Já em agosto, além de uma queda na quantidade de dias de precipitação, o volume é bem reduzido, entre 75 a 115 mm, enquanto nos meses de outono e primavera ocorrem os maiores volumes de precipitação, entre 115 e 155 mm mensais.

O reduzido volume de dias de chuva para a região pode ser explicado pela movimentação dos sistemas frontais em contato com o *front* da *Cuesta do Haedo* (voltado para E) e o Escudo Sul-riograndense à sua frente. Assim, observa-se um corredor que permite a entrada dos sistemas frontais, ascendendo em áreas mais altas das escarpas das unidades citadas e formando nuvens, permitindo a precipitação e uma boa distribuição de chuvas no local. A quantidade de nuvens vai decaindo na direção do reverso da *Cuesta*, diminuindo o volume de precipitação e favorecendo sua má distribuição.

Devido à sua situação em uma área interiorana à continentalidade é um fator notável no controle das temperaturas para a área de estudo. No inverno as

temperaturas médias variam entre 11 e 14 °C, ocorrendo de 3 a 6 dias de geadas em média por ano, nos quais podemos observar temperaturas mínimas absolutas de -7 °C a -4 °C. No verão, os ventos vindos de NW e O associados à massa tropical trazem pancadas de chuva convectivas rápidas e isoladas, com temperaturas médias de 23 a 29°C, embora podendo alcançar valores absolutos de 38 e 41°C. A umidade relativa do ar acompanha a variação de temperatura, chegando a 65% em média nos meses de verão e a 85% nos meses de inverno. Os ventos encontrados na região apresentam velocidades médias maiores durante a primavera e verão, reduzindo-se entre o outono e inverno, sendo a direção predominante a de SE (SUERTEGARAY, 1989).

4.2. Hidrografia

O recorte de estudo, entendido como janela de Botucatu, está delimitada entre os interflúvios de duas bacias hidrográficas: a do Arroio Areal e a do Arroio Cati, contendo entre ambas também a bacia da Sanga da Tala, conforme mapa da Figura 31.

O Arroio Areal está localizado a oeste do recorte de estudo, possuindo 19 km de extensão e sendo formado pela junção dos Arroios Coatepe, com nascente a NE (277m de altitude) e do Arroio Salsal, com nascente a NW (250m de altitude), confluindo a 110 m para formar o Arroio Areal (5ª ordem). Sua bacia possui 314,702 km² de área, confinada dentro da Janela de Botucatu; tem seus divisores de água nos topos de basalto da formação Serra Geral ou em topos de morros testemunhos em litologia de arenito.

O Arroio Cati, de 5ª ordem, está localizado a leste do recorte de estudo, e possui 40,2 km de extensão, tendo suas nascentes a 260 m de altitude, a NE da área, em relevo de basalto. Sua bacia possui 309,64 km² de área, confinada dentro da Janela de Botucatu e tendo seus divisores de água nos topos de basalto da formação da Serra Geral ou em topos de morros testemunhos em litologia de arenito.

A Sanga da Tala, de apenas 4,86 km de extensão, possui uma bacia de 35,191 km² de área, inteiramente contida dentro da Janela de Botucatu, tendo seus divisores de água em relevo de cornijas de arenito, mas estando situada quase inteiramente em planície de inundação, sobre depósitos aluviais.

Os principais rios contidos no recorte de estudo são todos sub-bacias do rio Quaraí, e correm preferencialmente no sentido NE-SW, aos quais encontram sua foz a 100 m (Arroio Areal), 104 m (Sanga da Tala) e 110 m (Arroio Cati) de altitude. Observa-se a queda de altitude na calha do rio Quaraí em direção ao rio Uruguai (O), ao qual o próprio Quaraí é tributário.

Rede Hidrográfica: Interflúvios Arroios Areal e Cati (Quaraí/RS)

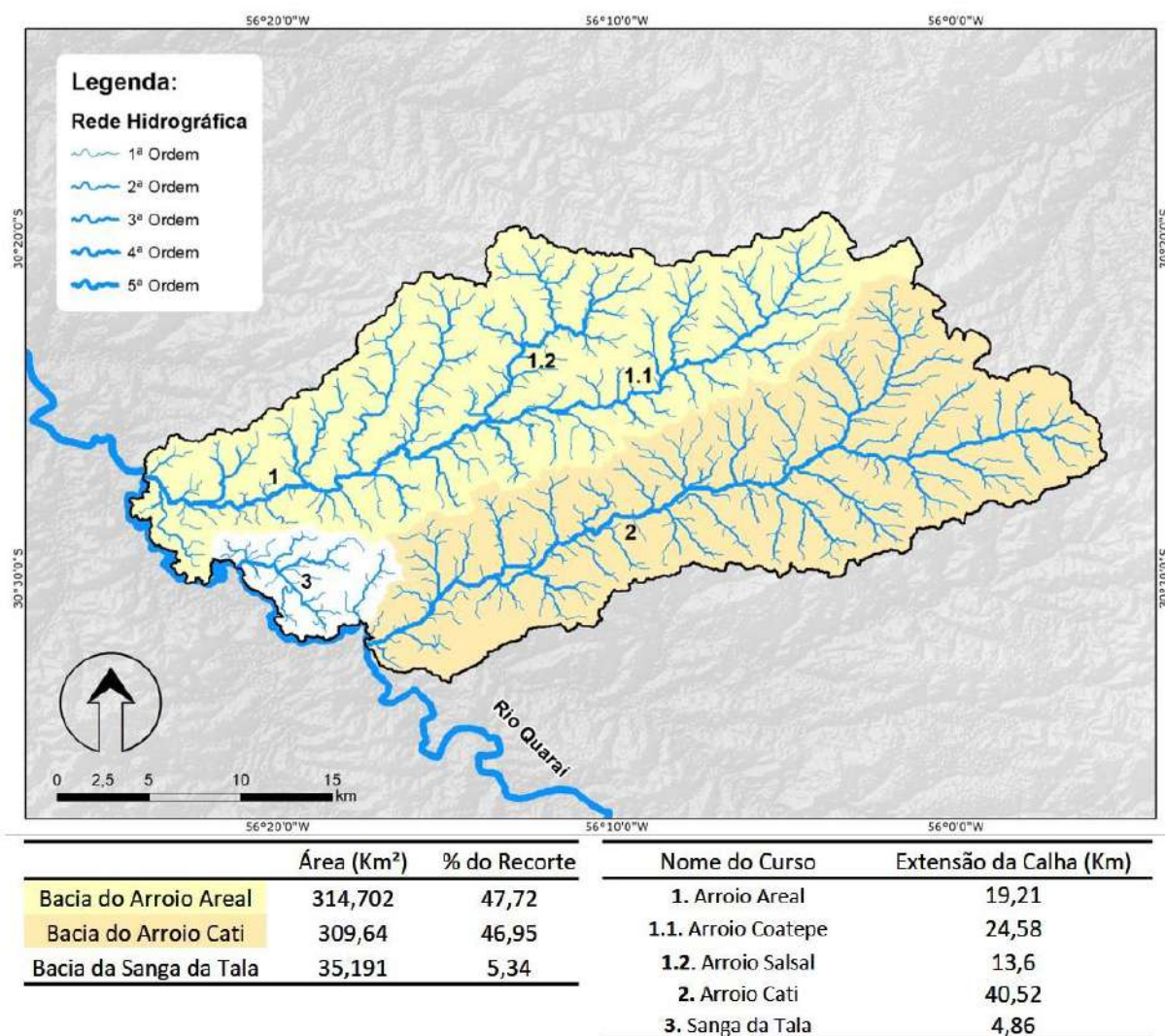


Figura 31 – Mapa da rede hidrográfica. Fonte: elaboração própria.

4.3. Geologia

Na região Sudoeste do Rio Grande do Sul constata-se uma sequência de rochas da Idade Mesozoica que preenchem o espaço da bacia sedimentar do rio Paraná: uma bacia intracratônica desenvolvida inteiramente sobre uma crosta continental, que foi preenchida com rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam desde o Ordoviciano até o Quaternário. A evolução tectônica-sedimentar desta bacia foi fortemente controlada pelas direções estruturais inerentes do seu embasamento, que é constituído por uma grande quantidade de zonas de fraqueza que se cruzam, dividindo esse embasamento em blocos de falhas. As zonas de fraqueza atuam como os principais agentes de dissipação de tensões intraplaca, permitindo movimentos recorrentes desses blocos ao longo dessas zonas (ZALÁN *et al.*, 1991).

Dentro do recorte da área de estudo persistem duas formações de uma sequência maior, a saber, por ordem cronológica: Formação Botucatu e Formação Serra Geral. Sobrepondo topicamente a estas formações existem depósitos mais jovens, de origem quaternária, formalmente mapeados como depósitos aluviais (Figura 32). Somados a estes últimos, ainda há a indicação de formações superficiais também quaternárias, que capeiam extensivamente o substrato rochoso.

Unidades Litológicas: Interflúvios Arroios Areal e Cati (Quaraí/RS)

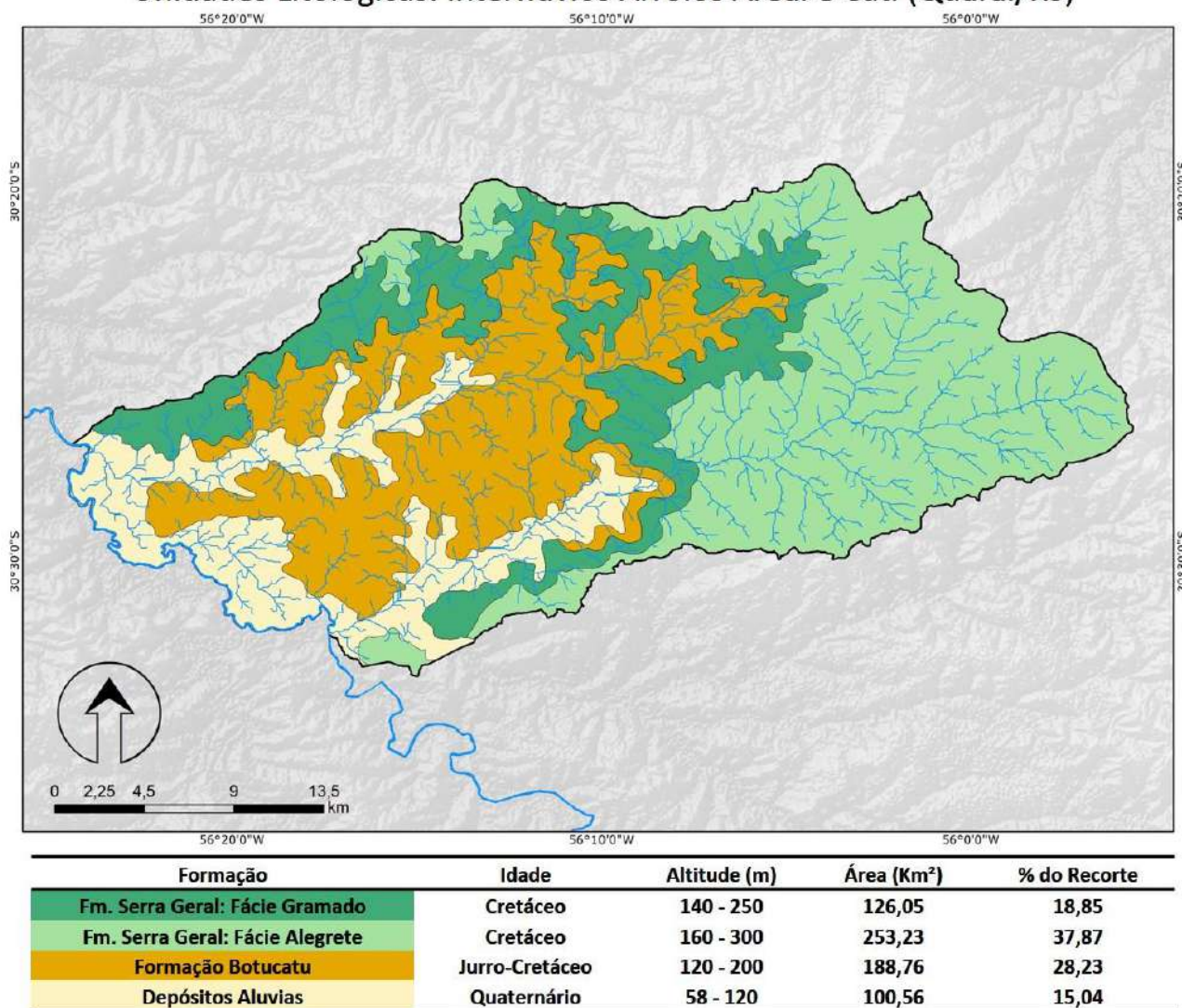


Figura 32 – Mapa de unidades litológicas.

4.3.1. Formação Botucatu

Para a área de estudo vemos situado sotoposto à Formação Serra Geral, os arenitos da Formação Botucatu (Figura 33). Topograficamente encontra-se entre 120 e 220 m de altitude, possuindo uma espessura média entre 50 m e 200 m na região entre os municípios de Quaraí e Artigas (DNPM, 1983; GAGLIARDI, 2008; MACHADO, 2005).



Figura 33 – Fotografia de afloramento de Botucatu em corte da estrada BR 293, à altitude de 150 m. Fonte: elaboração própria.

A Formação Botucatu, regionalmente, apresenta em sua caracterização granulométrica grãos quartzosos e localmente feldspáticos bem selecionados, de areias finas à grossas, e com grãos bem arredondados (SCHERER; LAVINA, 2006; MACHADO, 2005). Para a área de Quaraí e Artigas, trabalhos apontam uma participação muito menor das areias finas, com uma granulometria de média a grossa, caracterizando-se também por uma maior porcentagem de grãos subarredondados, com cerca de 90% de cristais de quartzo, 5% de feldspatos e 5% de minerais acessórios (BOSSI, NAVARRO, 1991; GAGLIARDI, 2008; SÁNCHEZ, 2014).

Para o presente trabalho coletou-se uma amostra a 176 m em encosta de morro testemunho ($30^{\circ} 27' 29,65''$ S e $56^{\circ}13'25,14''$ O) de arenito Botucatu, realizando-se análise granulométrica (Gráfico 1), morfoscópica (Tabela 4) e de difratometria de raios X (Gráfico 2).

Granulometria Botucatu

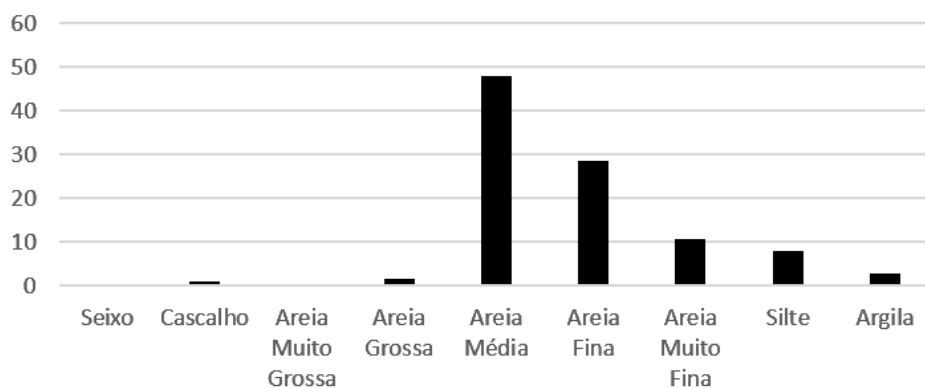


Gráfico 1 – Histograma granulométrico de arenito Botucatu.

Classe	Arredondamento (%)	Classe	Esféricidade (%)
Angular (1 - 2)	9	Baixa (0.3)	4
SubAngular (3 - 4)	0	Moderada (0.5)	7
SubArredondado (5 - 6)	19	Moderada (0.7)	51
Arredondado (7 - 8)	49	Alta (0.9)	38
Muito Arredondado (9)	23		

Tabela 4 – Arredondamento e esfericidade em arenito Botucatu.

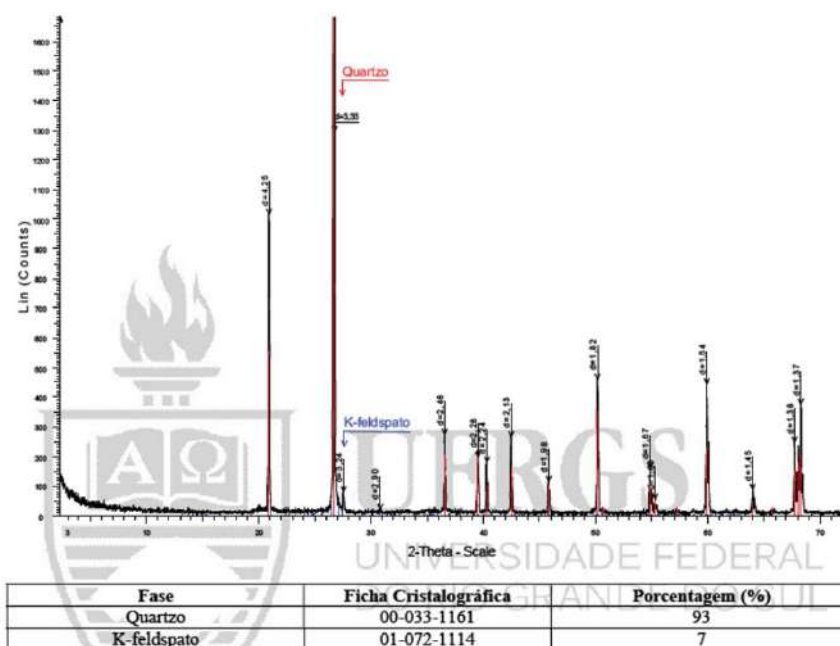


Gráfico 2 – Difratometria de raios X em arenito Botucatu.

Os resultados encontrados são compatíveis com os trabalhos anteriormente realizados localmente. O arenito Botucatu, essencialmente quartzoso, apresenta uma classe modal expressiva na areia média, seguida da área fina, onde os grãos médios são majoritariamente arredondados e moderadamente esféricos. Na análise da textura superficial dos grãos, observa-se um intenso fraturamento na superfície dos grãos, muita concreção ferruginosa, além de todos os grãos se apresentam foscos, sendo 10% Sacaroides, 56 % Mamelonados e 34% Lisos.

Interpreta-se o início de sua idade de formação para o fim do Jurássico Superior e início do Cretáceo Inferior, com o cessar de sua evolução com a sobreposição dos derrames de lava que elaboraram a Formação Serra Geral, durante o Cretáceo (SCHERER, 2000). O arenito possui feições de estratificação cruzada em grande escala com marcas de ondulação eólica, apresentando movimentação de grãos em sentido de subida e descida em perfil (SCHERER, 2000; SOARES *et al.*, 2008). Sua coloração avermelhada, segundo Soares *et al.*, (2008) é resultado de um processo de laterização associado à infiltração da água durante o clima quente de estação seca.

A combinação desses elementos aponta para a interpretação de um campo de dunas em constante movimento. Este erg se desenvolveu no paleocontinente do Gondwana, em clima árido, e possui Formação correlata na Namíbia, denominada de Etjo (WARREN, 2013). Para o lado uruguaio da fronteira, o Botucatu tem seu correlato na Formação Rivera (BOSSI, 1991). O cessar de sua evolução está associado com a derivação continental que veio a separar América do Sul e África, seguida de uma série de fraturamentos e *rifts* que levam ao extravasamento de lavas para formação de basaltos, riólitos e outras rochas de menor expressão da Formação Serra Geral.

Essa sucessão de derrames de lava sobre o paleodeserto do Botucatu dota porções do arenito de uma qualidade diferenciada, silicificando-os. Segundo Montanheiro *et al.*, (2011), existe uma origem físico-química para a silicificação, entendida pela dissolução dos derrames basálticos e pelo preenchimento silicoso nos poros do arenito Botucatu. Observam-se em zonas altas (cotas entre 180 m a 220 m) arenitos com importante conteúdo de cimento silicoso. Segundo GAGLIARDI (2008), ao estudar a litologia em Artigas, estas rochas passam por processos importantes de silicificação, que apagam o

contorno dos grãos pelo metamorfismo térmico devido ao contato das lavas da Formação Arapey (nome dado à Formação Serra Geral em território Uruguaio). Esta silicificação dota o arenito de uma dureza e resistência muito maior do que o abaixo, mantendo estruturalmente e por erosão diferencial o topo de morros testemunhos e cornijas das vertentes em arenito.

Somados a isso, ainda existem intercalação de camadas de arenito e sucessivos derrames da Formação Serra Geral que levariam, neste contado, à criação de um arenito *intertrap* de alta resistência aos processos erosivos. Os arenitos *intertrap* são encontrados em meio aos basaltos, em afloramentos de extensão variada; apesar de aflorarem em topos, entende-se que haveria basaltos por cima e por baixo dos mesmos. De coloração que varia de avermelhada a amarelada, são extremamente silicificados, formados essencialmente por quartzo, micas, turmalina, zircão e feldspatos; suas características os distinguem facilmente dos outros arenitos presentes na área, pois apresentam grãos subarredondados, silicificados e não apresentam feições de deformação (SÁNCHEZ, 2014).

4.3.2. Formação Serra Geral

Dando continuidade à sequência estratigráfica para a área de estudo, existe sobreposta a Formação Botucatu o registro de vulcanismo ocasionado pela ruptura do paleocontinente Gondwana. Este registro foi denominado formalmente por White (1908) como Formação Serra Geral, na bacia do Paraná, e possui correlação com as Formações Awahab e Tafelbert (PETRY, 2006) na Namíbia. Para além da fronteira, é denominada de Formação Arapey, em território Uruguaio (BOSSI, 1991). Segundo Nardy *et al.*, (2008) as rochas desta Formação se encaixam no Período Cretáceo, em um curto espaço de tempo datado entre 133 e 130 milhões de anos atrás.

A Formação Serra Geral é composta por derrames de basalto (Figura 34), basalto andesitos, riodacitos e riólito (NARDY *et al.*, 2008; CPRM, 2008). Estas rochas podem ser diferenciadas entre si através de suas características químicas, texturais e de arranjo entre sucessivos derrames, possibilitando dividi-las em seis fácies distintas (WILDNER, 2004). Dentre estas seis fácies, apenas

duas são encontradas no interior da área de estudo, sendo uma máfica: **Fácies Gramado** e uma félsica: **Fácies Alegrete**.



Figura 34: Fotografia de corte de estrada BR 293 com afloramento de basalto, fácies Alegrete, a 160m de altitude. Fonte: elaboração própria.

A **Fácies Gramado** é composta por um conjunto de derrames de espessura máxima de 300 m (WILDNER *et al.*, 2005; GODOY *et al.*, 2011) assentados sobre os sedimentos arenosos da Formação Botucatu. Neste período ocorreu a interdigitação entre derrames de basalto e sedimentos arenosos, gerando camadas de um arenito resistente, denominado de *intertrap*, possuindo entre 10

m e 30 m de espessura cada (SCHERER, 2000; SÁNCHEZ, 2014). Esta interdigitação aponta para a coexistência do deserto Botucatu com os sucessivos derrames de lava, até que cessado o aporte de sedimentos arenosos e iniciado um período de intensidade vulcânica, cuja gênese pode estar relacionada a um intervalo do vulcanismo (REIS *et al.*, 2014). Os sucessivos derrames geraram rochas básicas com espessura entre 15 m e 30 m por derrame, composta de basaltos granulares finos a médios de cor cinza, contendo horizontes vesiculares preenchidos por zeolitas, carbonatos, apofilitas e intercalados com os arenitos Botucatu (CPRM, 2009). No recorte de estudo essa fácies pode ser observada nas cotas altimétricas entre 140 m e 250 m.

Sobreposta a esta fácies existe uma sequência de rochas ácidas agrupadas na **Fácies Alegrete** (WILDNER *et al.*, 2005; GODOY, *et al.*, 2001). Esta fácies possui derrames espessos podendo chegar a 80 m de espessura por derrame de lava, e cujo empilhamento de derrames pode chegar entre 150 m e 450 m no centro oeste do Rio Grande do Sul (NARDY *et al.*, 2008). Estes derrames são compostos predominantemente de riolitos a riolitos de composição intermediária a ácida, possuem coloração cinza clara a esbranquiçada. Apresenta, por vezes, uma matriz vítrea com aspecto mosqueado, informalmente denominada de “sal e pimenta” (NARDY *et al.*, 2008; GODOY *et al.*, 2001). No interior da rocha ainda podem ser observados vesículas preenchidas por calcedônia e ágata (CPRM, 2008). No recorte de estudo pode ser observada nas cotas altimétricas entre 160 m e 300 m, o topo para a área em estudo.

Em uma pesquisa sobre a Formação Serra Geral em Quaraí, Sánchez (2014) identifica que os basaltos que afloram nessa região são homogêneos, cinza a cinza escuro, e com planos de fissilidade subparalelos, comumente apresentam textura afanítica a subfanerítica equigranular fina a muito fina. São constituídos essencialmente por plagioclásio e piroxênio, com pequenas porcentagens de minerais opacos, porções amigdaloidais e geodos, por vezes de ametista, opala e/ou calcedônia. A espessura máxima dos derrames basálticos na Bacia Hidrográfica do Rio Quaraí foi de 280 m, de acordo com o mapa da CPRM (2008), embora comumente a capa de derrames basálticos varie entre 90 até 123,5 m do lado brasileiro (FONDO DE UNIVERSIDADES, 2005).

4.3.3 Depósitos aluviais e coluviais

Pouco detalhado na bibliografia, os depósitos aluviais formalmente mapeados nos mapas geológicos em escala regional (CPRM, 2008; CPRM, 2015) são descritos genericamente como depósitos de areias grossas a fina, cascalhos e sedimentos silticoargiloso em calhas de rios e planícies de inundação.

No recorte de estudo, tais depósitos podem ocorrer tanto sobre as rochas basálticas da Formação Serra Geral quanto dos Arenitos da Formação Botucatu. Próximo ao rio Quaraí, observa-se a presença de pacotes de até 3m de espessura (FONDO DE UNIVERSIDADES, 2005). O mesmo trabalho, ao apresentar um mapeamento, associa os depósitos coluvionares – heterolíticos, desde blocos até argila – a processos gravitacionais da mesma unidade dos depósitos de origem fluvial: de cascalho e areia fina a grossa até silte-argila e areia muito fina nas planícies aluviais.

Lemes *et al.* (2013) descreve a presença de terraços fluviais onde se verifica a presença de cascalheiras de litologia diversificada e de bancos de argila, alçados entre, aproximadamente, 2 a 15 m sobre a referência de nível local do canal fluvial.

Suertegaray (1987) distingue os diferentes depósitos fluviais para a área de estudo: depósitos fluviais da Unidade A, de idade inferida para o Pleistoceno, e depósitos aluviais recentes, relacionados à evolução hídrica e ao trabalho de erosão, transporte e deposição nas calhas e nas planícies de inundação dos rios de tamanhos mais expressivos da região – notadamente o Quaraí e as porções média e inferior dos arroios Areal e Cati. Estes últimos depósitos são apontados pela autora para altitudes inferiores aos 100 m, embora em trabalho de campo possam ser encontrados até 120 m de altitude, principalmente no final de rampas ou intercoxilhas nas porções mais ao norte da área. Este item será melhor explorado adiante, quando individualizado nos compartimentos geomorfológicos.

4.3.4. Estruturas geológicas

O recorte de estudo apresenta-se, em comparação com a geologia regional, como uma janela de exposição do Botucatu, em distinção das áreas circundantes recobertas por derrames basálticos. Esta janela de arenito que ocorre na região é correlacionada com as resultantes dos falhamentos que ocorreram ao longo do rio Quaraí (MACHADO, 2005). O autor aponta que o Sistema do Aquífero Guarani (SAG) é seccionado na fronteira Oeste do Rio Grande do Sul por um Sistema de Falhas denominado de Jaguari-Mata (Figura 35), de direção SE-NW, que alçou as formações areníticas Guará e Botucatu via basculamentos.

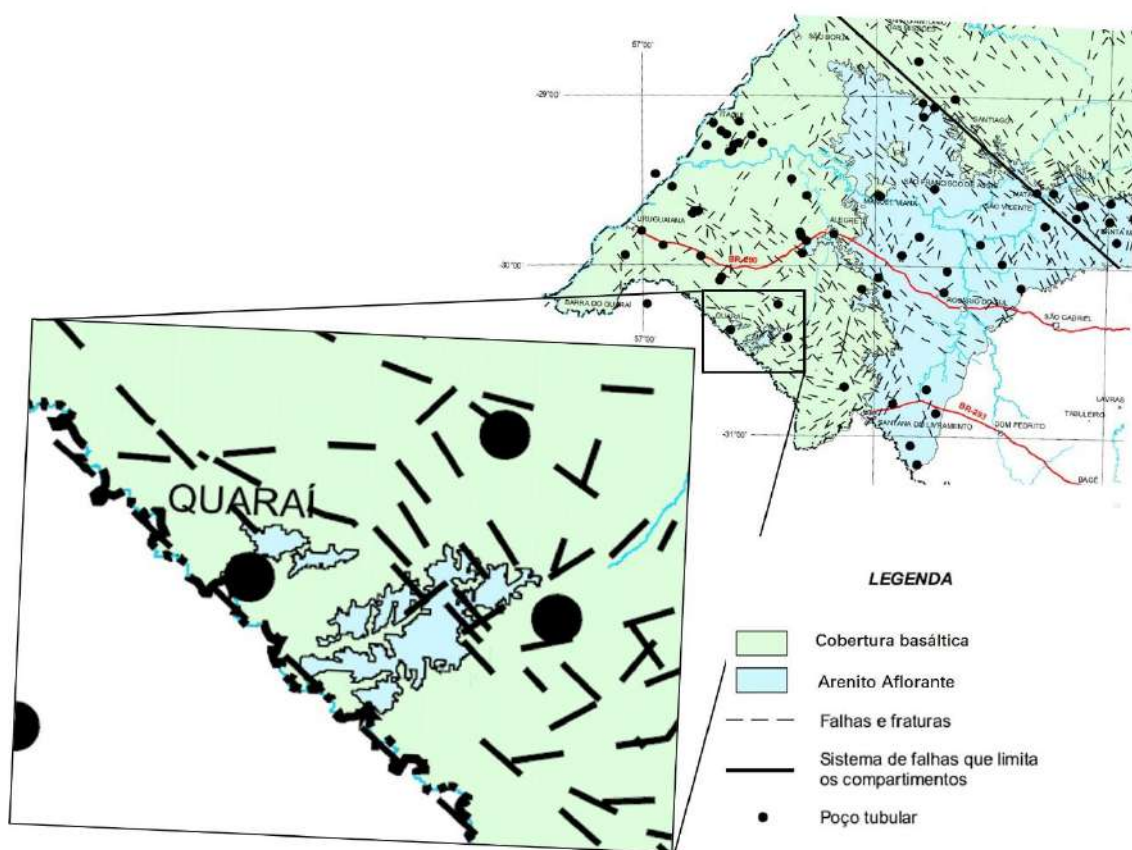


Figura 35: Sistema de Falhas denominado de Jaguari-Mata, detalhe para área de estudo, com falhamentos preferencialmente no sentido SE-NW e NE-SW. Fonte: adaptado de Machado (2005).

De acordo com Pérez *et al.* (2000), na região de Quaraí e Artigas os efeitos da tectônica de borda da Bacia do Paraná parecem ter sido mais importantes na gênese dos arenitos *intertrap*, depositados em antigos

paleovales, indicando a contemporaneidade entre os dois eventos. A tectônica acarretou a movimentação de blocos via basculamento, possibilitando aos arenitos originalmente capeados pelos derrames de lava aflorarem, formando janelas na superfície ao longo de episódios erosivos, ampliadas durante o intemperismo e as regressões paralelas, numa escala de tempo geológico.

Do lado Uruguiaio, propostas feitas por De Sant Ana e Veroslavsky (2004) e por De Sant Ana, Fernández e Fúlfaro (2006) apontam evidências da ocorrência de uma tectônica Cenozoica a partir da existência de grandes estruturas de direção NW, tais como o Arco de Rivera e seu prolongamento para E e W e os Arcos de Paguera e Artigas. Estes arcos se relacionam com o lineamento do Rio Arapey-Tambores, a formação da calha do rio Quaraí e dos arroios que estão encaixados em rochas vulcânicas tanto do lado de Artigas quanto em Quaraí.

A partir dessas observações (FONDO DE UNIVERSIDADES, 2005), sugere-se que a tectônica afetou os derrames vulcânicos e as camadas de arenitos na área, gerando falhas de direções preferenciais NS; NE-SW e NW-SE. O estudo aponta que o rio Quaraí está encaixado em um sistema de falhas de direção preferencial NW e, secundariamente, NS e NE, seguindo a direção preferencial do caimento da Cuesta do Haedo (HAUSMAN, 1995; SILVÉRIO *et al.*, 2004). Enquanto isso, grande parte de seus afluentes, do lado brasileiro, como em Sanga da Divisa, Sanga do Lajeado, Sanga do Salso, Arroio Garupa e Arroio Camoatim, encaixam-se em um sistema de falhas NE-SW. Vemos, então, a organização hídrica de maneira consequente para o rio principal, o Quaraí, e de maneira subsequente para seus afluentes principais, organização típica para relevos em *cuesta*.

Também ao analisar a configuração da rede de drenagem, trabalhos pioneiros como de Lisboa *et al.*, (1985) e Schuck e Lisboa (1987) apontam que o padrão de drenagem bidirecional do tipo ortogonal sugere o encaixamento em falhas tectônicas. Em menção específica aos arroios Areal e ao rio Quaraí, Schuck e Lisboa (1987) descrevem que os vales dos dois cursos correspondem a vales de linha de fratura, que por serem rios com vales maduros onde ocorrem depósitos aluviais, evidenciarão uma considerável história erosiva e deposicional dos cursos d'água. A marcada assimetria da drenagem, tanto da bacia do Rio Quaraí como a da bacia do Arroio Areal, seria uma evidência

geomorfológica de uma descontinuidade por falhas (Figura 35). O arroio Areal está adaptado a lineamentos de direção Nordeste e, nas proximidades do rio Quaraí inflete, através de um arqueamento de seu curso, adaptando-se à direção de lineamentos Noroeste. Esse arqueamento indicaria uma adaptação da drenagem à intersecção de duas direções tectônicas predominantes na área: NW e NE. A estes fatos, podemos concluir que, provavelmente, os limites correspondem a lineamentos tectônicos do tipo fratura (SCHUCK, LISBOA, 1987).

Portanto, a tectônica cenozoica alça por basculamento o arenito da Formação Botucatu, permitindo que ele aflore e, conseqüentemente, inicie o ciclo de processos erosivos e deposicionais que irão gerar os pacotes sedimentares quaternários em análise neste trabalho.

4.4. Compartimentação geomorfológica

Em relação à compartimentação geomorfológica, observa-se que o recorte de estudo se insere inteiramente dentro do reverso da Cuesta do Haedo. Esta identificação está baseada na classificação geomorfológica de Müller (1970), que individualiza no Rio Grande do Sul cinco unidades Geomorfológicas: o Escudo, a Depressão Periférica, o Planalto Basáltico, a Cuesta do Haedo e a Planície Litorânea. Além de Müller (1970), Maciel Filho e Sartori (1979), Hausman (1966; 1995) e Suertegaray (1987) têm utilizado esta divisão entre províncias geomorfológicas para o Rio Grande do Sul.

A Cuesta de Haedo está delimitada ao norte pelo rio Ibicuí e ao sul já em território uruguaio, pelo rio Negro. Estruturalmente, caracteriza-se por constituir um relevo homoclinal dissimétrico com *front* voltado para leste, e cujo reverso suave cai em direção ao rio Uruguai. O relevo de *cuesta*, no conjunto geomorfológico do Rio Grande do Sul, baseia-se nas diferenças altimétricas estruturais e de drenagem, embora haja similitude litológica entre esta unidade e o Planalto Basáltico. As referidas diferenças permitem detectar uma configuração regional de relevo individualizado para o sudoeste do Estado (SUERTEGARAY, 1987).

Este relevo de *cuesta* apresenta uma altimetria regional que varia entre 200 m a 300 m em seu *front* ao leste, declinando, progressivamente, ao longo de seu reverso em direção oeste até atingir, nas proximidades de calha do rio Quaraí, altitudes entre 90 m e 130 m. Na área em estudo, a Formação Serra Geral capeia o reverso da Cuesta, entretanto, é possível visualizar em algumas áreas de menor extensão a presença da formação de janelas de Botucatu em superfície, principalmente devido a basculamentos durante o Cretáceo.

O recorte de estudo deste trabalho é justamente uma janela do Botucatu, emoldurada por um divisor de águas em relevo plano a suave ondulado de litologia basáltica, com altitudes entre 260 até 320 m, o ponto mais alto do recorte (Figuras 36 e 37). Contígua aos pontos mais altos, observam-se encostas de rocha exposta ou com solos muito delgados de formação incipiente (200 – 240 m), fazendo conexão com os relevos sob o arenito. Aí se apresentam vertentes mais íngremes, de forte ondulação.

Hipsometria da Área de Estudo (Bacias Arroio Areal e Cati - Quarai/RS)

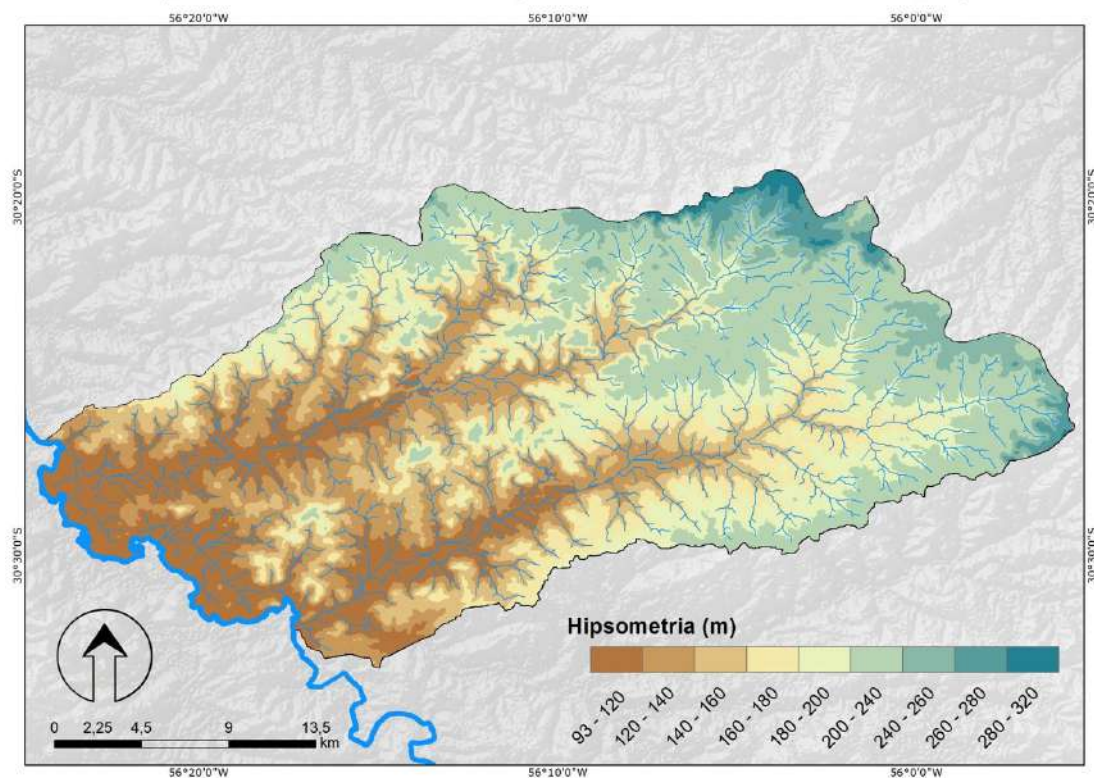


Figura 36 – Mapa hipsométrico. Fonte: adaptado de EMBRAPA (2005).

Declividade da Área de Estudo (Bacias Arroio Areal e Cati - Quarai/RS)

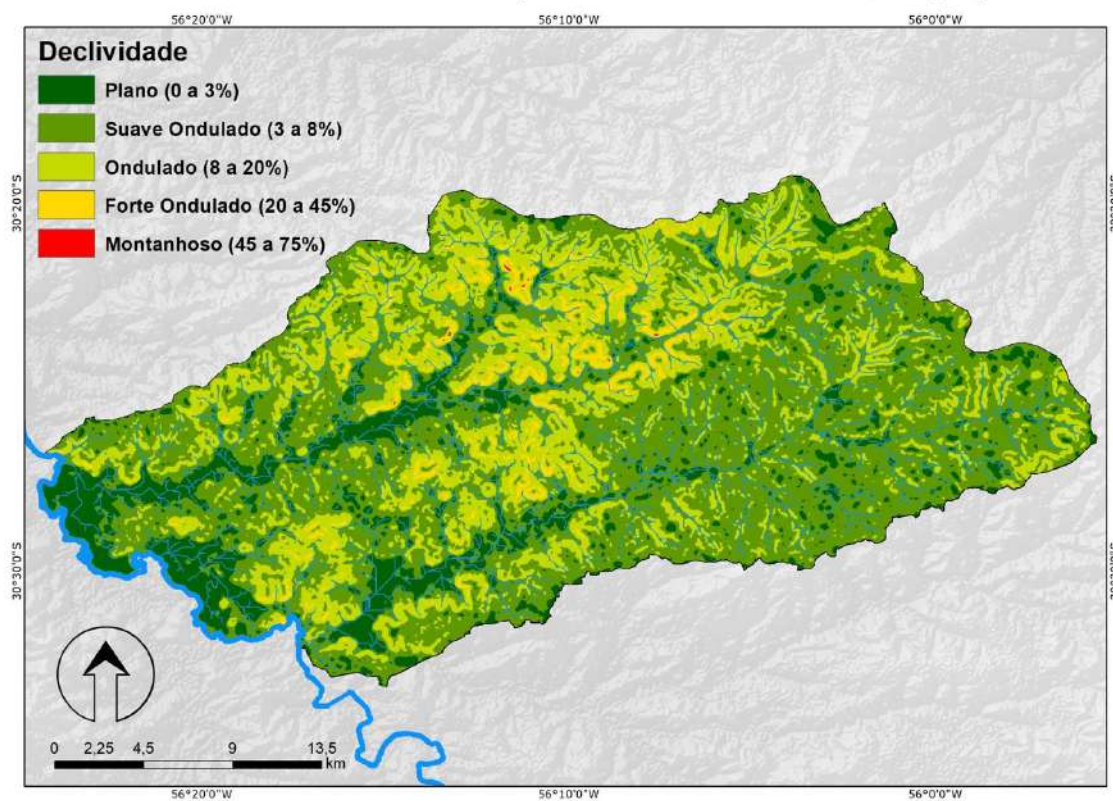


Figura 37 – Mapa de declividade com classes. Fonte: adaptado de EMBRAPA (2005).

A área de estudo apresenta-se como uma rampa decaindo de NE para SW, onde o trabalho de esculturação dos principais arroios (Areal, Coatepe, Salsal e Cati), associado a basculamentos e a um recuo paralelo de vertentes, escavou as litologias locais, expondo o Botucatu na superfície – o qual atualmente está extensivamente recoberto por sedimentos cenozóicos de idades variadas. O espaço rebaixado compõe um quadro de baixas coxilhas em arenito, pontilhadas por morros testemunhos e entremeadas por várzeas de diferentes tamanhos até chegar à planície de inundação do rio Quaraí, configurando uma rampa com desnível de 200 m até aproximadamente 93 m. Eventualmente observam-se rampas (*glacis d'accumulation*) associadas às encostas e aos morros testemunhos – muito embora hoje a maior parte da área se apresente recoberta por coxilhas arenosas ou por sedimentos inconsolidados de origem supostamente quaternária.

Percebe-se que o encaixe dos arroios no interior da janela de Botucatu possui direção de fluxo diferente dos demais cursos d'água sobre a Formação Serra Geral. Enquanto os demais rios sob rochas basálticas seguem a direção geral do caimento da Cuesta (para O, em direção a calha do rio Uruguai), os cursos d'água presentes dentro da janela de Botucatu apresentam-se, em sentido geral, a NE-SW. A janela de Botucatu figura como um compartimento embutido, individualizado, dentro do reverso da Cuesta do Haedo. Aí se observa a configuração de uma rampa de evacuação de sedimentos em direção ao rio Quaraí, que vai se espessando conforme as altitudes diminuem.

Os compartimentos de relevo mapeados para o trabalho serão expostos a seguir de maneira individual, trazendo as análises de laboratórios realizadas (granulometria, morfoscopia, LOE, difratometria e espectrometria) e descrições de campo (pontos de coleta, fácies). A Figura 38 ilustra os compartimentos geomorfológicos encontrados e a distribuição das unidades A e B mapeadas para a área de estudo.

Geomorfologia da Área de Estudo (Bacias Arroio Areal e Cati - Quaraí/RS)

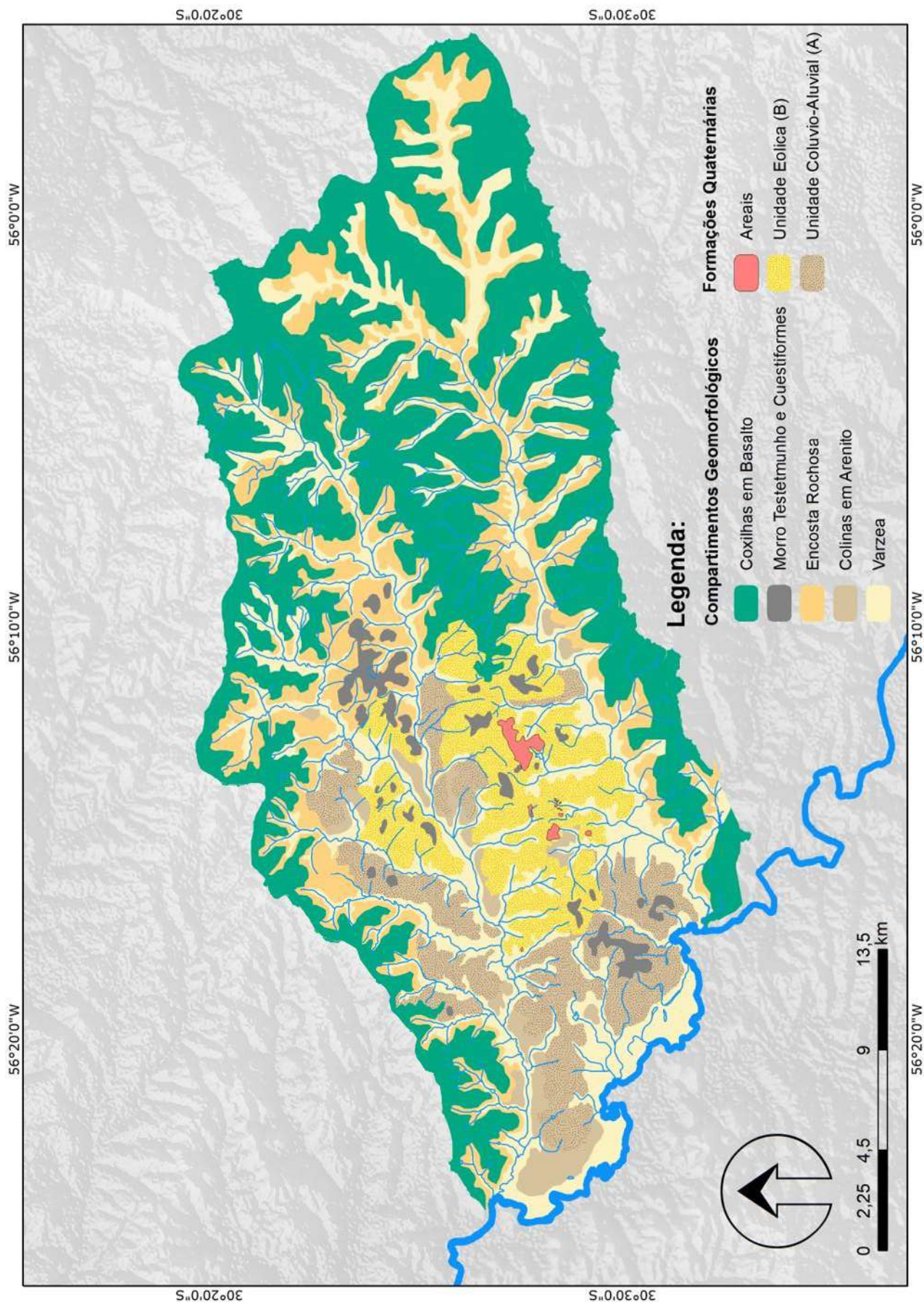


Figura 38 – Mapa de unidades Geomorfológicas do recorte de estudo.

4.4.1. Coxilhas em basalto

Como o compartimento individualizado nas maiores altitudes aponta as coxilhas policonvexas sobre relevo de basalto, expressivamente se estabelecem nas faixas entre 200 e 240 m no reverso da Cuesta do Haedo. No interior do compartimento, observam-se morros isolados (280 – 300m de altitude) representando os divisores de água e as nascentes dos arroios Areal e Cati. Este compartimento emoldura a Janela de Botucatu em estudo, representado por um relevo suave ondulado em litologia basáltica, que finaliza de maneira abrupta em cornijas mais resistentes de arenito, fazendo a passagem das encostas para o interior da Janela de Botucatu (Figura 39).

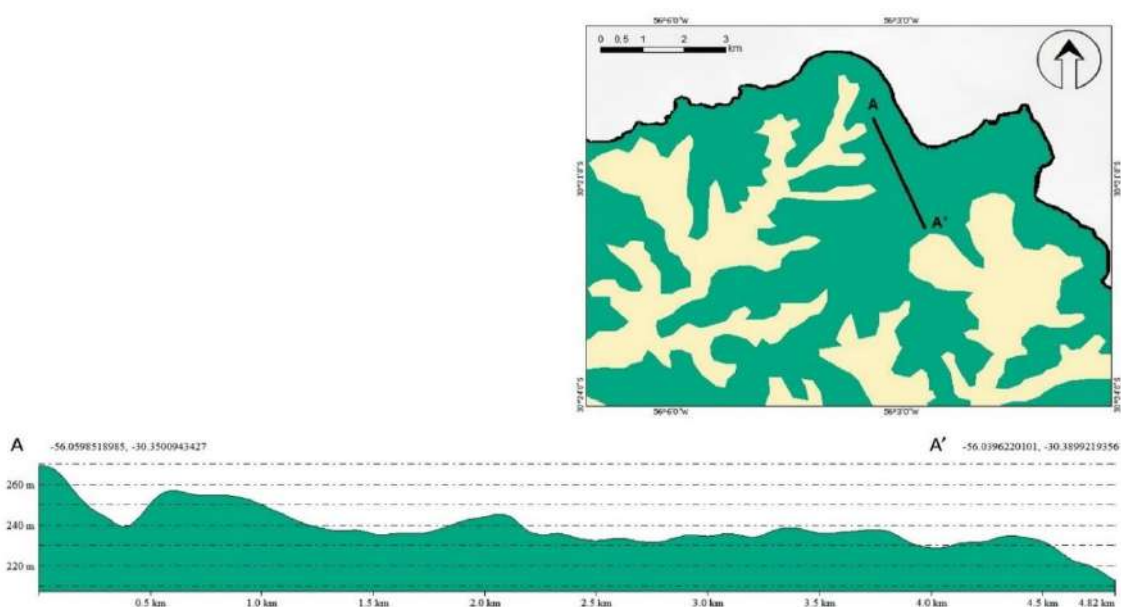


Figura 39 – Perfil do compartimento Coxilhas em Basalto.

O compartimento apresenta um perfil de Neossolo regolítico muito raso (40 – 100 cm) ainda em vias de formação, com pedregosidade extremamente elevada. O substrato basáltico encontra-se bem alterado, por vezes contendo locais onde se observa uma esfoliação esfeirodal atuante sobre blocos de basalto, sugerindo o intemperismo químico atuante em condições úmidas atuais. Somado a isso, a baixa energia de relevo (declividades de 3 a 6%) do compartimento apresenta uma fraca capacidade de pedogênese e morfogênese,

onde nem mesmo as calhas dos rios resultaram em uma insição marcante, instalados diretamente sobre setores rasos com leito de basalto (Figura 40). Devido à natureza do material – rocha em vias de alteração, e sua situação, fora da ocorrência dos depósitos em foco (Unidades A e B) – não se realizaram coletas de amostras para análises.

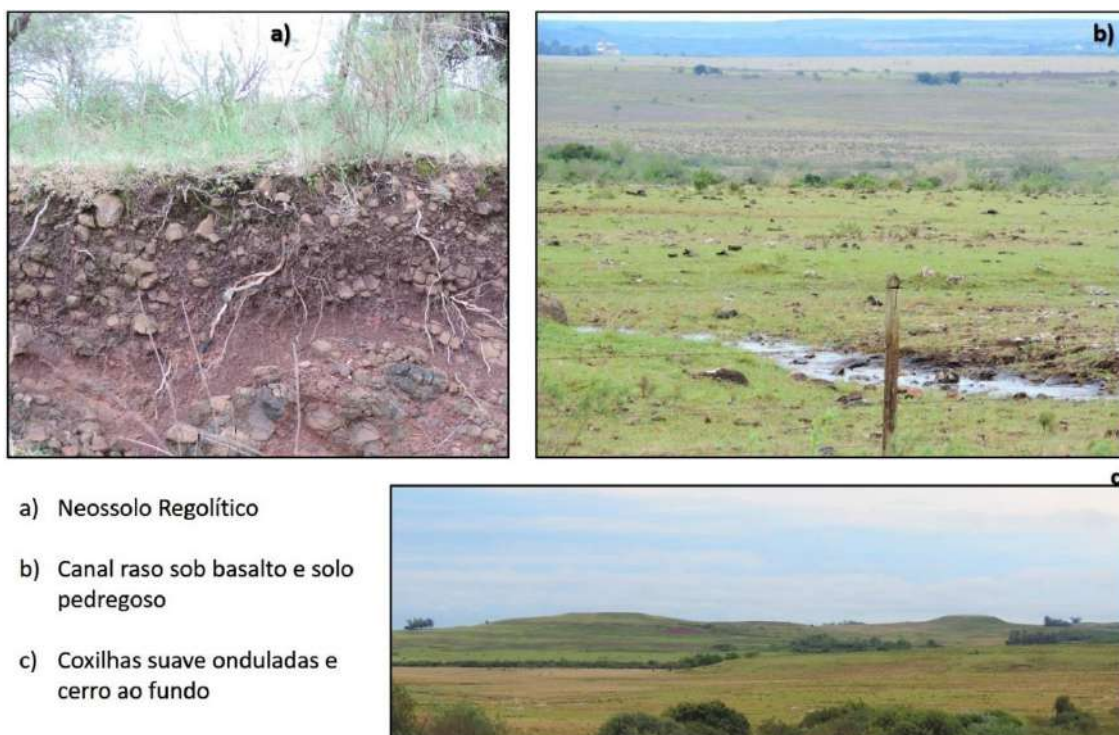


Figura 40 – Fotografias do Compartimento de Coxilhas em basalto. Fonte: elaboração própria.

Em revisão sobre a *cuesta* basáltica, Panario *et al.* (2014) descrevem que regionalmente esses setores da *cuesta* apresentam forte resistência a incisão fluvial, motivo pelo qual a paisagem apresenta uma superfície relativamente plana. No entanto, quando ocorre uma menor resistência ao intemperismo, alguns morros e colinas mais elevados com topos convexos são encontrados.

4.4.2. Encostas

O compartimento de encostas faz a conexão entre as colinas elevadas em basalto com as coxilhas rebaixadas em arenito e alguns setores de várzea, principalmente nas porções mais elevadas do relevo, onde ocorrem os vales encaixados. Possuem, em média, uma amplitude de 10 m em seus setores mais estreitos, e de até 40 m em seus setores mais largos. São os compartimentos mais declivosos do recorte em estudo, representados por uma faixa de declividade montanhosa (45 a 75%) nos setores mais íngremes, mas melhor representados pela classe forte ondulada (20 a 45%) na grande maioria de sua extensão.

As encostas podem tanto se desenvolver sobre os relevos de basalto quanto sobre os de arenito. Quando sustentadas por litologias basálticas, tendem a se localizar nas porções mais ao norte da área de estudo, onde estão as nascentes e cursos de 1ª e 2ª ordem dos arroios Cati, Salsal e Coatepe. Com menor competência erosiva, os canais não tiveram tempo de atuar de maneira a escavar esta litologia. Essas encostas se apresentam a altitudes médias de 200 m a 240 m, configurando planos de rocha exposta ou capa regolítica muito fina (10 ~ 40 cm), com intensa presença de material detrítico capeando-os (Figura 41).

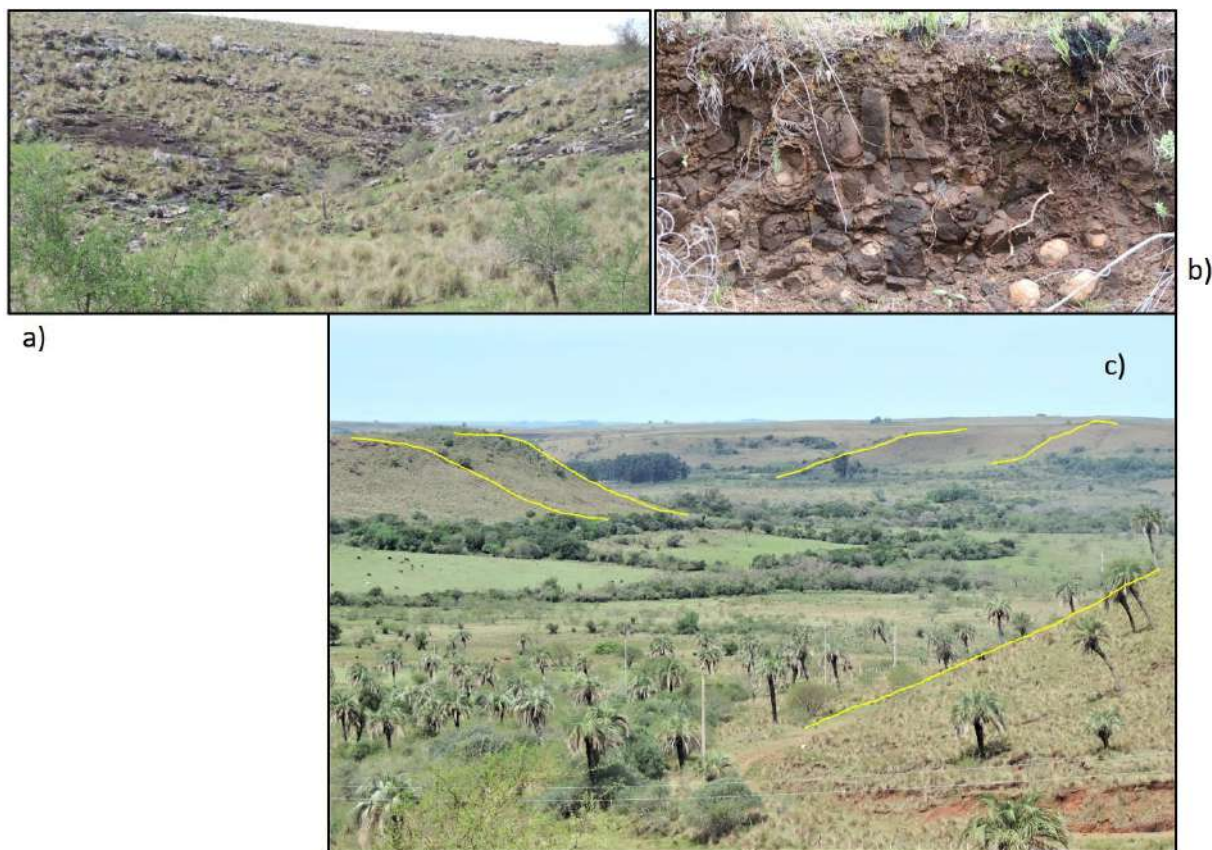


Figura 41 – a) Trecho de nascente do arroio Salsal sob encosta em basalto; b) basalto aflorante em encosta, apresentando erosão esferoidal; c) encostas de basalto, detalhe em amarelo, emoldurando área deprimida preenchida por material sedimentar. Fonte: elaboração própria.

Segundo Panario *et al.* (2014), os solos nesta área com presença de basalto são muito finos, o que favoreceu a formação de recuo do tipo côncavo nas vertentes, característico do domínio dos processos erosivos em condições semiáridas. Algumas das superfícies de acumulação, como as de acumulação de *glacis* ("*glacis d'accumulation*"), são ligeiramente dissecadas, gerando colinas suaves no terço inferior, já em conexão com outras unidades geomorfológicas (PANARIO *et al.*, 2014).

Quando situadas em relevo arenítico, observam-se altitudes menores, entre 140 e 200 m, ocupando as áreas centrais da Janela de Botucatu, principalmente nas mediações onde os arroios Salsal e Coatepe convergem para formar o arroio Areal. As encostas apresentam-se principalmente como um declive de rocha exposta, manifestando frequentemente um capeamento de material detrítico composto por clastos de botucatu, opala e calcedônia

(provenientes das regiões mais altas da Formação Serra Geral), de tamanhos variados (Figura 42).

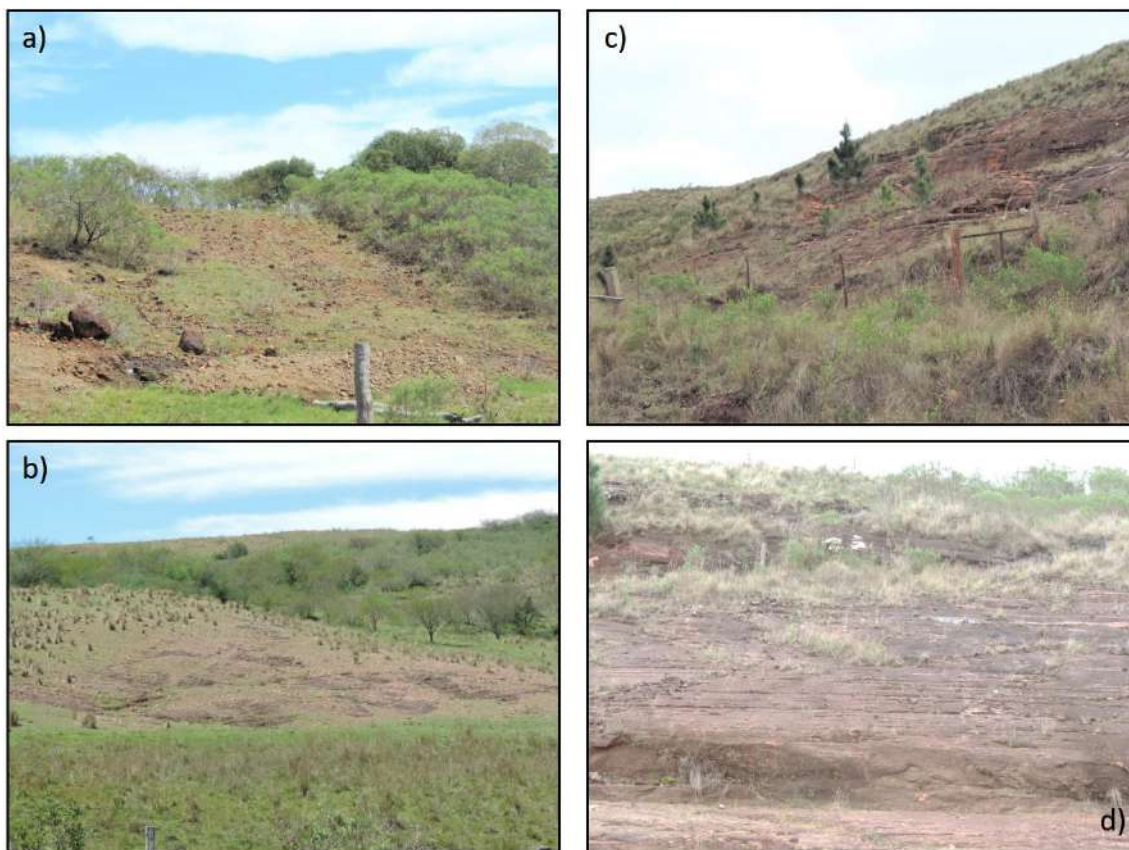


Figura 42 – Fotografias das Encostas em litologia arenítica; a) e b) apresentam pavimento detrítico diretamente sobre afloramento rochoso; c) e d) setores da encosta compostos por Botucatu aflorante. Fonte: elaboração própria.

Eventualmente alguns setores do terço superior das encostas se apresentam recobertos por um regolito mal selecionado, de espessura entre 40 e 120 cm, configurando, ao que parece, um setor alterado da rocha, em vias de pedogenização. Foi coletado material para análises sedimentar, morfoscópica, difratometria de raios X, espectrometria de fluorescência de raios X e datação por LOE para caracterização deste pacote encontrado no interior do recorte de estudo (Figura 43 e Gráficos 3, 4 e 5). Infelizmente, os dados de difratometria e espectrometria obtiveram Å não indexado; portanto, as demais fases não foram quantificadas, não sendo possível expor resultados. O ponto chama-se P2, coletado a uma altitude de 220 m, em litologia de basalto, com 42 cm de profundidade antes de contato difuso com basalto alterado, nas coordenadas 30°20'04,6"S e 56°12'53,9" O.

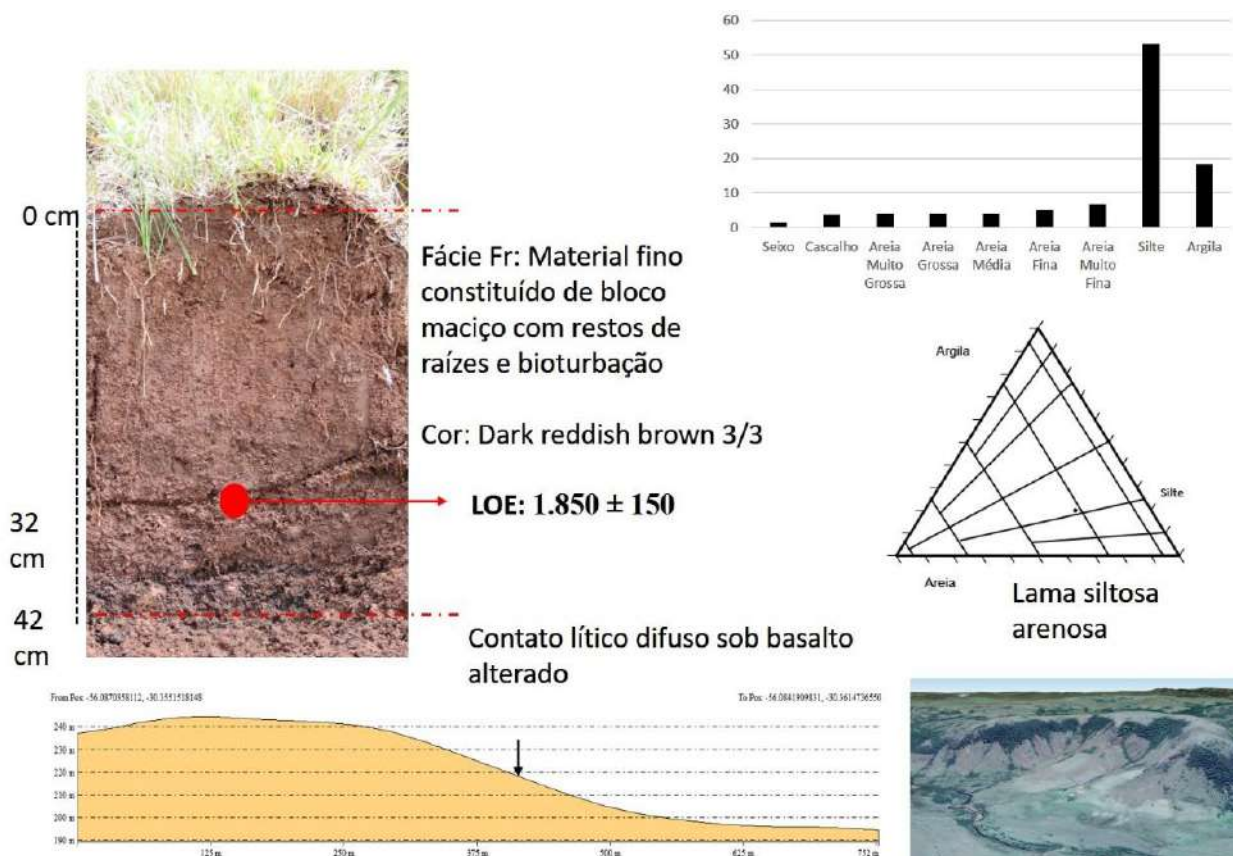


Figura 43 – Esquema dos resultados da coleta do ponto P2. Fonte: elaboração própria.

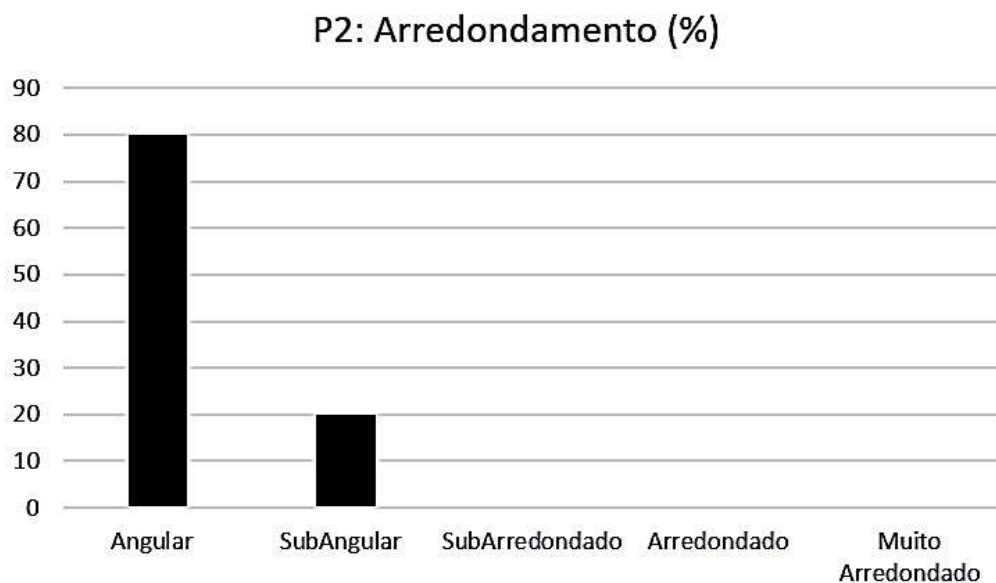


Gráfico 3 – Arredondamento em P2. Fonte: elaboração própria.

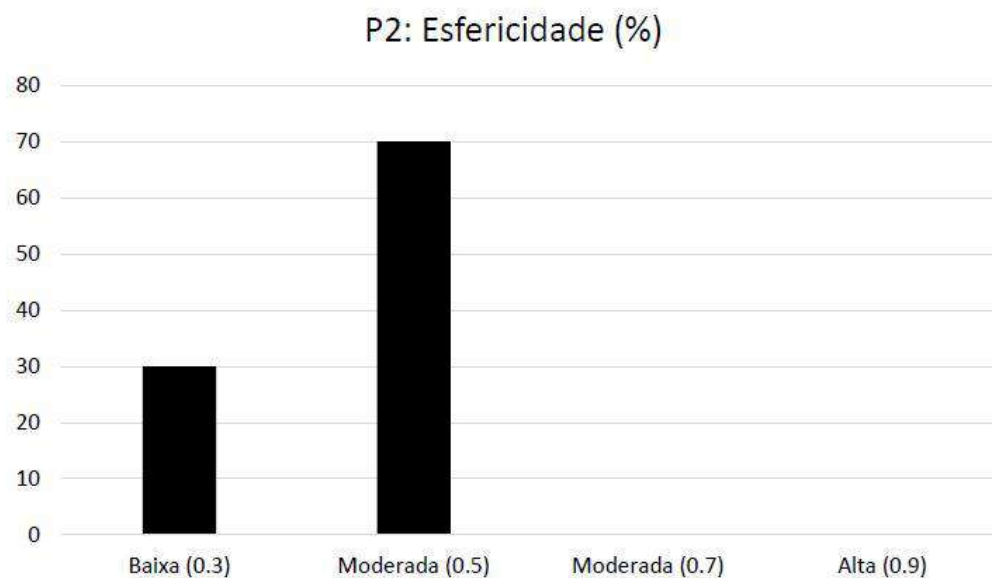


Gráfico 4 – Esfericidade em P2. Fonte: elaboração própria.

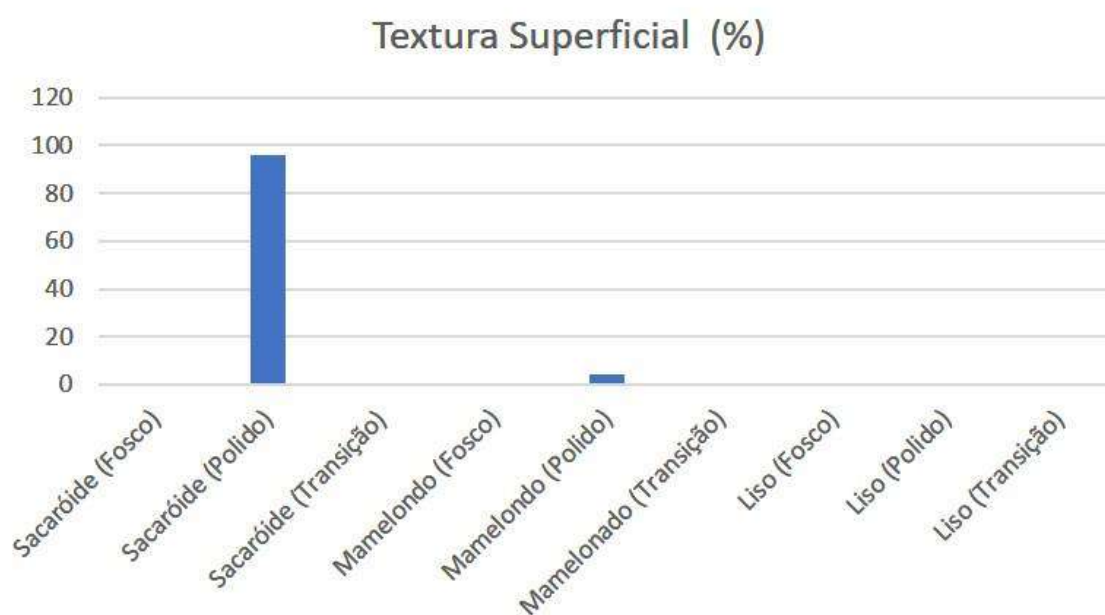


Gráfico 5 – Textura Superficial em P2. Fonte: elaboração própria.

Interpretação e significado ambiental P2

O pacote em análise apresenta-se como um maciço composto expressivamente de silte, seguido de forma menos expressiva de argila. Tem no seu interior pequenos grânulos de seixo e cascalho, bem como raízes e marcas de bioturbação. Sua classe de arredondamento concentra-se em praticamente toda na categoria angular, com pouca participação das subangular, demonstrando a baixa maturidade sedimentológica. Sua esfericidade, de moderada a baixa, acompanha a lógica de um grão jovem vista no arredondamento. Isso indica a baixa ou a nula distância de transporte que o grão passou antes de se depositar, provavelmente se tratando de uma alteração *in situ* do próprio basalto. A baixa maturidade textural parece corroborar essa hipótese, já que o basalto provavelmente sofreu ataque de intemperismo em um clima úmido, como é o indício dado pela esfoliação esferoidal vista amplamente na área de estudo (Figura 41) e pelo aspecto de polimento dos grãos sacaroidais. Os grânulos de seixo e cascalho encontrados são de calcedônia e opala, minerais presentes nos mantos de basalto descritos para a região. Conforme a fácies Fr, indica-se que o pacote trata de um solo de via de formação, sem, contudo, apresentar diferenciações entre horizontes. A datação indica que em algum momento há 1.850 ± 150 anos antes do presente (A.P.) ocorreu uma condição de umidificação para que a pedogênese começasse a ocorrer de maneira tímida em alguns setores das encostas. Infelizmente, a análise de difratometria de raios X e espectrometria sofreram erro nesse ponto, não sendo possível indexar as fases de minerais e de elementos encontrados.

Os setores de rocha expostas possivelmente têm sua origem muito anterior aos 1.8500 anos A.P. da amostra, provavelmente indicando um paleopavimento de rocha exposta ou cobertos por material detrítico, típico de um clima mais árido, onde o trabalho de transporte removeu as partículas de areia e argila para configurar uma capa de material anguloso, mal selecionado e composto tanto por blocos de arenito desagregados quanto por seixos de opala e calcedônia provenientes dos relevos mais elevados do basalto. As encostas desnudas muito se assemelham a porções de um pedimento rochoso embutido no reverso da *cuesta* e com em inclinação em direção a calha do rio Quaraí.

4.4.3. Morros testemunhos e cusetiformes

Apresentando-se como um registro do que ser a paleotopografia local é possível, em esforço de imaginação, conectar os topos dos morros testemunhos com o compartimento de coxilhas em basalto, “fechando” a Janela do Botucatu e remontando um reverso contínuo da Cuesta do Haedo, decaindo de maneira plana e suave em direção a calha do rio Uruguai, configurando o que Ab’Saber (1969b) batizou de Superfície de Erosão da Campanha. Com altitudes variando entre intervalos de 190 a 200m e de 200 a 220m, os morros testemunhos apresentam uma forma tabular de topo plano, sustentados por litologias mais resistentes de basalto e com encostas rochosas em arenito Botucatu, apresentando declividade entre 20 a 45%, configurando um relevo forte ondulado. A grande maioria dos morros testemunhos de formato tabular se localizam nos interflúvios dos arroios Areal e Cati, até o norte da Sanga da Tala, onde estes relevos residuais, mais elevados do que a topografia no entorno, configuram os locais de nascentes.

Alguns morros testemunhos do recorte, principalmente aqueles entre os interflúvios dos arroios Coatepe e Salsal e entre o arroio Salsal e as encostas das altas coxilhas em basalto, se observa uma mudança em sua forma. Embora continuem apresentando um topo plano, seus topos são sustentados ora por remanescentes do basalto ora por cornijas resistentes em arenito silicificado. Suas vertentes são dispostas de duas maneiras: as voltadas a sudeste apresentam um relevo abrupto com arenito botucatu exposto, em um paredão quase vertical, que muito se assemelha a um *front* da *cuesta*. Aí é possível observar o mergulho de camadas em direção NO, a qual acompanha um declive em forma de rampa em sua vertente oposta, lembrando muito um “reverso”. Como sua gênese ainda é entendida como o testemunho do recuo das vertentes dentro da Janela do Botucatu, optou-se por manter na mesma classe de compartimento, embora possa ser percebida essa diferenciação de forma, a qual se está chamando neste trabalho de morros cuestiformes (Figura 44).

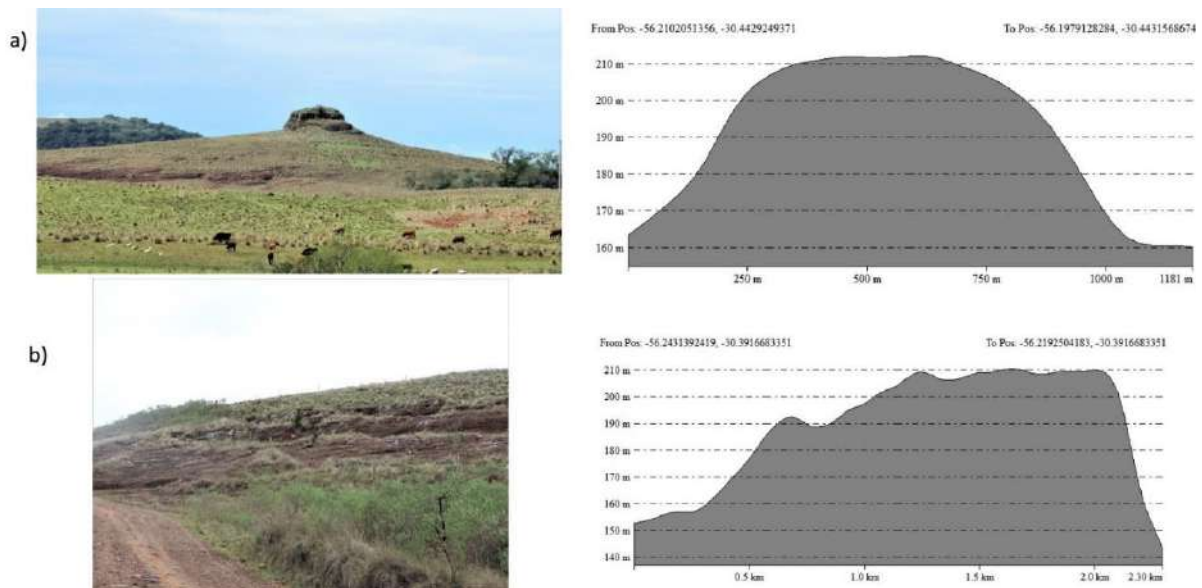


Figura 44 – a) morro testemunho tabular; b) Setor de "front" de rocha exposta em morro cuestasiforme. Fonte: elaboração própria.

Embora os topos se apresentem pedregosos e rochosos, sem exceção, as vertentes dos morros testemunhos podem se apresentar rochosas ou recobertas por depósitos superficiais em forma de pequenas rampas de colúvio e/ou depósitos eólicos. Estes depósitos, em recorrido de campo, foram relacionados às unidades Cati (A) e Areal (B), portanto, optou-se pela realização das coletas em dois perfis distintos, ambos correspondendo a coletas realizadas em perfil na vertente. A seguir são apresentados os resultados dos pontos P3 e P4. Foi coletado material para análises sedimentar, morfoscópica, difratometria de raios X, espectrometria de fluorescência de raios X e datação por LOE para a caracterização desse pacote encontrado no interior da área de estudo.

Sítio Ponto P3 – Representante da Unidade Areal (B).

O ponto P3 foi coletado em média vertente (em "reverso") em um morro testemunho cuestasiforme, voltado para NO. Realizou-se a linha de caminha no sentido topo-base para a observação e a obtenção do material para análises. O topo possui o arenito do Botucatu aflorante, recoberto de clastos mal selecionados que muito lembra um pavimento detrítico (Figura 45). Devido à ausência de depósitos superficiais, não se realizou a coleta dos mesmos.



Figura 45 – Fotografia do topo de Morro Cuestiforme, P3. Fonte: elaboração própria.

Do terço superior ao inferior, observa-se um pacote contínuo de aproximadamente 1,5 m de espessura, que muito lembra um lençol de areia. Aí ($30^{\circ}24'44''\text{S}$ e $56^{\circ}12'46,3''\text{O}$) se abriu uma trincheira para descrição e coleta, a 154 m de altitude (Figura 46). A vertente termina em conexão com a várzea do arroio Areal, onde se realizou uma nova coleta (P3V) para a compreensão da vertente como um todo. Os dados referentes a P3V são expostos no compartimento de várzea. Os resultados estão expostos na Figura 47, nos Gráficos 6, 7, 8, 9 e na Tabela 5.



Figura 46 – Fotografia do local de Coleta P3 em "reverso" cuestasiforme até sua conexão com a várzea. Fonte: elaboração própria.

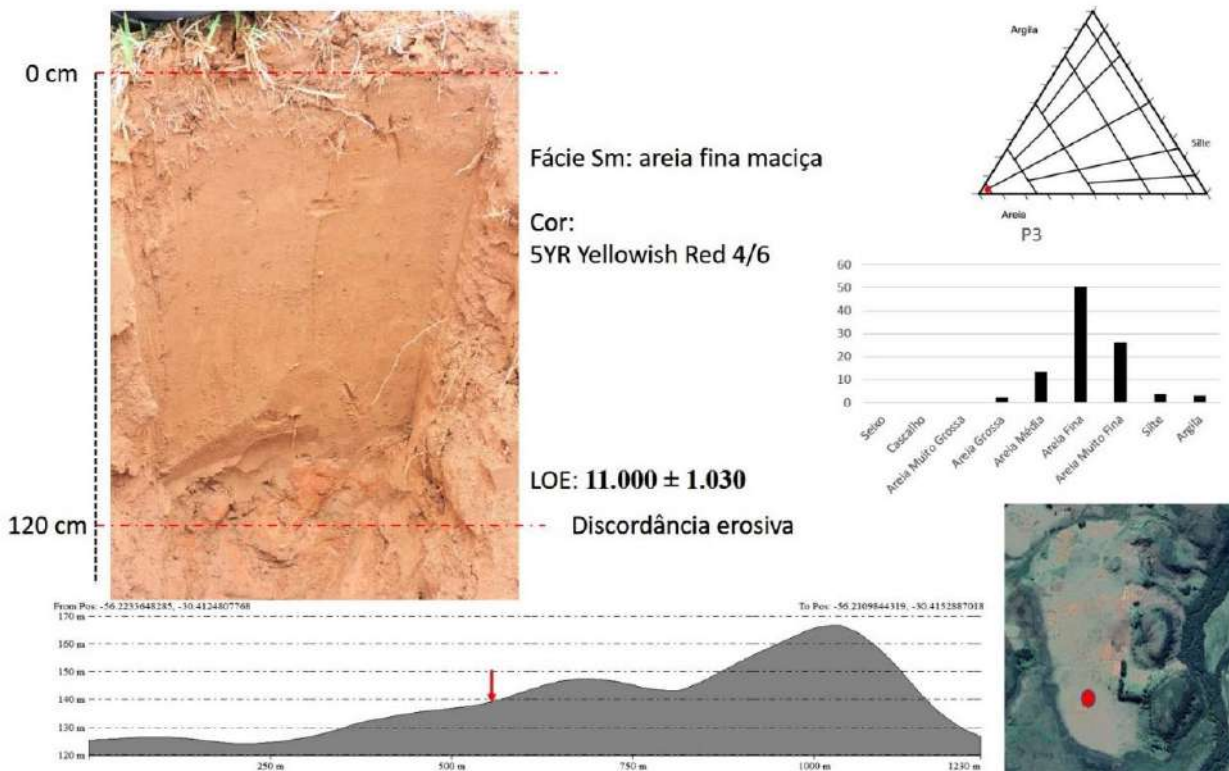


Figura 47 – Esquema dos Resultados do ponto P3. Fonte: elaboração própria.

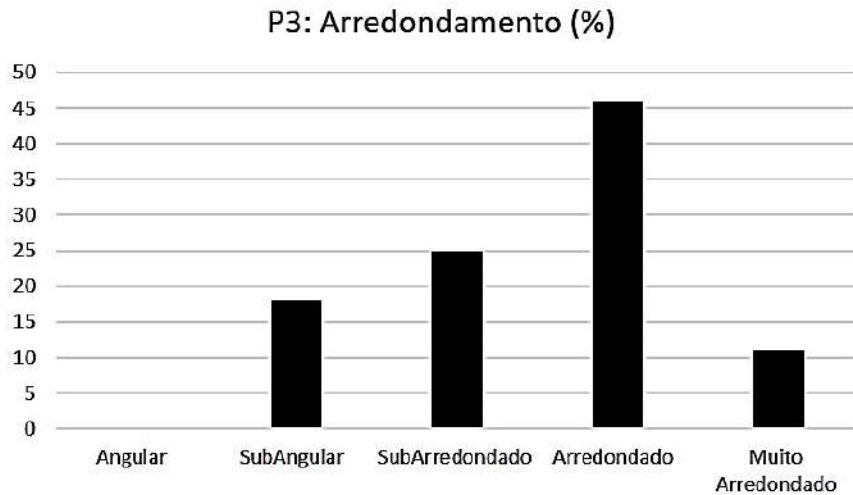


Gráfico 6 – Arredondamento em P3. Fonte: elaboração própria.

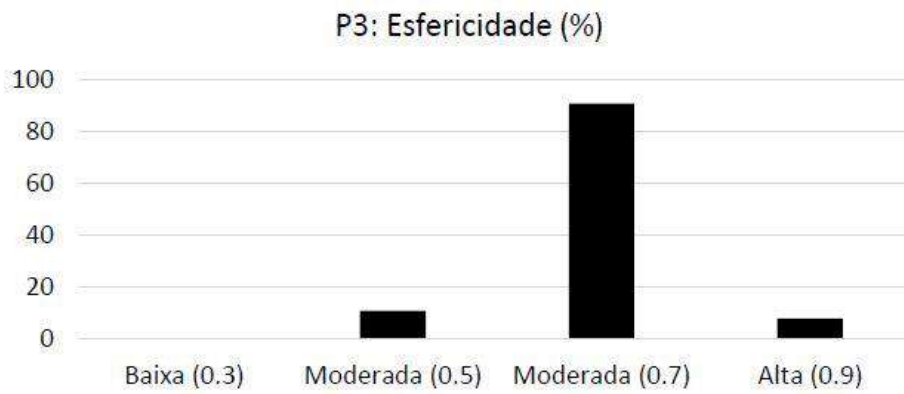


Gráfico 7 – Esfericidade em P3. Fonte: elaboração própria.

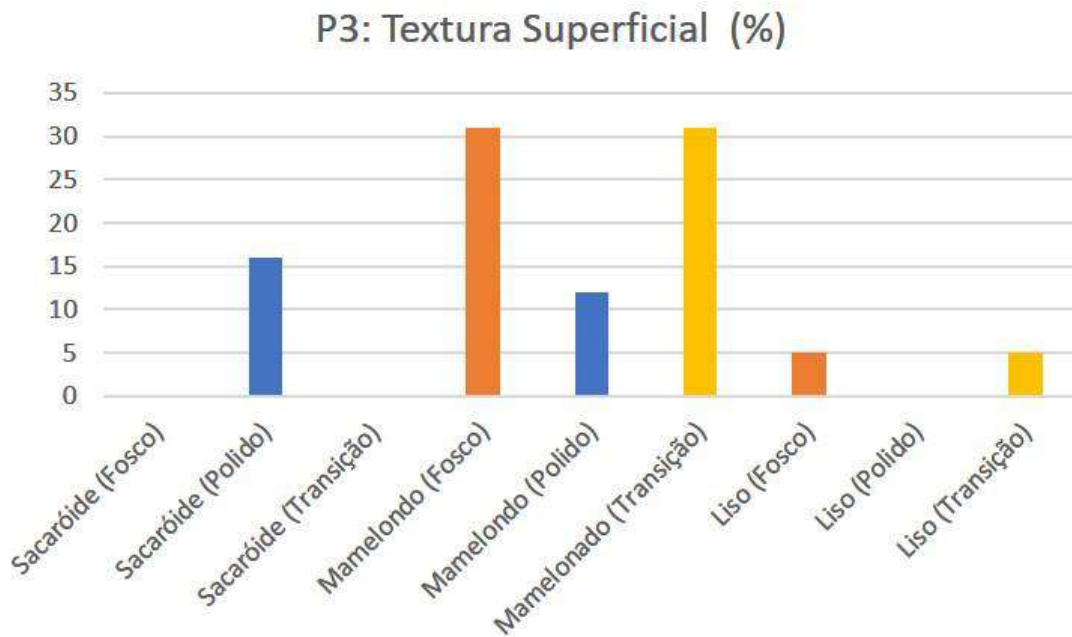


Gráfico 8 – Textura Superficial em P3. Fonte: elaboração própria.

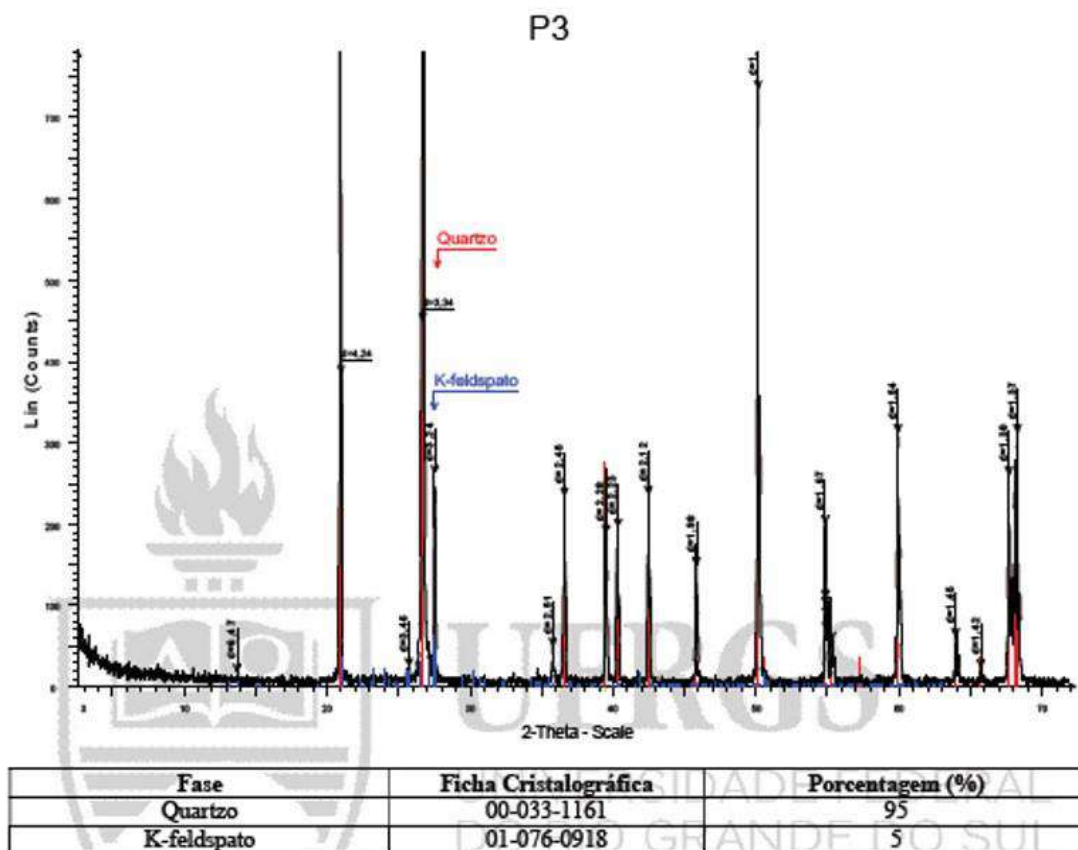


Gráfico 9 – Difractometria de raios X em P3. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P3	92,1	4,62	0,2	1,11	0,016	0	0,62	0	0,58	0,057	0,7	100

Tabela 5 – Espectrometria de fluorescência de raios X, em P3. Fonte: elaboração própria.

Interpretação e Significado Ambiental em P3:

O depósito superficial em análise tem as características marcantes de uma deposição eólica, sendo uma amostra representante da Unidade Areal (B). Como aponta o diagrama triangular e a difratometria do Gráfico 9, trata-se de um depósito quase inteiramente arenoquartzoso, com a rocha fonte sendo o arenito Botucatu subjacente. Contudo, não se trata de um depósito *in situ* onde o Botucatu foi alterado e intemperizado, e sim de uma deposição posterior a uma

exposição do substrato arenítico. O primeiro indício refere-se ao pacote P3, que se encontra sobre um contato erosivo plano, não apresentando marcas de passagem difusa entre a rocha e o depósito arenoso. O sedimento é composto quase inteiramente por areias, com classe expressiva de areias finas e, subordinadamente, areias muito finas, típicas dos depósitos dunários formados pela ação eólica. Tem-se aí outro indício de retrabalhamento, visto que o arenito Botucatu na área de estudo apresenta-se com a classe modal no intervalo de areia média.

Os grãos de areia apresentam-se com um alto índice de arredondamento e de esfericidade de moderada para alta. Aí vemos que o material passou por um – ou mais provavelmente por vários – ciclos intensos de mobilização, a ponto de aparar as arestas dos grãos de quartzo e conferindo-os, juntamente com a boa seleção granulométrica, uma alta maturidade sedimentológica. Esses resultados, amplamente vistos dentro da bibliografia consultada, são requisitos para inferência de um depósito de origem eólica.

Em relação à textura superficial dos grãos, observa-se que a classe mais expressiva é a mamelonada, fosca e em transição. O fosqueamento dos grãos é encontrado na literatura como resultante do transporte eólico do material sedimentar. A elevada porcentagem de grãos de quartzo em transição nos permite deduzir que o depósito eólico evoluiu de um material fonte, provavelmente depositado com o auxílio da ação hídrica (talvez dos depósitos da Unidade Cati), capaz de polir os grãos e conferir-lhes esse brilho. A mistura entre areias foscas e em transição leva a concluir que o agente eólico não foi capaz de fosquear todos os grãos em mobilização pelo vento, seja pela falta de tempo necessário para que isso ocorra, seja pela curta distância de retrabalhamento que o grão sofreu. Ainda, é possível que tenha ocorrido a mistura de grãos de diferentes agentes deposicionais.

De qualquer forma, ao se juntar os resultados descritos, pode-se concluir que se trata de uma deposição eólica, pois observamos um pacote sedimentar super maduro, com grãos bem arredondados e com expressiva presença de areias finas foscas ou em transição para um fosqueamento.

Observando sua forma, como no perfil da Figura 47, vemos um relevo com cristas pendendo em direção à escarpa do morro testemunhos. Sendo depositado em média encosta sobre o contato erosivo, a explicação eólica para

sua gênese parece fazer bastante sentido, visto que a ação das águas em escoamento dificilmente iria produzir esse perfil. A direção das cristas apontaria à direção do paleovento que a formou. Interpreta-se o depósito como uma duna onde a escarpa do morro serviu de obstáculo, ancorando as areias em trânsito. O perfil cuestasiforme do morro em questão, mais especificamente em sua face de suave inclinação, seria propícia para a formação de uma duna de cavalcamento. Aí se pode inferir a direção do paleovento local de oeste para leste. Como a disposição do morro em questão se encontra de frente para o “*front*” de uma série de morros cuestasiformes, é muito possível que este paredão vertical tenha agido como um anteparo para os ventos provindos de algum setor sul, turbilhando seu fluxo para a direção O-E, conforme flui em um corredor entre morros mais rebaixados. Isto pode ser suposto pois a disposição da linha de morros cuestasiformes barraria a passagem dos ventos vindos do oeste, além de estes próprios morros não apresentarem depósitos eólicos associados em sua face voltada para oeste. A Figura 48 ilustra a situação do sítio P3.



Figura 48 – P3 em amarelo, voltado para NO. Em laranja foi desenhada uma linha demarcando a cornija do “*front*” dos morros cuestasiformes. A imagem está orientada para o Norte. Fonte: Google Earth, 2021.

A análise faciológica aponta para um perfil Sm, de areia maciça sem estruturas internas apreciáveis, sugerindo um depósito gravitacional. De acordo com Goudie, (2007), Paisani (2006; 2007), Pyer e Tsoar (2009) muitas dunas de cavalcamento e dunas de queda sofrem não só a ação de deposição eólica, mas

podem ser retrabalhadas pela ação típica dos ambientes de encosta, como processos pluviais e gravitacionais, que acabam por borrar ou apagar as marcas internas dessas dunas. Quando isso ocorre, pode-se aplicar o termo rampa arenosa. Assim, interpreta-se que há **11.000 +- 1.030 anos A.P.** a Janela de Botucatu em estudo estaria sob a ação de fortes ventos em clima seco o bastante para a formação de depósitos dunários. É incerto se a ação de águas pluviais ocorreram durante ou após a deposição, contudo não tiveram nem duração nem intensidade suficiente para obliterarem o registro deposicional de uma paleoduna ancorada em uma encosta do morro testemunho, hoje na forma de uma rampa arenosa.

Os dados de espectrometria de fluorescência, resultando nos elementos químicos maiores e LOI (que representa a matéria orgânica) dentro da amostra foram utilizados para a realização do CIA. Primeiramente, observam-se altos valores de SiO₂, condizentes com a amostra altamente arenosa, como se pode observar nos altos valores de quartzo encontrados na difratometria. O baixo valor de K-feldspato indica o baixo teor de argilas potássicas na amostra. O resultado do índice de alteração química apresenta o resultado de 79,38, apontando um baixo intemperismo químico em relação ao mecânico, enquadrando a amostra a uma época provavelmente árida ou semiárida. O baixo valor de LOI é condizente com esta interpretação, se tratando de um depósito altamente mineral, sem o registro significativo de origem orgânica.

Sítio Areal, Ponto P4 – Representante da Unidade Cati (A).

Outro perfil de vertente onde se realizou coleta é denominado aqui de sítio Areal. O local configura-se como um anfiteatro em semicírculo delimitado por uma série de morros testemunhos localizados logo ao oeste de uma área de encosta das coxilhas, elevadas em basalto, no interflúvio entre os arroios Areal e Cati. Na área interior do semicírculo são observadas áreas de encostas e coxilhas recobertas por um campo de areias móveis (areais), com uma abertura voltada para o sul e uma para sudoeste, onde se instalam as nascentes de sangas em várzea pantanosa (Figura 49). Foram coletadas e descritas amostras

no terço superior (logo após a ruptura com o topo), médio e base da vertente (já em coxilha, fazendo conexão com uma área de várzea local).

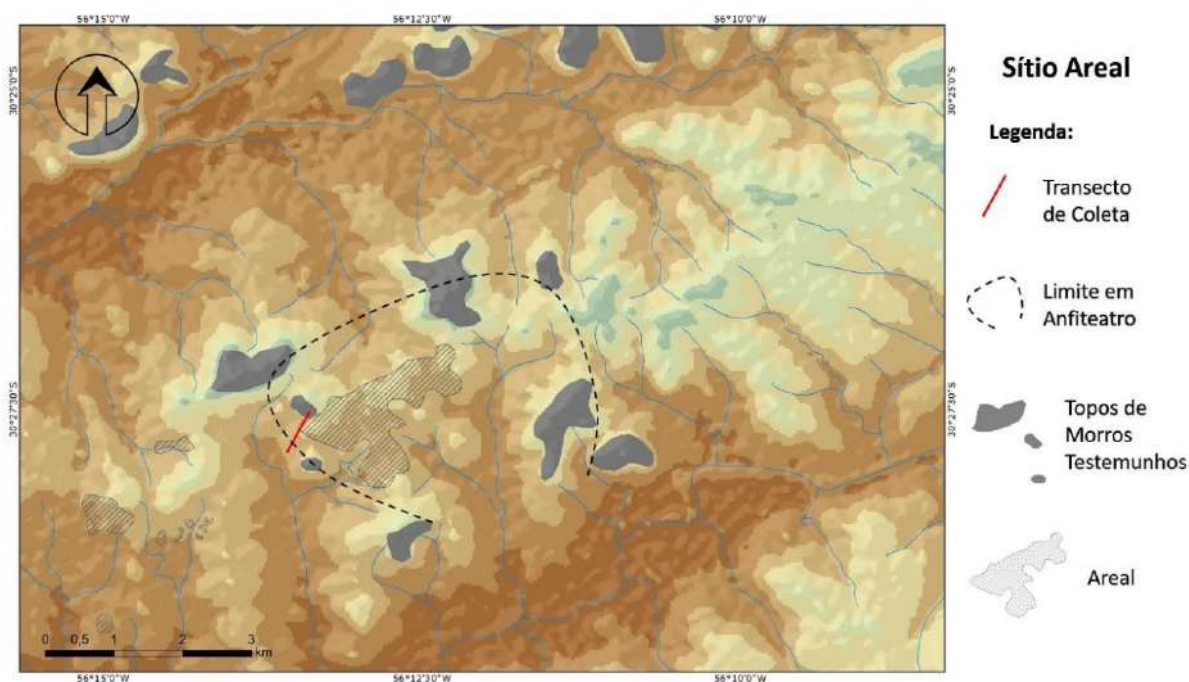


Figura 49: sequência de morros testemunhos emoldurando o sítio Areal (também conhecido como Cerro da Figueira), em mapa sobre hipsometria. Fonte: elaboração própria.

Respectivamente, os pontos de coleta são P4 TM (181 m, 30°27'31,3"S e 56°13'24,4"O), P4 R (163 m, 30°27'33"S e 56°13'23,7"O) e P4 UNB (157 m, 30°27'35,4"S e 56°13'23,7"O), apresentados na sequência (Figura 50). Os resultados de P4 TM são expostos na Figura 51, nos Gráficos 10, 11, 12, 13 e na Tabela 6.

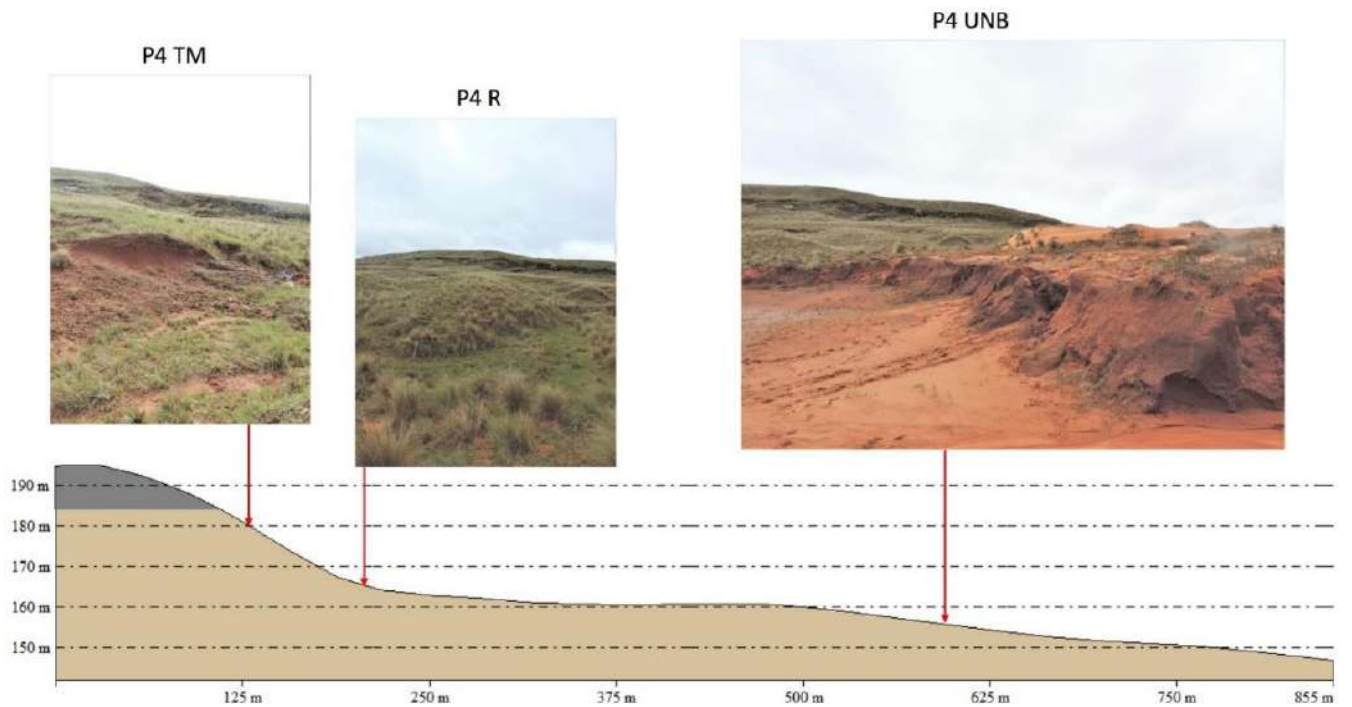


Figura 50 – Transecto de coleta do ponto P4. Fonte: elaboração própria.

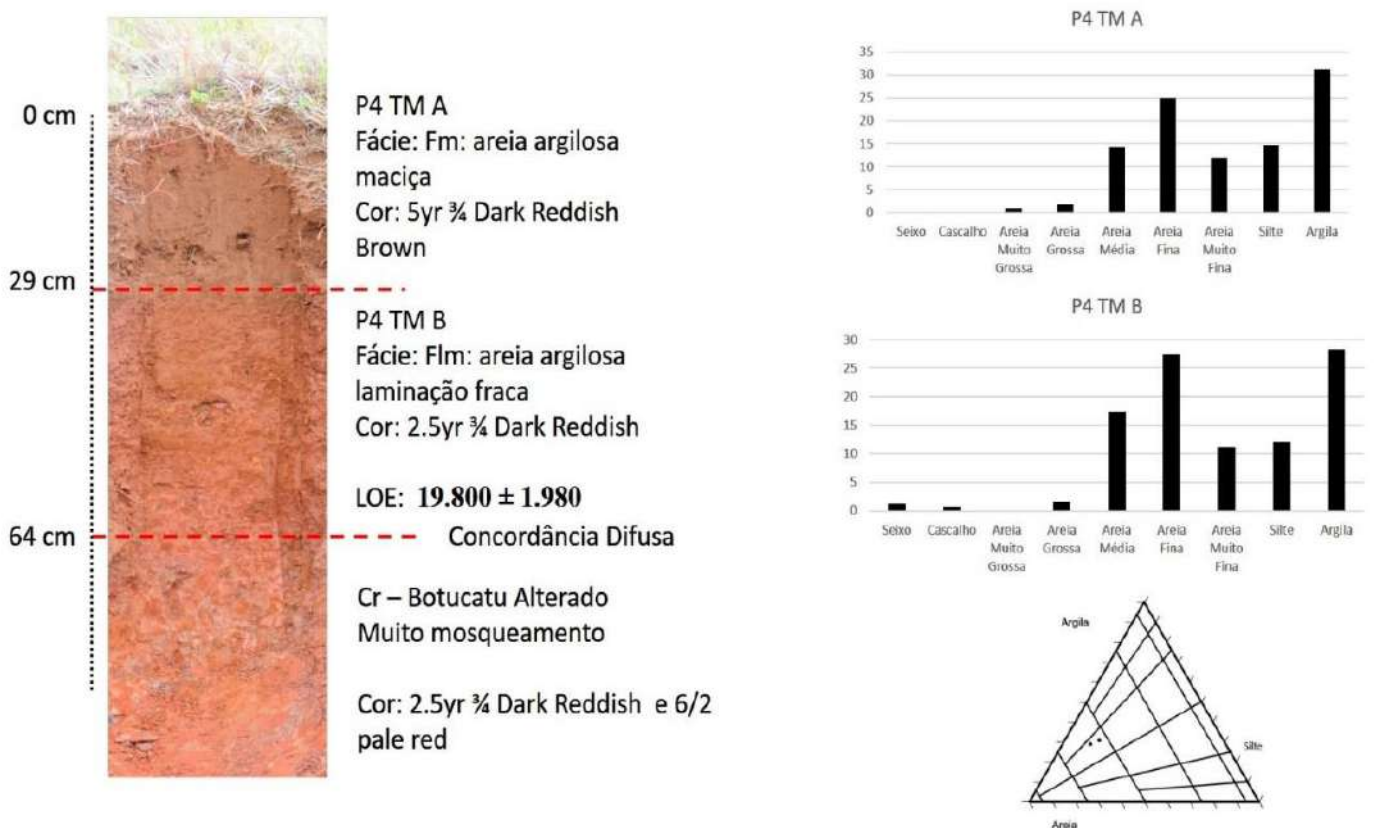


Figura 51 – Esquema dos Resultados do ponto P4 TM. Fonte: elaboração própria.

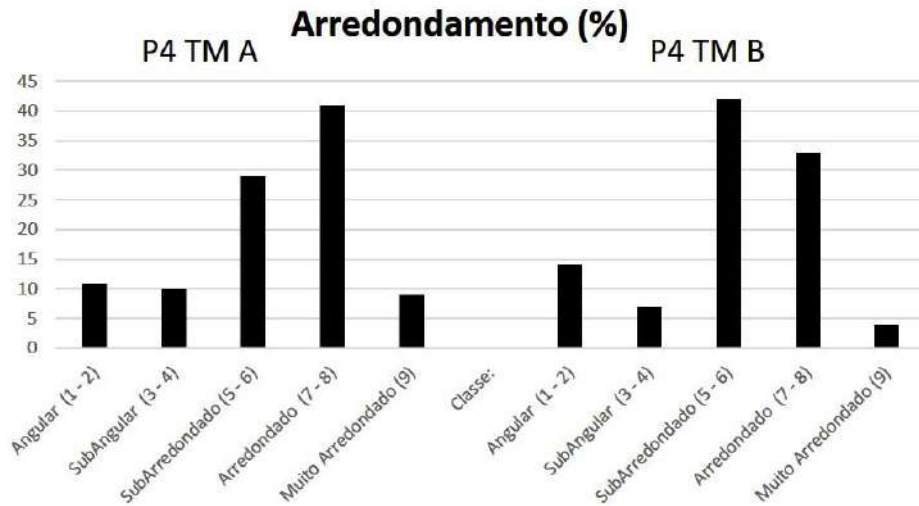


Gráfico 10 – Arredondamento em P4 TM. Fonte: elaboração própria.



Gráfico 11 – Esfericidade em P4 TM. Fonte: elaboração própria.

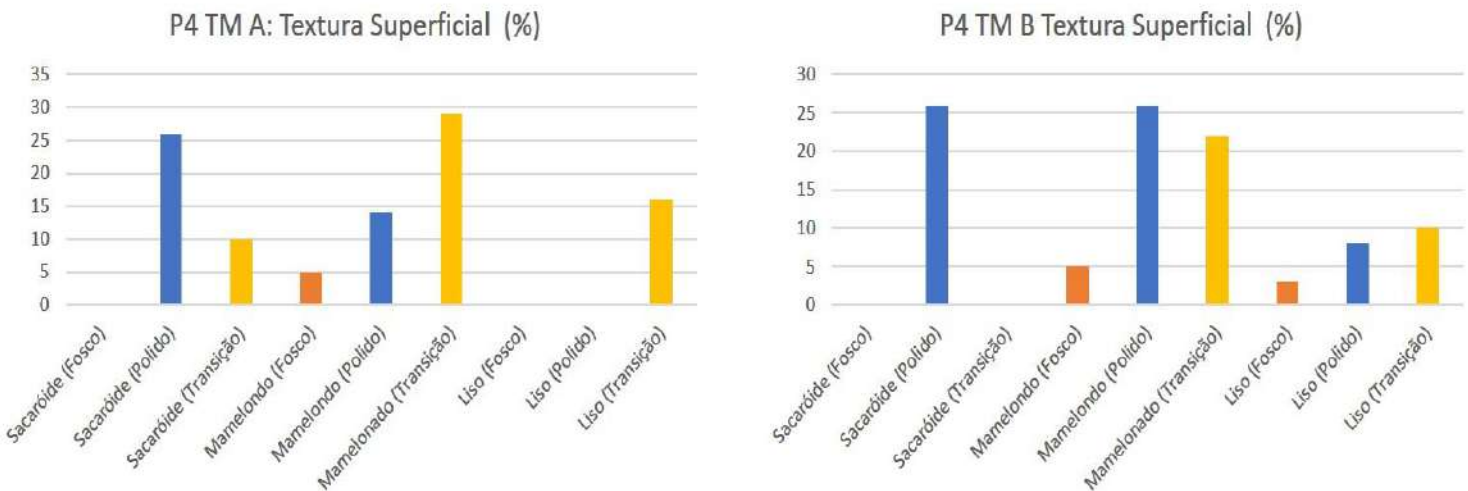


Gráfico 12 – Textura Superficial em P4 TM. Fonte: elaboração própria.

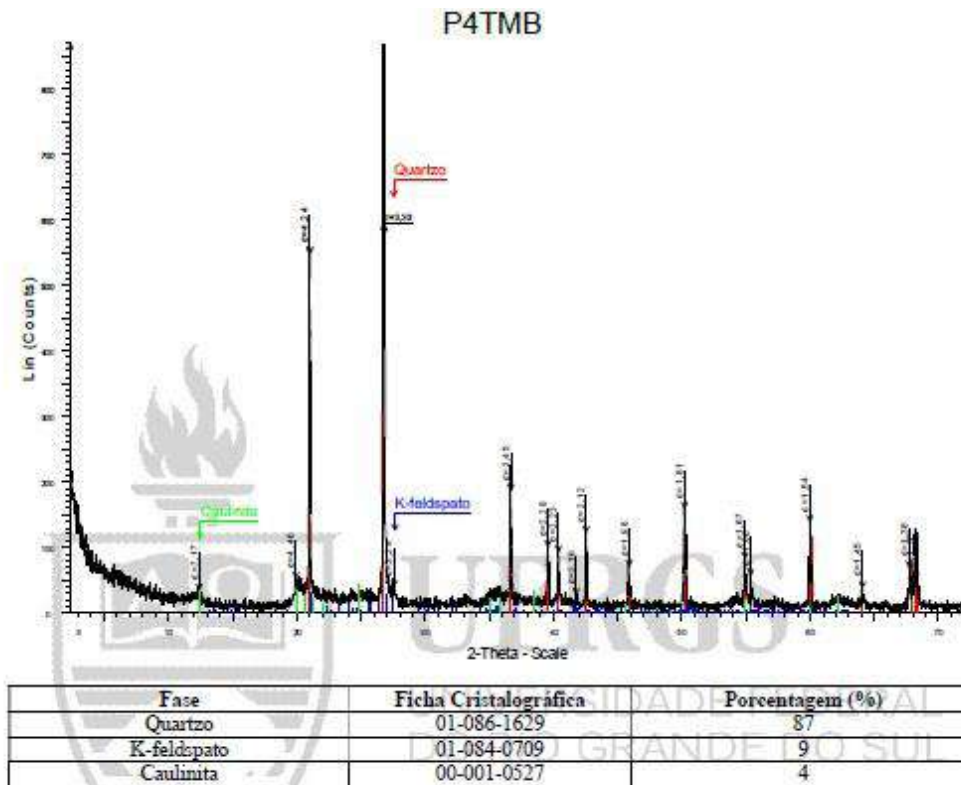


Gráfico 13 – Difratomia de raios X em P4 TMB. Fonte: elaboração própria.

Amostra \ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P4 TMB	74,51	10,17	0,82	7,01	0,03	0,45	0	0	0,74	0,02	6,24	100

Tabela 6 – Espectrometria de fluorescência de raios X, em P4 TMB. Fonte: elaboração própria.

Seguindo o transecto no sentido de declive, à meia vertente, abriu-se com uma pá de corte uma pequena trincheira em rampa vegetada até encontrar o lençol freático aflorante, o que impediu o aprofundamento. Distinguiu-se dois eventos de deposição, um arenoso claro e, abaixo deste, um arenoargiloso escuro, do qual o lençol d'água aflora (Figura 52). Os resultados das análises são expressos nos Gráficos 14, 15, 16, 17, 18 e nas Tabelas 7 e 8.



Figura 52 – Esquema dos Resultados do ponto P4 R. Fonte: elaboração própria.

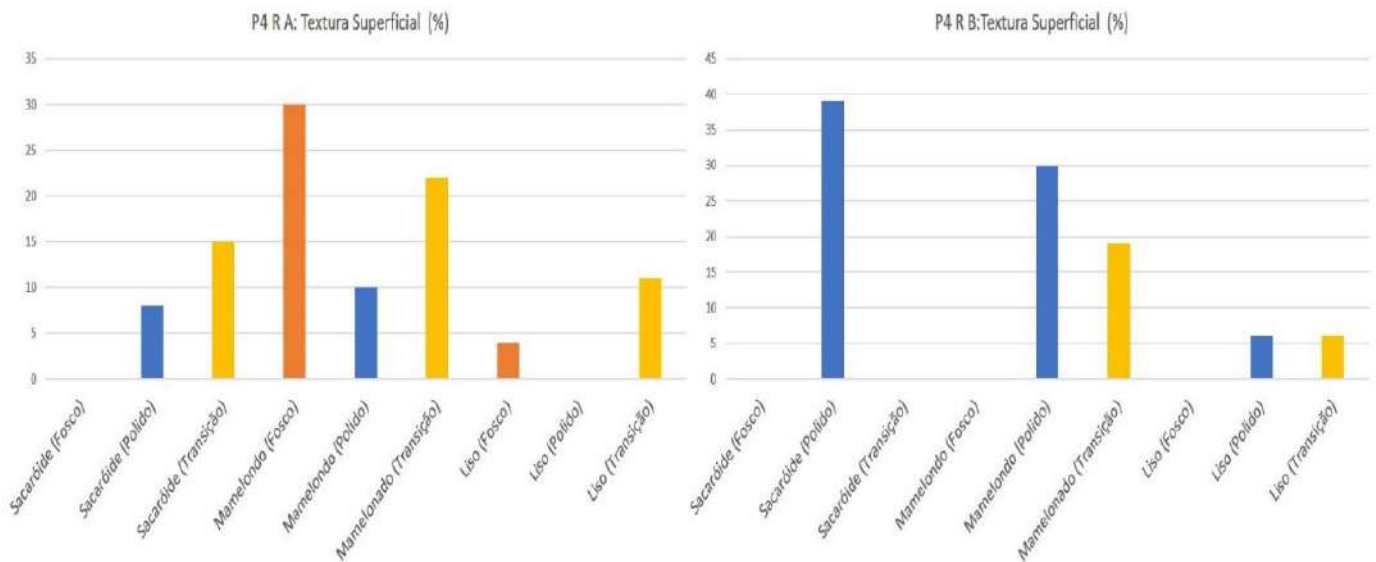


Gráfico 14 – Textura Superficial em P4 R. Fonte: elaboração própria.

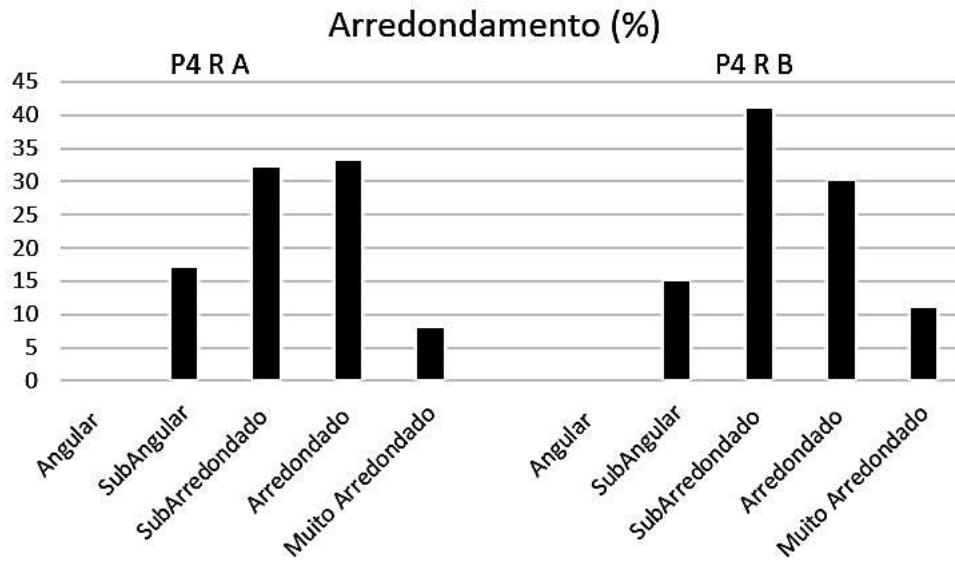


Gráfico 15 – Arredondamento em P4 R. Fonte: elaboração própria.

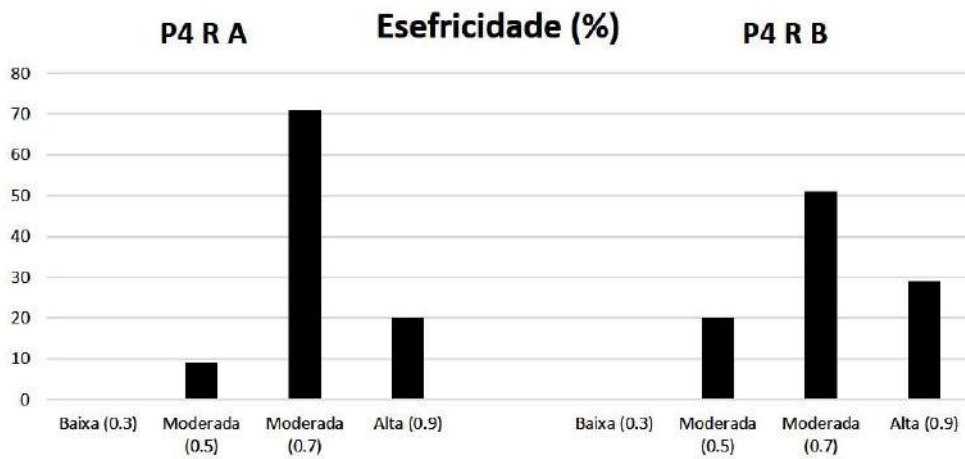


Gráfico 16 – Esfericidade em P4 R. Fonte: elaboração própria.

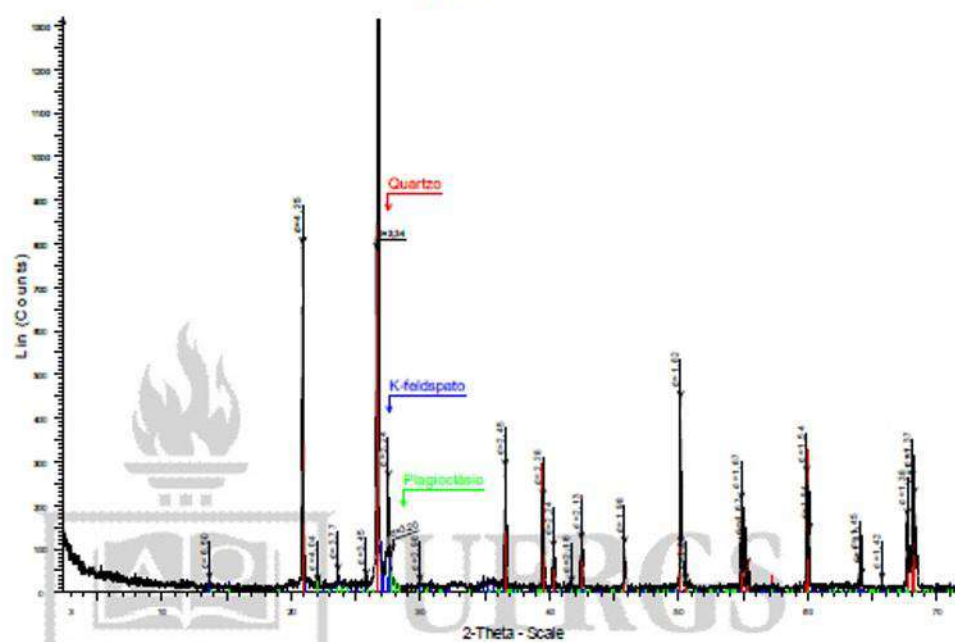
Amostra\ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P4 R A	93,01	4,18	0,2	1,31	0,02	0	0,4	0	0,53	0	0,71	100

Tabela 7 – Espectrometria de fluorescência de raios X, em P4 R A. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P4 R B	84,33	5,27	1,14	5,42	0,07	0,14	0	0	0,87	0,46	2,26	100

Tabela 8 – Espectrometria de fluorescência de raios X, em P4 R B. Fonte: elaboração própria.

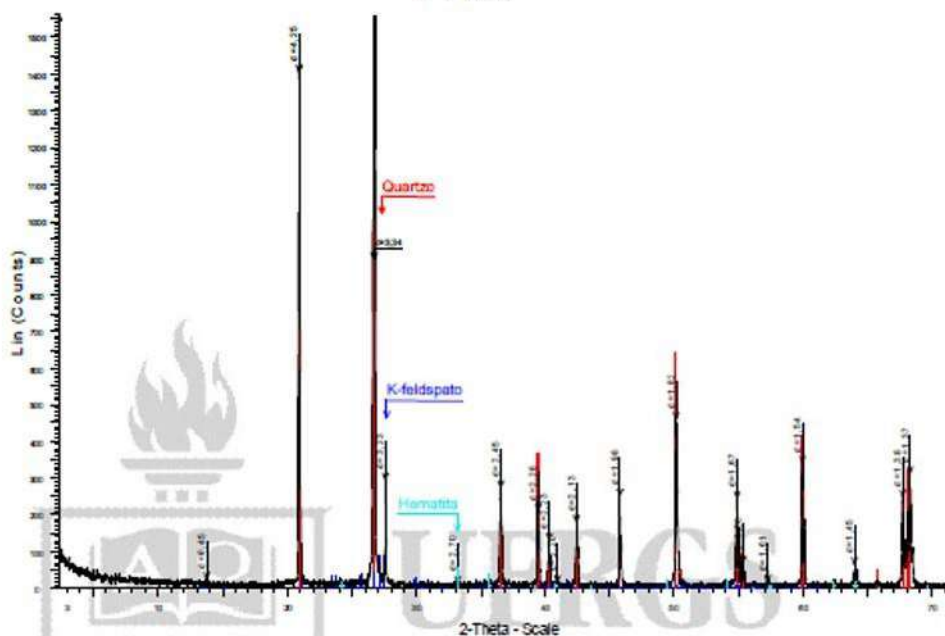
P4 R A



Fase	Ficha Cristalográfica	Porcentagem (%)
Quartzo	00-033-1161	76
K-feldspato	01-075-1190	21
Plagioclásio	00-020-0548	3

Gráfico 17 – Difractometria de raios X em P4 R A. Fonte: elaboração própria.

P4 R B



Fase	Ficha Cristalográfica	Porcentagem (%)
Quartzo	00-033-1161	75
K-feldspato	01-077-0135	24
Hematita	01-086-0550	1

Gráfico 18 – Difractometria de raios X em P4 R B. Fonte: elaboração própria.

Como último ponto do transecto, identificou-se a Unidade Cati (A) de forma bem representada e recoberta por um setor de areal, já fora da vertente de morro testemunho, em baixa coxilha, quase em conexão com uma várzea local (Figura 53). Os resultados das análises estão expressos nos Gráficos 19, 20, 21, 22, 23 e nas Tabelas 9 e 10.

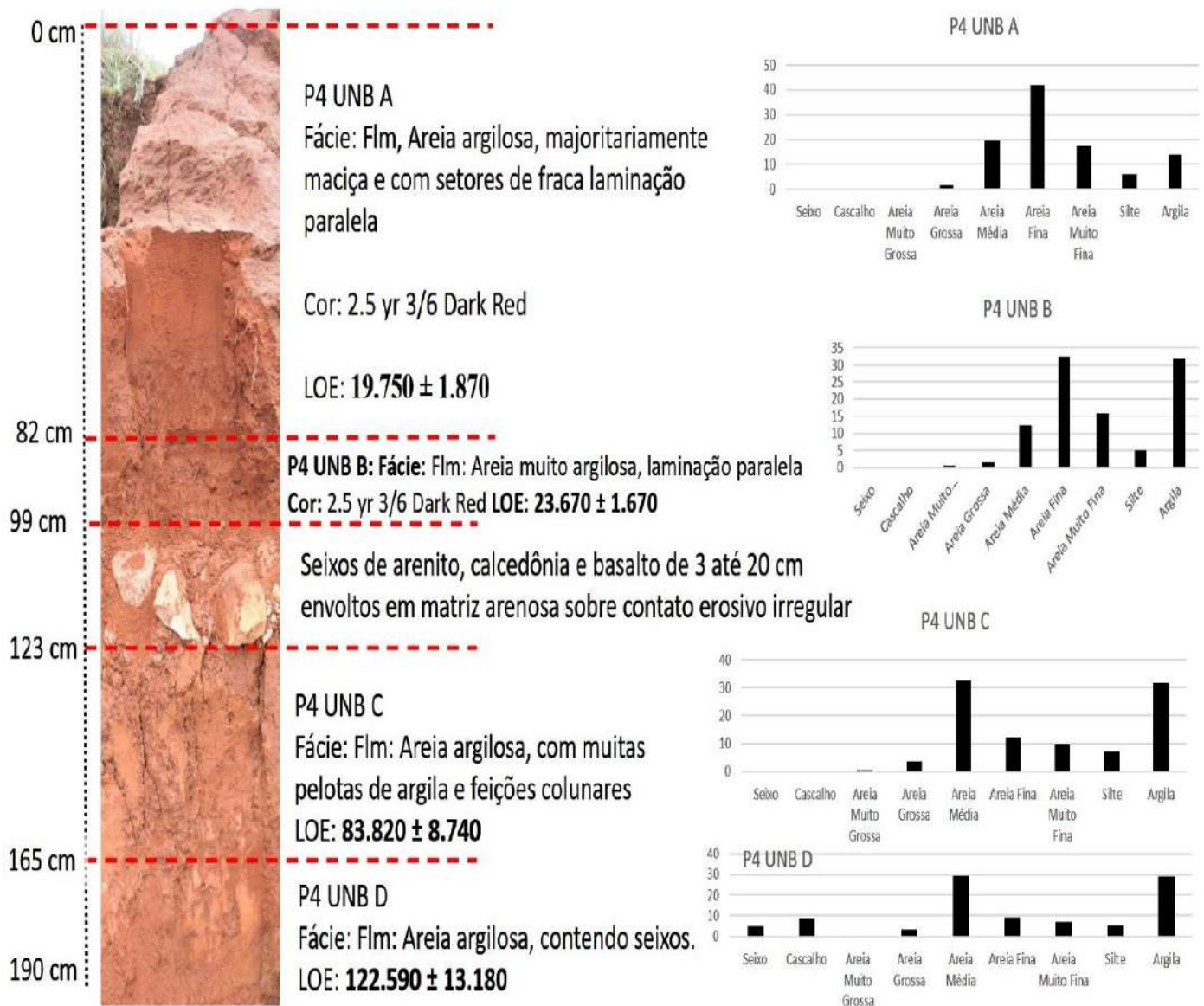


Figura 53 – Esquema dos Resultados do ponto P4 UNB. Fonte: elaboração própria.

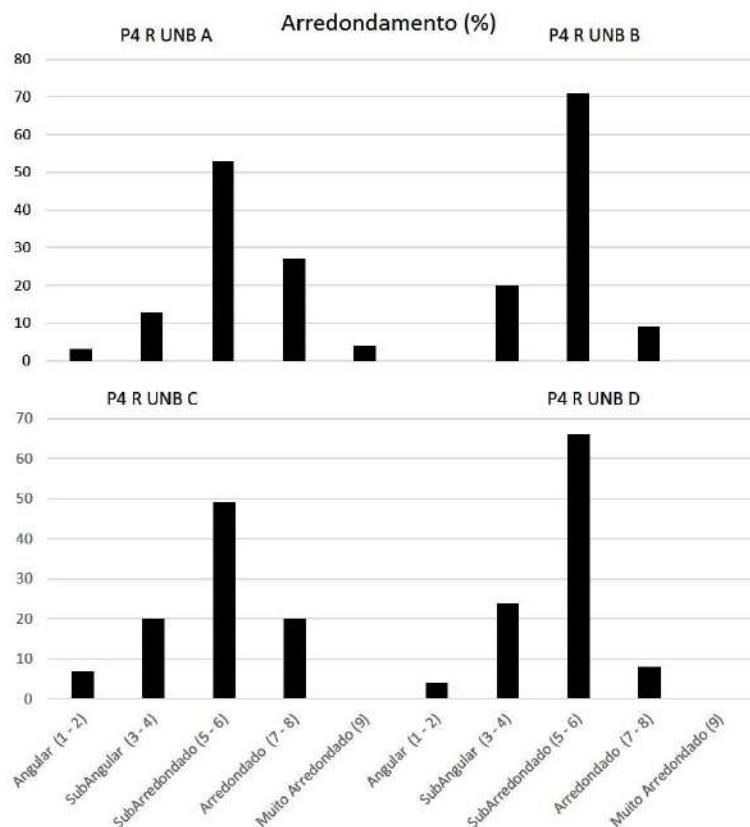


Gráfico 19 – Arredondamento em P4R UNB. Fonte: elaboração própria.

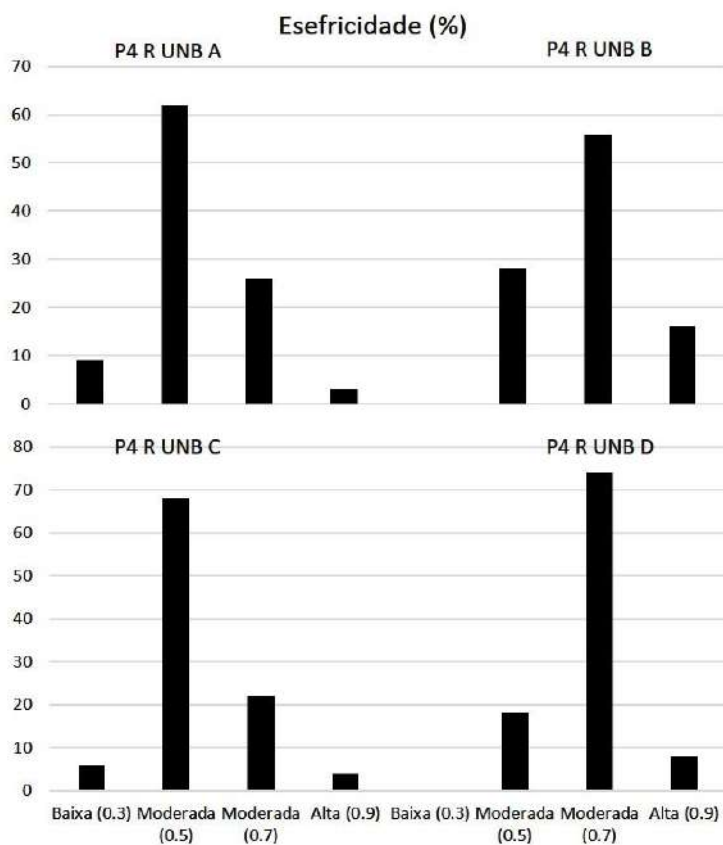


Gráfico 20 – Esfericidade em P4R UNB. Fonte: elaboração própria.

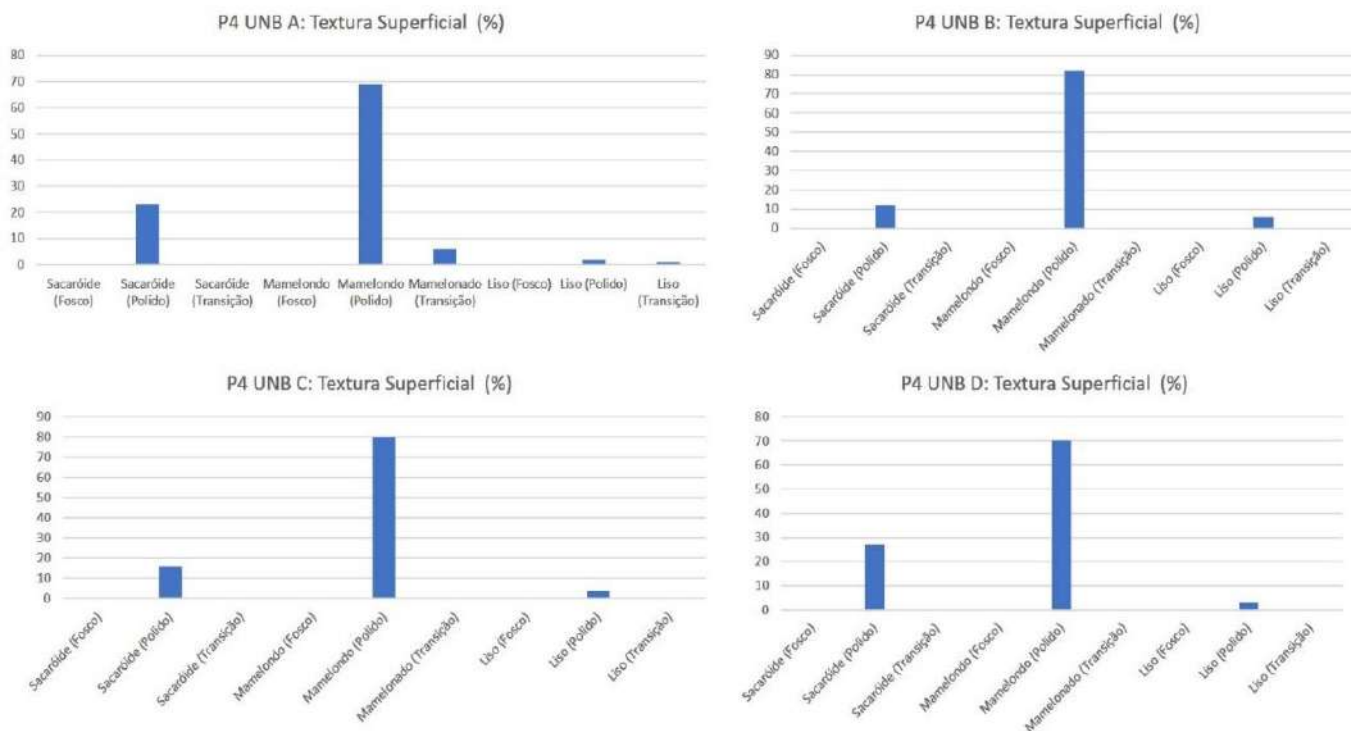


Gráfico 21 – Textura Superficial em P4R UNB. Fonte: elaboração própria.

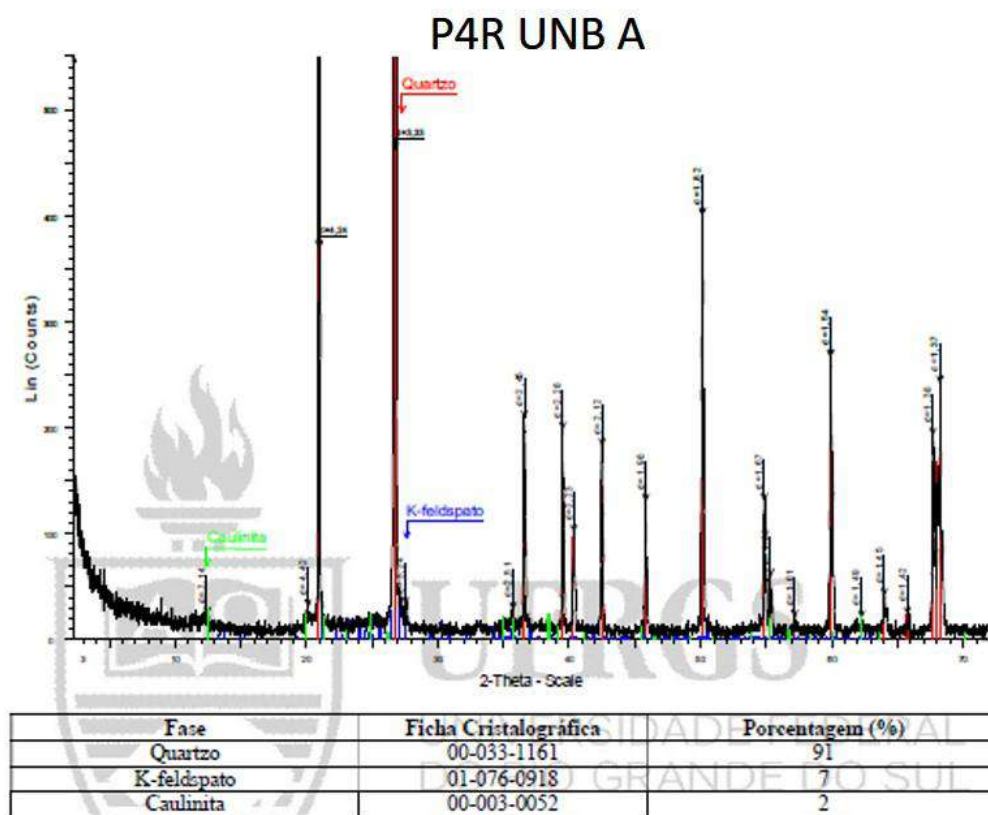
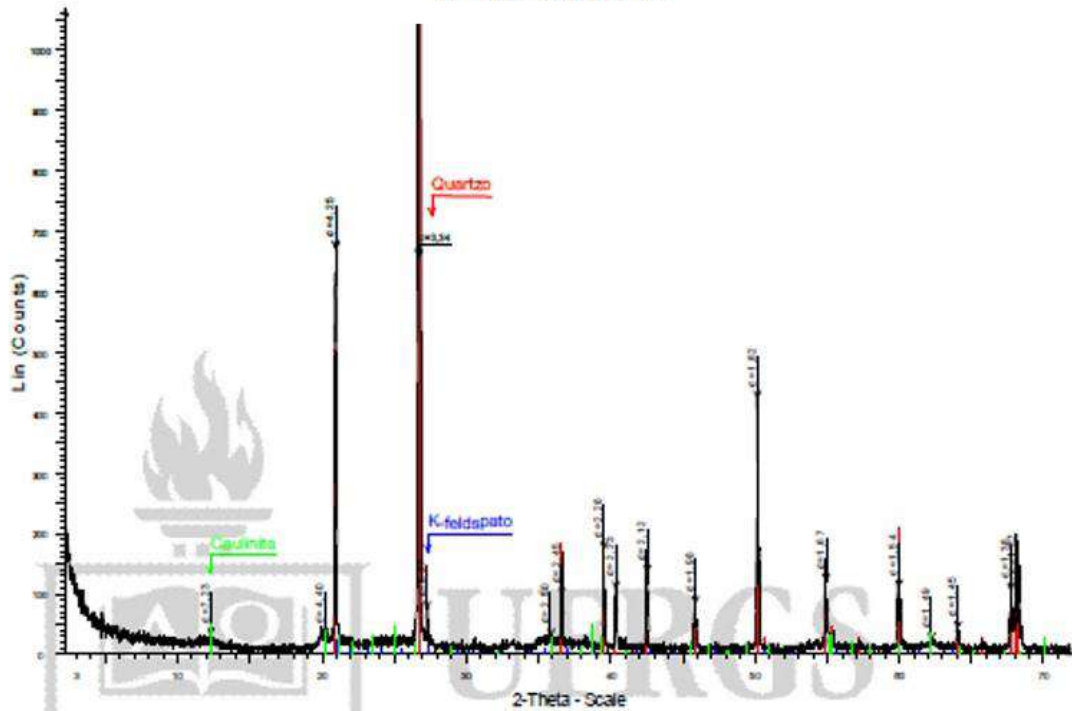


Gráfico 22 – Difractometria de raios X em P4R UNB A. Fonte: elaboração própria.

P4R UNB D



Fase	Ficha Cristalográfica	Porcentagem (%)
Quartzo	00-033-1161	91
K-feldspato	00-012-0703	5
Caulinita	00-002-0105	4

Gráfico 23 – Difractometria de raios X em P4R UNB D. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P4R UNB A	88,08	6,16	0,38	2,54	0,02	0,04	0	0	0,42	0,02	2,35	100

Tabela 9 – Espectrometria de fluorescência de raios X, em P4R UNB A. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P4R UNB D	80,79	8,43	0,68	5,26	0,026	0,15	0	0	0,48	0,019	4,17	100

Tabela 10 – Espectrometria de fluorescência de raios X, em P4R UNB D. Fonte: elaboração própria.

Interpretação e significado ambiental em P4

O ponto P4 identifica-se, devido às características de coloração, textura e posição topográfica das amostras de interesse da Unidade Cati (A), a exceção da amostra P4 R A, que é identificada, em uma primeira observação, como um representante da Unidade Areal (B). Para fins descritivos, a seguir serão expostas as interpretações das amostras relativas à Unidade A, excluindo-se, de início, a amostra P4 R A.

Com dados de granulometria e morfoscopia bem diferentes da amostra eólica de P3, pode-se de maneira segura apontar que esses depósitos superficiais possuem uma gênese vinculada a outros processos de transporte e deposição.

Em termos de arredondamento, a grande maioria das amostras apresenta a maior porcentagem na classe de subarredondados, seguida de grãos subangulares em menor proporção, muito embora as amostras apresentem uma variação de grãos nas classes de angulares até arredondados. Pode-se interpretar que a distância de transporte do material não foi muito longa, ou que o agente de transporte que movimentou esses sedimentos não foi muito efetivo em aparar as arestas dos grãos. Contudo, a variedade de classes de arredondamento pode apontar para a contribuição de diferentes agentes de transporte, num depósito mal selecionado e imaturo. Os dados de esfericidade acompanham a mesma lógica, ocorrendo uma mistura de grãos de esfericidade moderada para baixa, e de moderada para alta. Aí se percebe que quanto maior a porcentagem de areias médias, maior o índice de esfericidade moderada para alta. Isso se deve, provavelmente, por a areia média ser herdada diretamente do arenito Botucatu, rocha subjacente aos depósitos aqui descritos. Quanto maior o tamanho das areias, maior sua massa, o que resulta em impactos mais efetivos em suas arestas durante o processo de transporte. De maneira geral, isso resulta em que grãos maiores têm a tendência a se tornarem mais esféricos e arredondados mais facilmente (MENDES, 1984). Os dados de arredondamento e esfericidade levam-nos a classificar as amostras como imaturas e mal

selecionadas. Isso é devido às curtas distâncias de deslocamento e ao agente de transporte pouco efetivo.

Em relação à textura superficial dos grãos, vemos uma setorização dos resultados, apontando histórias evolutivas um pouco diferentes. No terço superior de P4, vemos que o pacote P4 TM se apresenta sobre contato difuso sobre o arenito do Botucatu, com a formação de horizontes pedológicos A e B assentados sobre um horizonte Cr (Botucatu), com elevado grau de alteração. Sem apresentar sinais claros de transporte, a trincheira aberta nesse ponto revela que ocorreu o início da pedogeneização do arenito há pelo menos **19.800+-1.980** anos A.P.. A grande quantidade de grãos sacaroidais aponta que estes acabam de ingressar no ciclo de erosão, sem sofrerem o desgaste em que o transporte e a erosão submetem os sedimentos. Somados a estes, percebe-se uma quantidade significativa de grãos lisos, muito provavelmente herdados diretamente do Botucatu. A mistura de grãos polidos, em transição e foscos é interpretada como resultante da ação de um padrão de umidade alto sobre o arenito Botucatu, não só propiciando a formação de um perfil de solo, mas tendo agência sobre o polimento dos grãos foscos do arenito. A participação de areias eólicas sopradas para o terço superior da vertente, e incorporadas ao perfil, também pode explicar a presença de grãos foscos e lisos. A Difratometria de raios X em P4 TMB, extremamente quartzosa, confirma a rocha fonte como o arenito Botucatu. Ao mesmo tempo, observa-se traços de caulinita no resultado da amostra. A caulinita é interpretada como um argilomineral formado sob a ação de um clima úmido e quente com alta lixiviação, onde os feldspatos potássicos (K) e o plagioclásio sofrem decomposição por hidrólise, formando a caulinita (SINGER, 1985; PAPOULIS; TSOLIS-KATAGAS, 2008; BOLARINWA *et al.*, 2019). Segundo Pedron (2007), o plagioclásios presentes nos basaltos da Serra Geral, no Estado do Paraná, sofreram a transformação em caulinita e gibbsita em momentos de clima quente e úmido. Bonorino (1966) ao descrever a presença de caulinita nos depósitos quaternários do Pampa argentino indica que sua rocha fonte é atribuída a rochas vulcânicas e vidros vulcânicos, os quais evoluíram principalmente para depósitos fluviais em épocas mais quentes e úmidas, incorporados a depósitos de loess por transporte eólico em épocas mais secas posteriores. Aqui, a sugestiva presença de caulinita, mesmo que em proporção pequena, apontaria para um momento de clima mais úmido e quente,

alterando o basalto rico em plagioclásio e K-feldspato. A participação do basalto neste perfil se torna bem plausível, visto que a poucos metros a montante do topo do morro testemunho, do qual a encosta amostrada faz parte, ainda é sustentada pela presença de basalto. A coloração avermelhada do perfil seria um outro indicador de um momento de umidade alta no ambiente, capaz de dissolver óxidos de ferro presentes no perfil e pigmentar os grãos de quartzo. A alta participação de silte e argilas ao longo do perfil P4 TM corrobora um momento de clima mais úmido que veio a intemperizar o basalto logo a montante, produzindo a expressiva quantidade de grãos angulares e subangulares e sacaroides. O polimento dos grãos, ou o início de polimento dos grãos em transição também se encaixam neste modelo interpretativo.

Já os perfis P4R B e P4 UNB, ao contrário do perfil P4 TM, apresentam sinais mais claros de seleção e transporte. Primeiramente se assentam sobre um contato erosivo plano, diretamente sobre o Botucatu ou sobre uma linha de pedras, como é o caso de P4 UNB B.

Enquanto P4 R B se situa à média encosta, vemos também uma alta participação de grãos sacaroidais, atestando a baixa distância de transporte dos grãos. Embora ainda ocorra a presença de grãos em transição, mesmo que muito pequena, já não ocorrem grãos foscos. A grande maioria dos grãos é classificada como polido. Provavelmente o perfil de solo P4 TM foi retrabalhado e transportado por processos gravitacionais e pluviais nas encostas durante episódios de chuvas intensas, tratando-se do início da formação de um colúvio, que se estende até a base do morro testemunho e recobre coxilhas e antigas áreas de várzea. Com uma péssima seleção granulométrica, falta de estratificação aparente, arredondamento e esfericidade ruins, somados à posição topográfica à média encosta, o enquadramento como depósitos coluvial parece fazer sentido, bem representada pela fácies Sm. Hoje, a proximidade com o substrato rochoso e a presença de um clima úmido eleva o nível do lençol freático no ponto, aflorando a 180 cm do topo do perfil. A presença da água, através do freático, é diferenciada ao longo do ano, onde ciclos de umedecimento e secagem são o principal controle sobre a dissolução mineral e a precipitação de óxidos de manganês e ferro nos solos, levando a formação da hematita encontrada na análise de difratometria de raios X em P4 R B (ŠEGVIĆ, *et al.*, 2018).

Sobrepondo o depósito P4 R B vemos o perfil P4 R A. Este se configura como um depósito das areias sopradas do areal à jusante da encosta (Figura 54).



Figura 54 – Ao fundo se observa o topo do morro testemunho sustentado pelo basalto, onde se pode ver uma cornija separando o topo da vertente. Ao lado direito da foto há o ponto amostral P4 UNB. Entre estas duas formas se estende um braço do areal, fonte de areias eólicas de P4 R A. Fonte: Acervo pessoal. Fonte: elaboração própria.

A amostra P4 R A apresenta alguns pontos significativamente distintos dos outros depósitos. Primeiramente possui uma seleção granulométrica muito melhor, na areia fina e, subordinadamente, areia muito fina. Possui um elevado teor de grãos foscos, arredondados e bem arredondados, de boa esfericidade. Apresenta fácies Spe, de estrutura interna com estratificação cruzada e uma coloração muito mais pálida. Aí se destaca como um depósito eólico muito recente, com apenas **140 + - 45** anos A.P.. O mais provável é que essas areias tenham sido sopradas do areal ao sul - sudeste e ancoradas na média encosta,

estabilizadas pela vegetação gramínea atual. Soma-se a estas areias a participação de alguma alteração do basalto a montante, devido ao baixo conteúdo de plagioclásio, ainda não transformado em outros minerais.

Como ponto de maior interesse, sendo este um ponto amostral da unidade fluvial A descrita por Suertegaray (1987), observa-se o perfil P4 UNB, na base do morro testemunho, configurando uma forma tabular plana um pouco a montante das várzeas locais. Aqui, sem exceção, todas as amostras são constituídas por grãos polidos, evidenciando a participação hídrica no meio de transporte. Os grãos não se enquadram mais no intervalo sacaroide, sendo expressivamente mamelonados. Então, interpreta-se que estes grãos passaram por certo grau de retrabalhamento, diferentemente dos encontrados *in situ* no perfil de encosta e de solo no terço superior da encosta. Embora certamente tenham sofrido um transporte mais distante, ou mais enérgico, ainda se apresentam subarredondados e de esfericidade moderada, não sendo provável amplas distâncias percorridas ou um agente de transporte eficiente em aparar e arredondar as arestas dos grãos, como no caso das areias eólicas.

Vemos em todas as amostras uma mistura de diversas classes granulométricas, sem uma marcante classe modal na areia fina, como ocorre na deposição eólica. Mesmo assim, a areia fina ainda é a classe mais expressiva, mostrando a provável contribuição de areias eólicas durante sua formação. A presença de sedimentos finos, como a argila e silte, corroboram a participação de alguma forma de ação hídrica no transporte. Os dados de difratometria de raios X denunciam traços de caulinita, que assim como em P4 TM, devem ter sua gênese atribuída a momentos de clima quente e úmido. Mesmo com a participação do basalto, o alto teor de quartzo indicaria que a principal rocha fonte seria o arenito Botucatu.

Assim, aventa-se algumas possibilidades. A primeira é que o depósito em questão seria a mobilização do perfil de solo formado nas encostas a montante, configurando um depósito de colúvio. A falta de classificação granulométrica, a baixa distância e a energia de transporte corroboram tal possibilidade. Outra hipótese seria a de que o material coluvial em trânsito na vertente configuraria um terraço fluvial ao pé do morro testemunho. A fraca laminação paralela encontrada em P4 UNB A e B, a elevada porcentagem de argilas e a proximidade com a várzea atual sustentam a possibilidade de o depósito em questão

representar a antiga borda de uma planície de inundação, com um nível de terraçamento. O mosqueamento em P4 UNB C e D também indica a presença de água percolante, dissolvendo e pigmentando de forma mosqueada estes setores do perfil. Contudo, isto poderia ocorrer devido à presença do lençol freático posterior à deposição. O mais provável é que os depósitos colúvies tenham entulhado as partes mais rebaixadas do sopé da vertente, misturando-se com a planície de aluviões e configurando uma *bajada* dentro do novo nível de base local. Aí a fácies Flm parece fazer sentido, com momentos de laminação aluvial e momentos de deposição maciça de fluxos colúvies. A Figura 55 ilustra a forma tabular do depósito.



Figura 55 – Unidade fluvial A em dois pontos diferentes dentro do sítio areal. À esquerda, o ponto de coleta P4 UNB, com linha de pedra aparente. À direita, unidade colúvio-aluvial aflorante em meio ao areal, ponto P6. Ambas se apresentam como depósitos de formato tabular. Fonte: elaboração própria.

O entulhamento da porção deprimida (*bolson*) pelo material em trânsito por processos pluviais e gravitacionais, provindos da encosta a montante, que geraram o pacote P4 UNB, ocorreu ao longo do Pleistoceno em diferentes momentos climáticos. Na base do pacote, em contato erosivo plano com o arenito do Botucatu, observa-se um depósito com idade de formação há **122.590 + - 13.180** anos A.P. até **88.820 + - 8.740** anos A.P.. A maior porcentagem de areias médias sugere uma erosão direta do arenito Botucatu, muito embora o contato erosivo plano deixe claro que se trata de um depósito alóctono. A grande participação de sedimentos finos, alguns seixos rodados e a presença de caulinita nos leva a pensar que este depósito foi formado sob ação de um clima úmido, configurando a base de um depósito aluvial ou colúvio aluvial. Entre este

pacote, composto pelas amostras P4 UNB C e D e as amostras P4 UNB A e B, ocorre a presença de uma linha de pedras. A presença de linhas de pedras é encontrada por toda a extensão da janela de Botucatu em estudo e, por vezes, também sobre as áreas do reverso da Cuesta do Haedo capeadas pelo basalto. Podem ocorrer dentro de pacotes sedimentares, como no caso em questão, e expostas na superfície, tanto sobre a rocha sã quando sobre outros depósitos superficiais. Isso leva a crer que a linha de pedras registra um hiato deposicional, onde configuraria o paleopavimento detrítico regional, típico do piso rochoso de áreas áridas ou semiáridas. A Figura 56 ilustra a extensão das linhas de pedra dentro do sítio areal.



Figura 56: Pavimento detrítico sobre colina com areal a esquerda. A direita topo da unidade colúvio-aluvial com pavimento detrítico. Fonte: Acervo pessoal.

Após um hiato erosivo (ou de não deposição) que marcaria a passagem de um clima úmido representado pelos depósitos P4 UNB C e D, para um árido, representado pela linha de pedra, se observaria um retorno de uma época úmida pela deposição dos pacotes coluviais ou colúvio-aluvionares das amostras P4 UNB A e B. Após uma época de aproximadamente 65.150 anos se percebe novamente que entre **23.670+-1.1670** anos A.P. e **19.750+-1.870** anos A.P. voltam as condições para a deposição colúvio-aluvionar bem representada em P4 UNB. A idade próxima, bem como a composição textural, morfométrica e mineralógica leva a crer que o material das amostras P4 UNB A e B são mobilizações do material presente em P4 TM, configurando um manto coluvial provavelmente retrabalhado em épocas de chuvas intensas, que depositou nos

sopés das vertentes os depósitos da Unidade A. A elevada participação das areias finas pode ter sido incorporada ao colúvio em épocas mais secas pela ação eólica, até que a umidificação climática retrabalhe os depósitos estocados na vertente através de movimentos de massa.

Os dados de espectrometria de fluorescência, resultando nos elementos químicos maiores e LOI dentro das amostras foram utilizados para a realização do CIA. O resultado do índice de alteração química das amostras possuem os seguintes resultados: para a amostra em terço superior da vertente, P4 TM B, apresenta CIA 93,21; já as amostras em terço médio, P4 R A e P4 R B, possuem CIA 81,8 e 85,83; as amostras de base, P4 UNB A e P4 UNB D, apresentam CIA 93,61 e 94,61.

Para as amostras de terço superior e base, cujas gêneses têm tido a interpretação relacionada a movimentos de massa, observam-se valores muito altos, traduzindo-se em alta lixiviação dos elementos químicos, o que indicaria um clima mais úmido e potencialmente mais quente, em concordância com o indicativo dos demais dados utilizados. As amostras de meia vertentes, relacionadas à expansão do areal sobre a unidade de transporte coluvial, apresentam CIA relativamente menores, quase no limite do índice para a interpretação de ambientes áridos. Com valores muito similares, é possível que tenha ocorrido uma mistura de sedimentos dos dois pacotes, ou ainda, e mais provável, uma mobilização dos elementos maiores para a unidade abaixo devido à percolação da água na atualidade. Isso se nota principalmente nos elementos potássicos, com maiores índices de K e de K-feldspatos.

Observa-se os maiores valores de SiO₂ para a amostra P4 R A, condizentes com a amostra altamente arenosa. Esta mesma amostra possui o menor valor de matéria orgânica encontrada, traduzindo-se em um pacote altamente mineral. As demais amostras possuem valores reduzidos de sílica em comparação ao teor de alumínio, sendo mais um indicador da concentração de argilas nesses perfis. Somados a isso ainda vemos maiores valores de matéria orgânica. Assim, infere-se novamente que havia um clima mais úmido, capaz da mobilização e da produção de argilas, e oferecendo a maior possibilidade da presença de matéria orgânica, em um ambiente menos hostil. Os maiores valores de óxidos de ferro em épocas supostamente mais úmidas também são

entendidos como outro dado que vem a apontar a presença de água disponível no meio, muito comum em solos de regiões tropicais (LEPSH, 2002).

4.4.4. Baixas coxilhas em arenito

O compartimento de baixas coxilhas em arenito está todo embutido dentro do que seria o paleoespaço da superfície da Campanha (AB'SABER, 1969b), dentro da Janela de Botucatu. Estas coxilhas apresentam altimetria variando de 100 m até 180m, de acordo com o setor do recorte em que se situam. Todas apresentam uma amplitude entre topo e base de 20 m a 40 m na média. Elas se mostram como formas policonvexas na paisagem, apresentando feições semimamelonares, embora se distingam eventualmente por apresentarem deslocamentos em seu topo, configurando vertentes assimétricas quando recobertas por sedimentos de origem eólica. Esta diferenciação, perceptível junto de uma diferença na coloração, é um indicador fundamental para realizar o mapeamento de coxilhas formadas por um material sedimentar eólico e colúvio-aluvionar, através da interpretação de fotografias aéreas em par estereoscópio.

O recorte de estudo se apresenta com uma declividade em rampa no sentido NE-SW, em direção a calha do rio Quaraí. Ao setorizarmos o compartimento, podemos observar que as coxilhas próximas à planície de inundação do rio Quaraí se situam altimetricamente entre 100 e 120 m. As coxilhas mais ao norte da área de estudo, próximas às encostas e aos morros testemunhos, estão entre 140 e 180 m, enquanto as coxilhas em situações intermediárias se situam entre 120 e 160 m.

Como já apontado anteriormente, as coxilhas encontradas pelo interior da área de estudo podem se apresentar recobertas por diferentes unidades de origem quaternária, mais especificamente as Unidades Cati (A) e Areal (B) (SUERTEGARAY, 1987), ou ainda dispor de seções de arenito aflorante, principalmente em seus topos. Ao se realizar um recorrido em campo, pode-se confirmar as posições altimétricas descritas para os depósitos quaternários encontrados, realizando-se a descrição e a coleta do material para análise. As coxilhas recobertas pela Unidade Cati (A), de suposta origem fluviolacustre,

podem ser observadas de altitudes desde 120 m, ocupando baixos vales intercoxilhas ou seus terços inferiores, além do topo de algumas coxilhas até 160 m de altitude. Todas essas coxilhas estão bem representadas com declividade de 3 a 8 %, configurando um relevo suave ondulado com vertentes policonvexas, de boa simetria. A Figura 57 ilustra este compartimento, onde se observa o encaixamento da rede de drenagem de hoje contribuindo para a mamelonização atual destas formas capeadas pelos depósitos da Unidade A.



Figura 57: Fotografias de coxilhas policonvexas, entremeadas pela rede de drenagem. A figura superior é o local de coleta do ponto P7. Fonte: elaboração própria.

Ponto P7 – Representante da Unidade Cati (A)

Foi escolhido um ponto de coleta em uma coxilha bem representada pelo recobrimento da Unidade Cati (A), de origem supostamente pleistocênica. O ponto P7, localizado em 30°26'30" S e 56°18'26,1" O a 134 m de altitude foi aberto com uma pá de corte em um caminho rural, próximo a uma estrada. Foi realizada a descrição do material em campo e coletado o material para as análises sedimentar, morfoscópica, difratometria de raios X, espectrometria de fluorescência de raios X e datação por LOE, esquematizadas na Figura 58, nos Gráficos 24, 25, 26, 27 e na Tabela 11.

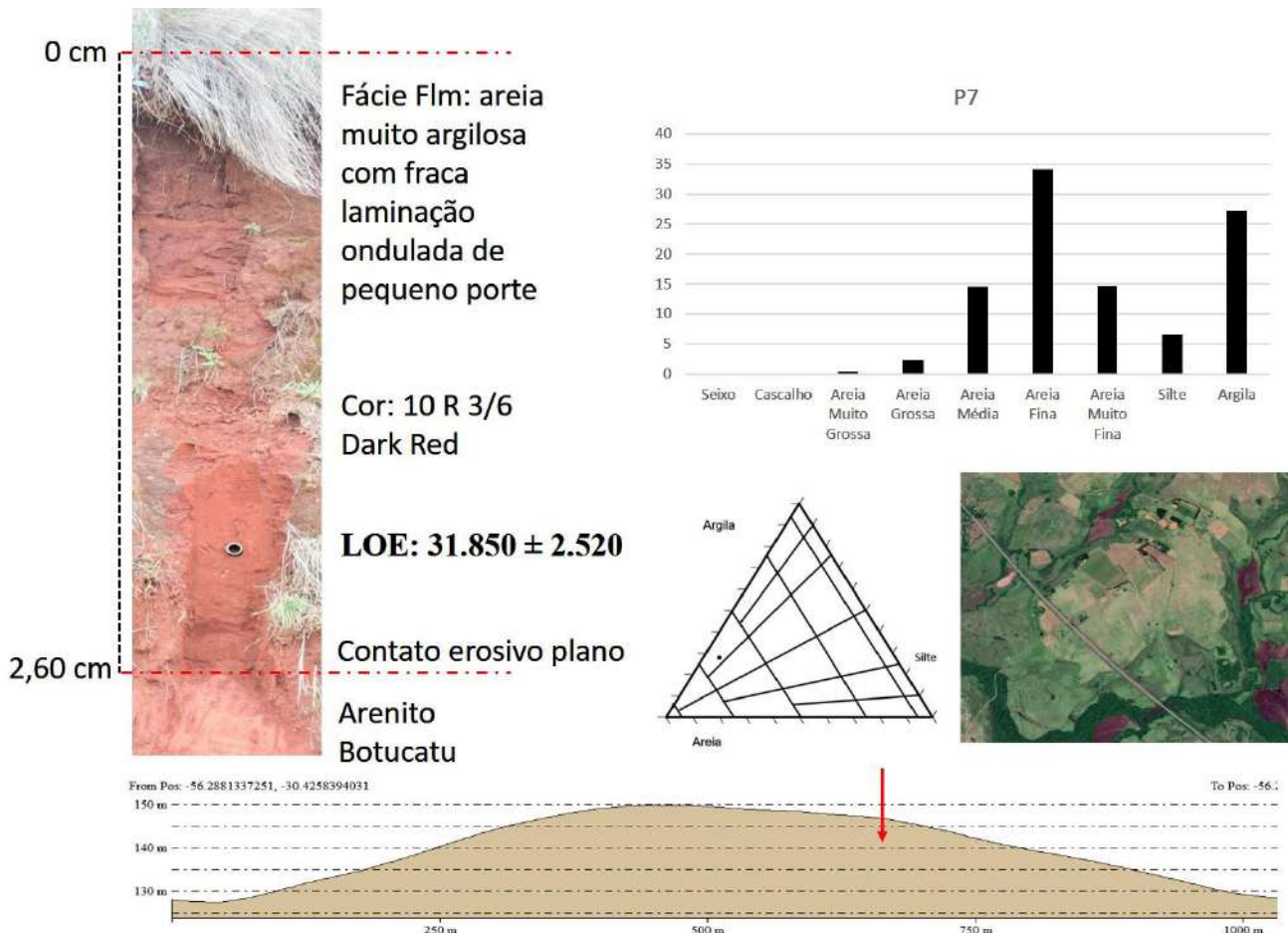


Figura 58 – Esquema dos Resultados do ponto P7. Fonte: elaboração própria.

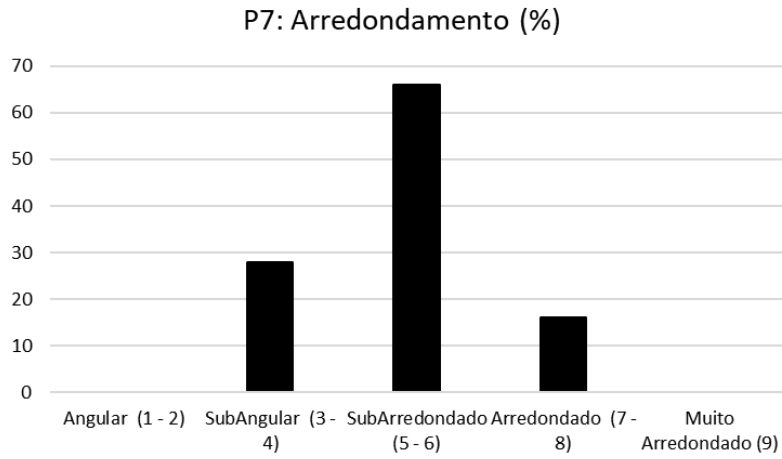


Gráfico 24 – Arredondamento em P7. Fonte: elaboração própria.

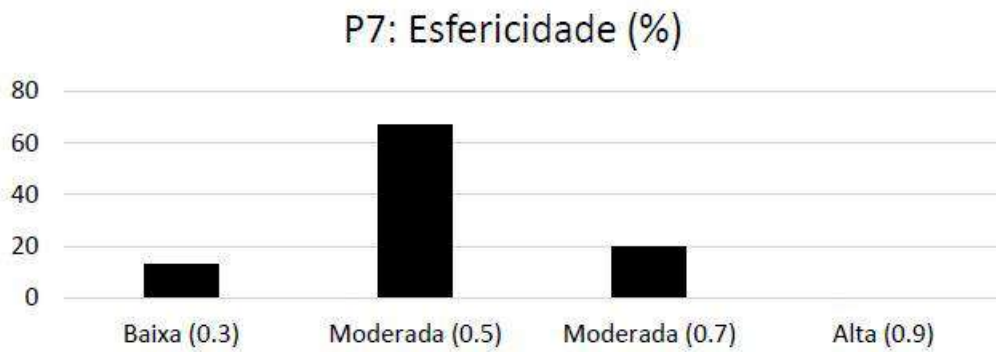


Gráfico 25: Esfericidade em P7.

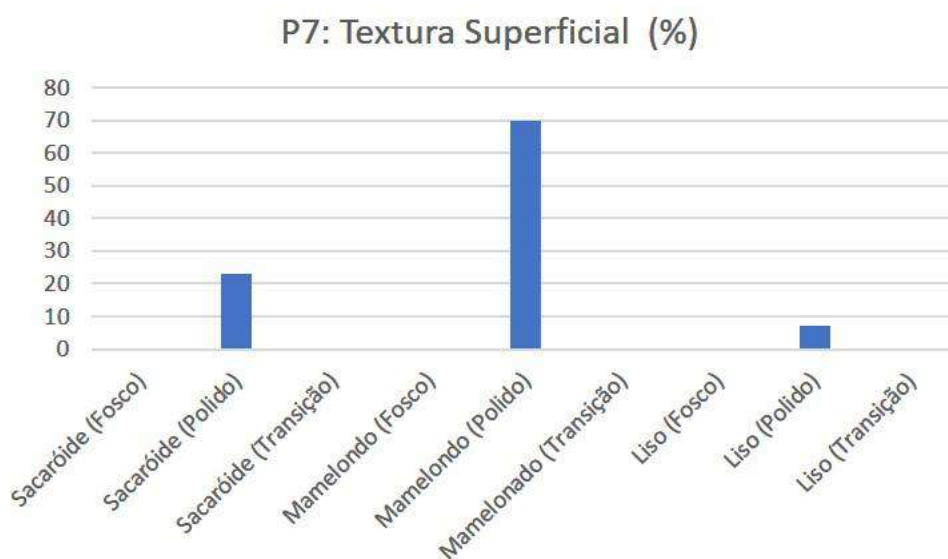


Gráfico 26 – Textura Superficial em P7. Fonte: elaboração própria.

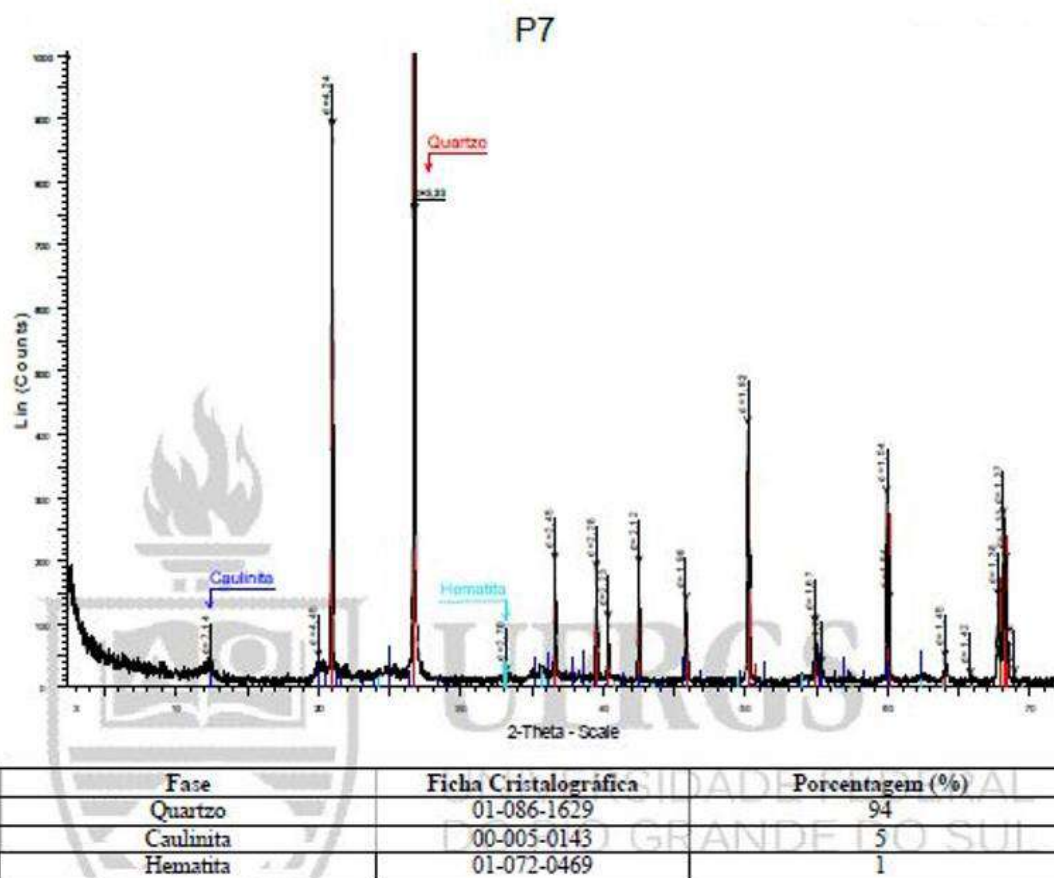


Gráfico 27 – Difractometria de raios X em P7. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total
P7	84,16	7,55	0,53	3,71	0,022	0,055	0	0	0,34	0,015	3,63	100

Tabela 11 – Espectrometria de fluorescência de raios X em P7. Fonte: elaboração própria.

Interpretação e significado ambiental em P7

O depósito sedimentar analisado em P7 possui as mesmas características daqueles descritos para P4 UNB, principalmente no que se refere aos depósitos acima da linha de pedra. Inclusive, a idade de P7 a identifica como, muito provavelmente, pertencente ao mesmo ciclo de umedecimento identificado

anteriormente. Aqui, porém, percebe-se que este ciclo teve início alguns milênios antes, há **31.850 + - 2.520** anos A.P.

O pacote P7, então, é outro ponto identificado como um representante da unidade Cati (A). Assentando sobre contato erosivo plano no arenito Botucatu, trata-se de um material de transporte que foi depositado em uma área deprimida, hoje já soerguida devido ao entulhamento de material sedimentar e mamelonizada devido à rede de drenagem instalada. Atualmente se encontra em vias de pedogenização, apresentando em muitos pontos estruturas prismáticas. A fácies identificada, Flm, composta de areia muito argilosa com marcas de laminação e de ondulações paralelas, sugere a presença de um depósito de planície de aluvião ou de área pantanosa.

Se tomarmos como ponto de interpretação a mesma lógica seguida para P4, há a indicação para este ponto que o depósito tem seu material de origem provindo de corridas de lama ou de movimentos de massa dos colúvios à meia encostas, que com o tempo foram atulhando as áreas planas e deprimidas em seus sopés e terços inferiores. A granulometria rica em lama e sem hierarquia textural suporta essa interpretação, bem como a fraca laminação paralela ao substrato indicaria os episódios de entulhamento. A Figura 59 ilustra outro ponto de observação da mesma colina, demonstrando a situação de transporte do material. A Figura 60 demonstra a conexão que existe entre as encostas e a coxilha amostrada, situação comum a todo o interior da Janela do Botucatu, que se trata de uma depressão em rampa emoldurada por encostas e pontilhada por morros testemunhos, lembrando muito o embutimento de pedimentos na Janela de Botucatu.



Figura 59 – Fotografia de outro ponto de observação da colina de P7, em corte de estrada. Fonte: elaboração própria.

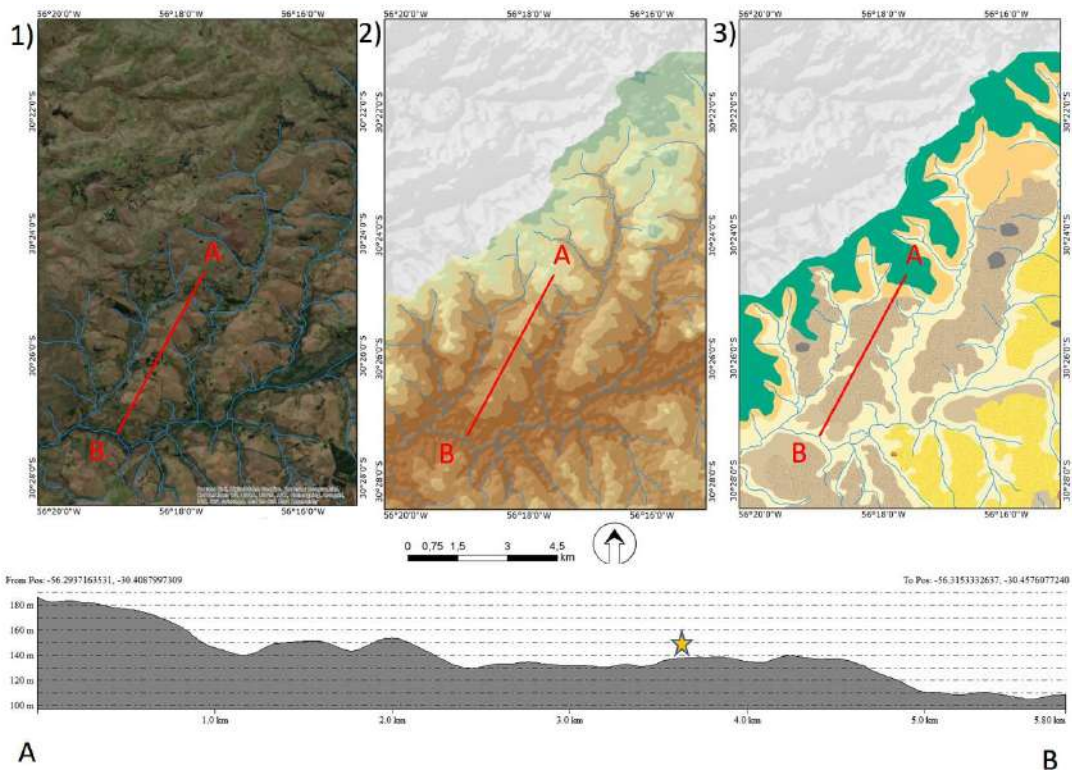


Figura 60 – A imagem mostra a conexão das encostas com as coxilhas atuais, na forma de uma rampa em direção a calha do rio Quaraí. A figura mais à esquerda (1) é uma imagem de satélite de P7, a do meio (2) a hipsometria e à direita (3) os compartimentos geomorfológicos. Abaixo, um croqui em que a estrela marca o ponto de coleta. As situações deprimidas dentro do croqui representam as calhas da rede de drenagem, que com a umidificação do clima vêm a seccionar a rampa em coxilhas. Fonte: elaboração própria.

Tratando-se de um depósito composto inteiramente de grãos polidos, o agente hídrico é apontado como o principal meio de transporte. A baixa esfericidade e o subarredondamento indicam a baixa energia de trabalho sobre o grão – locomovidos a curtas distâncias, outro indicador que suportaria tal interpretação.

A difratometria de raios X em P7 indica a mesma origem de P4, onde a participação do basalto pode ser notada no processo de caulinição dos minerais encontrados nas rochas vulcânicas em um clima quente e úmido, conforme o indicado na bibliografia consultada. A presença da hematita, mesmo que de maneira quase ausente, é indício da pedogenização em solos com um regime hídrico bem contrastado, com alternância sazonal entre uma estação com alta umidade, mas em condições oxidantes, e outra estação bem seca (TOLEDO, 2014). Essas condições de sazonalidade vinculadas a climas mais tropicais são conhecidas por tingir os solos de cores avermelhadas, alaranjadas e amareladas, diferentemente das cores mais pálidas encontradas em climas temperados, secos e/ou frios (TOLEDO, 2014). Aí também temos um outro indicador sobre a diferença paleoclimática que agia no momento de formação dos depósitos das Unidades Cati (A) e Areal (B), tendo os depósitos eólicos sempre uma coloração muito mais pálida.

Os dados de espectrometria de fluorescência resultando nos elementos químicos maiores e LOI dentro da amostra foram utilizados para a realização do CIA. O resultado do índice de alteração química foi de CIA 95,69, apontando um intemperismo químico muito alto, o que enquadra a amostra em uma época de alta umidade. A relação entre alumínio e sílica na amostra é típica de sedimentos mais argilosos, condizentes com a granulometria. Possuindo valores de óxidos de ferro mais elevados do que nas amostras de clima mais seco, atesta-se a percolação da água no perfil, provavelmente de forma sazonal. De acordo com as demais amostras, cujo CIA possui valor elevado, observa-se um maior teor de matéria orgânica no perfil.

Ponto P5 – Representante da Unidade Areal (B)

As coxilhas recobertas pela Unidade Areal (B), de origem eólica, podem ser observadas em altitudes desde 120 m, ocupando baixos vales intercoxilhas, recobrimdo desde os depósitos superficiais da unidade Cati (A) até o topo de algumas coxilhas ou encostas de morros testemunhos em até 180 m de altitude. Estas coxilhas se encontram representadas com declividade variada, de 3 a 20 %, configurando um relevo desde o suave ondulado até o ondulado. Embora, de maneira geral, sigam configurando vertentes policonvexas em análise estereoscópica, pode-se observar uma assimetria entre as diferentes pendentes de suas vertentes, ora deslocando seu topo para um ou para outro setor, sem apresentar, contudo, um padrão. As coxilhas recobertas por depósitos sedimentares de origem eólica se apresentam em um setor mais localizado dentro do recorte de estudo, mais precisamente entre o interflúvio do arroio Areal e Cati, onde 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. As Figuras 61, 62 e 63 ilustram esse compartimento, onde se observa o que parece ser um grande lençol de areia ou um campo de paleodunas, indicado como a origem dos depósitos superficiais da Unidade Areal (B).



Figura 61 – Coxilhas em arenito com deposição eólica. Atualmente fixadas pela vegetação, observam-se formas onduladas, que muito lembram antigas cristas de dunas. À frente, deposições arenosas atuais junto às ravinas. Fonte: elaboração própria.



Figura 62 – Fotografia do perfil de coxilha com deposição eólica ancorada na vertente sul. Atualmente o setor foi erodido e retrabalhado em um areal. Fonte: elaboração própria.



Figura 63 – Fotografia da vista próxima do topo da colina onde foi coletado o ponto P5. Ao norte, observam-se rupturas de relevo cuestiforme, que muito provavelmente serviram de ancoragem para as areias sopradas de SE. Fonte: elaboração própria.

Foi escolhido um ponto de coleta em coxilha bem representada pelo recobrimento da unidade eólica B, de origem supostamente holocênica. O ponto P5 está localizado em 30°28'17,5" S e 56°14'04,4" O, a 161 m de altitude. Foi aberta uma trincheira na média vertente da coxilha, para a descrição do depósito superficial em campo e a coleta de material para as análises sedimentar, morfoscópica, difratometria de raios X, espectrometria de fluorescência de raios X e datação por LOE, conforme esquematizado na Figura 64, nos Gráficos 28, 29, 30, 31 e na Tabela 12.

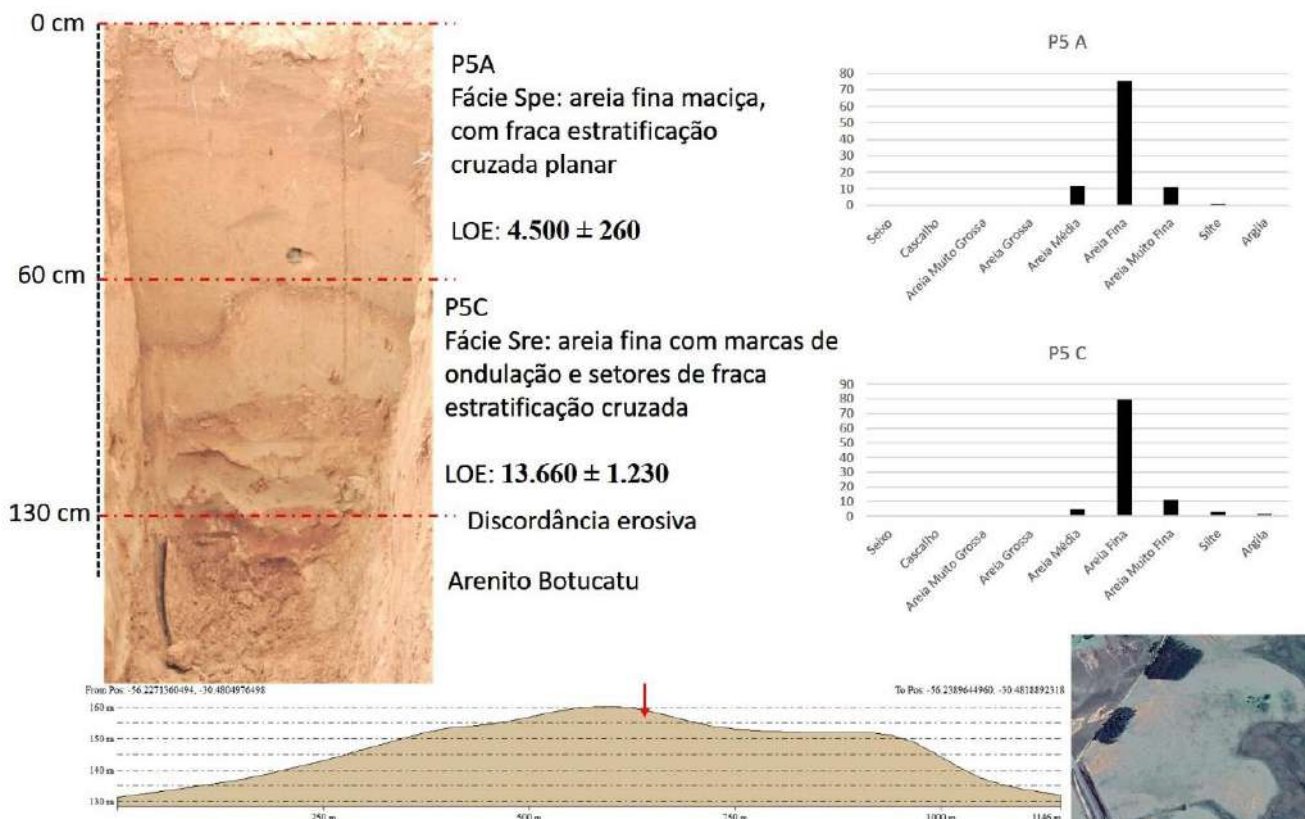


Figura 64 – Esquema dos Resultados do ponto P5. Fonte: elaboração própria.

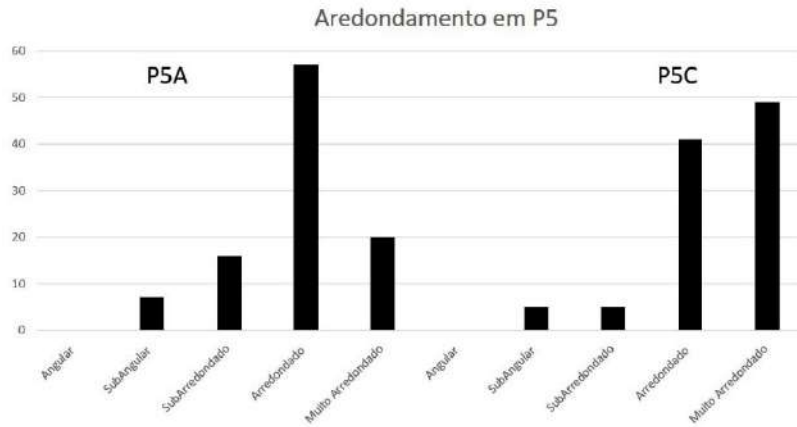


Gráfico 28 – Arredondamento em P5. Fonte: elaboração própria.

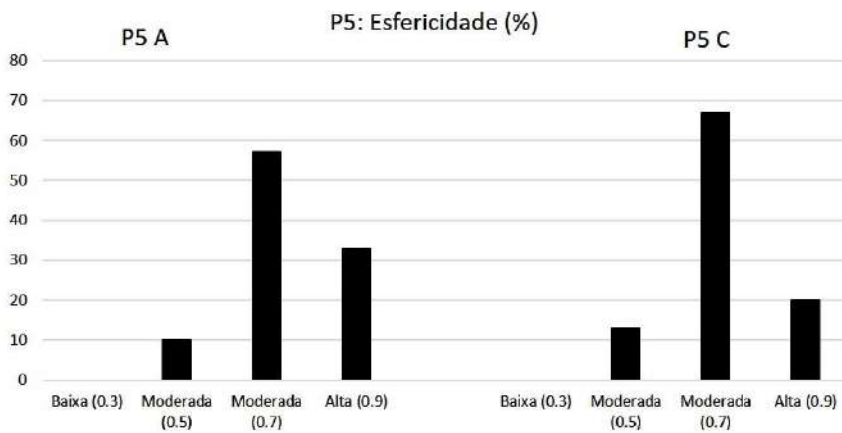


Gráfico 29 – Esfericidade em P5. Fonte: elaboração própria.

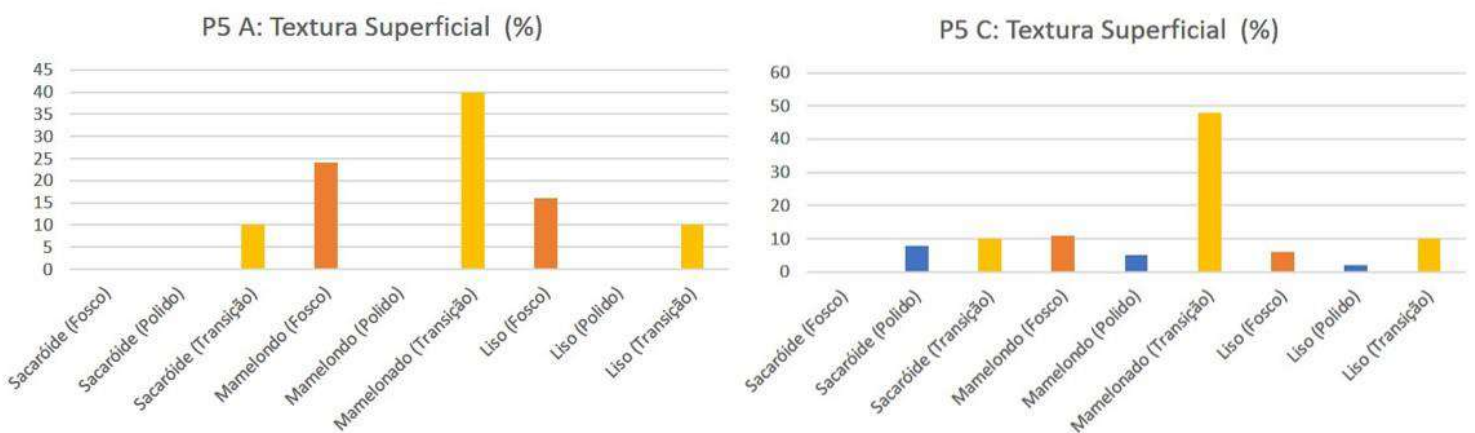


Gráfico 30: Textura Superficial em P5.

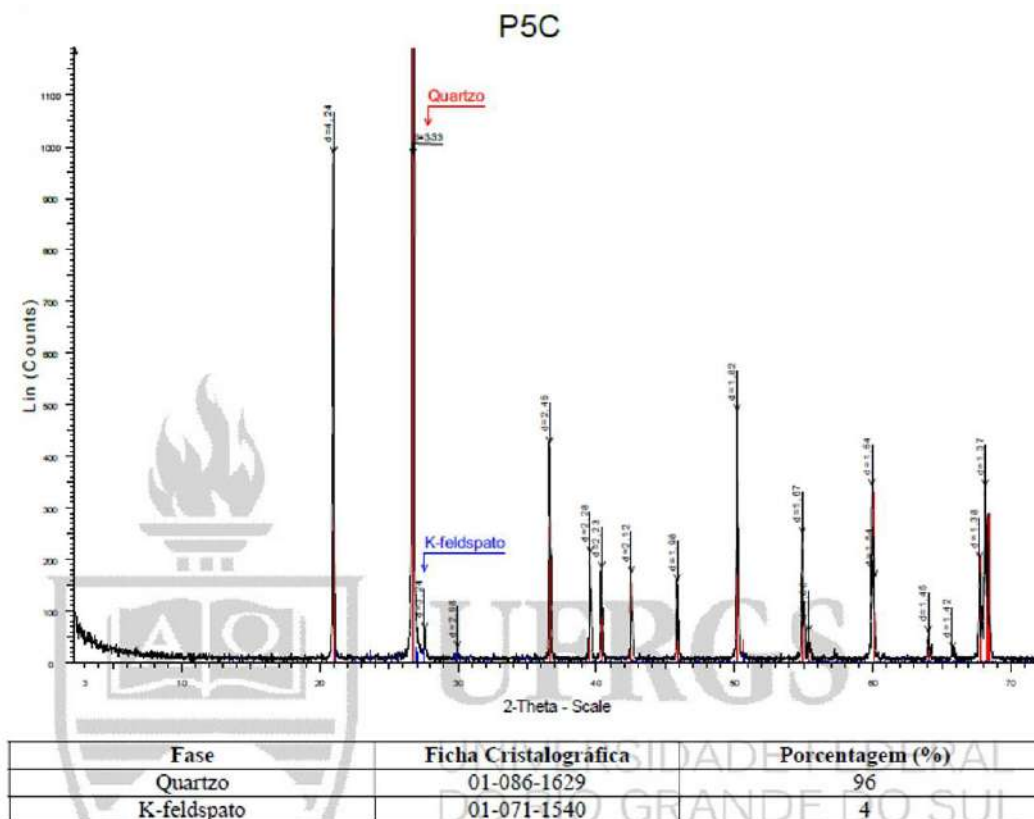


Gráfico 31 – Difratometria de raios X em P5 C. Fonte: elaboração própria.

Amostra \ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P5 C	93,94	3,77	0,16	0,54	0,01	0	0,8	0	0,36	0	0,43	100

Tabela 12 – Espectrometria de fluorescência de raios X em P5 C. Fonte: elaboração própria.

Interpretação e Significado Ambiental em P5

Tudo parece indicar que o ponto P5 é um representante da unidade eólica B. Ao analisar sua morfometria, nota-se grãos arredondados e bem arredondados, com esfericidade moderada para alta, demonstrando grande energia e eficiência para atuação como agente de transporte das areias em questão. A textura superficial dos grãos é marcada pela transição para grãos foscos na base do pacote (P5 C), e pela grande participação de grãos foscos no topo (P5 A). Como os depósitos possuem idades diferentes, sendo a base

depositada a **13.660 +-1.230** anos A.P. e o topo a **4.500 +- 260** anos A.P., o grau de fosqueamento é sugerido pelo tempo de trabalho que o material de origem sofreu. Como a base apresenta poucos grãos polidos e o pacote se encontra em vias de transição para o fosqueamento, é muito possível que o depósito em questão tenha sido um retrabalhamento dos depósitos da unidade Cati (B) em meio eólico.

P5 assenta-se sobre um contato erosivo no arenito Botucatu, evidenciando ser esse um depósito de material de transporte, e não uma intemperização *in situ* do arenito, muito embora a difratometria aponte que o Botucatu é a rocha fonte do depósito. Sua granulometria bem selecionada no intervalo da areia fina traz outro suporte para a interpretação de depósitos eólicos.

Muito similar ao depósito eólico encontrado em P3, a camada de areia de P5 possui aproximadamente 130 cm de espessura, demonstrando uma regularidade na deposição eólica. Nos demais pontos de observação desses depósitos eólicos, a espessura se manteve a mesma. Situados da base da encosta ao topo de uma alta colina, o depósito P5 parece se tratar de uma pequena duna ou um lençol de areia ancorado na vertente, e o topo do obstáculo que seria a colina de arenito exposto à época da deposição de P5. Como mencionado em capítulo anterior, com frequência se observa que se forma uma zona de velocidade do vento reduzida ao longo da crista de obstáculos, com uma consequente deposição das areias em trânsito.

A direção das marcas de ondulação e a estratificação cruzada dentro do perfil apontam o cavalgamento do material eólico na direção SE para NO, sugerindo a direção dos ventos há **13.660 +- 1.230** anos A.P.. Novamente, há **4.500 +- 260** anos A.P. apareceram laminações onduladas paralelas na mesma direção, interpretadas como *ripple marks* eólicas no momento de sua formação. As fácies Spe e Sre são separadas por uma forte marca ondulada pigmentada de vermelho, sugerindo aí um momento de oxidação dos óxidos de ferro que deveriam estar expostos à superfície sobre alguma influência de umidade, mesmo que sazonal. Aí se percebe uma discordância entre as duas fácies amostradas, sendo mais provável dois períodos distintos de aridificação climática do que um contínuo de quase 9.500 anos de aridez. Também faz sentido a diferenciação entre o grau de fosqueamento dos grãos em análise,

sendo P5 A um provável retrabalhamento dos antigos depósitos eólicos da época de P5 C.

Os dados de espectrometria de fluorescência resultando nos elementos químicos maiores e LOI dentro da amostra foram utilizados para a realização do CIA. Primeiramente, observam-se altos valores de SiO₂, condizentes com a amostra altamente arenosa, como se pode observar nos altos valores de quartzo encontrados na difratometria. O baixo valor de K-feldspato indica o baixo teor de argilas potássicas na amostra. O resultado do índice de alteração química apresenta resultado de 76,47, apontando um baixo intemperismo químico em relação ao mecânico, enquadrando a amostra a uma época provavelmente árida ou semiárida. O baixo valor de LOI é condizente com tal interpretação, tratando-se de um depósito altamente mineral, sem o registro significativo de origem orgânica. Os valores encontrados em P5 C são muito similares aos dos depósitos arenosos eólicos retirados em P3, que também possuem uma idade próxima, demonstrando a regionalidade de um clima mais árido capaz de produzir depósitos eólicos dunários.

4.4.5. Várzeas e planícies de inundação

As áreas de várzea compreendem toda a planície de inundação, contendo terraços fluviais e leitos maiores e menores. São nesses espaços que correm as sangas, os rios e os arroios da atualidade, preenchendo de depósitos aluviais quaternários os canais escavados pela ação hídrica ou se apresentando encaixados diretamente sobre leitos rochosos, tanto em litologias de basalto quanto de arenito. É o compartimento mais recente do recorte de estudo, sendo considerada uma área de agradação formada por depósitos quaternários da rede de drenagem que se instalou, da forma que hoje observamos, provavelmente com o último período úmido do Holoceno.

Sua altitude é variada, podendo chegar ao mínimo a 93 m junto à calha do rio Quaraí, correspondendo ao compartimento mais baixo do recorte em estudo. Quando apresenta seu córrego sobre as coxilhas elevadas, em litologia basáltica, ocorre em altitudes entre 150 e 160 m, normalmente se assentando diretamente sobre a rocha ou com a presença de densa cascalheira. Quando ocorre sob o Botucatu, no interior do recorte de estudo, entremeando coxilhas e algumas rampas, sua altitude se enquadra entre 100 e 120 m, sendo este intervalo o mais representativo para o compartimento. De maneira geral, apresenta-se como uma área plana, independente da situação litológica e altimétrica (Figura 65).

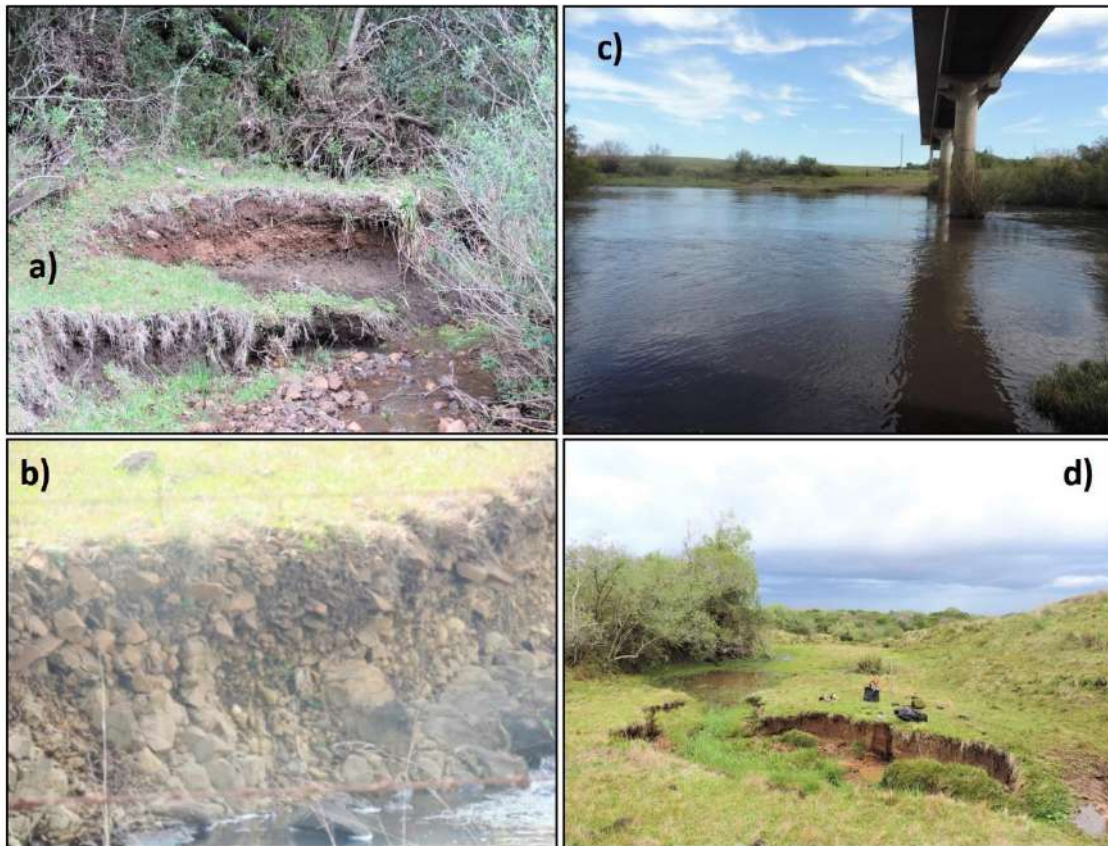


Figura 65 – Fotografias de áreas de várzea: a) terraço fluvial sob litologia de arenito; b) cascalheira fluvial em litologia de basalto; c) várzea do rio Quaraí; d) várzea intercoxilhas no ponto P3 V. Fonte: elaboração própria.

O ponto P3 V localiza-se na várzea contígua à encosta do morro cuestasiforme onde foi coletado o material eólico de P3. Foi realizada a coleta de material para as análises sedimentar, morfoscópica, difratometria de raios X, espectrometria de fluorescência de raios X e datação por LOE para o compartimento representante de várzea, bem como para a caracterização deste pacote (Figura 66, Gráficos 32, 33, 34, 35 e Tabelas 13 e 14).

O PV 3 encontra-se em uma altitude de 121 m, em litologia de Botucatu. Foi aberta uma trincheira ao longo do canal fluvial na base de uma encosta do morro testemunho, com a presença de depósitos arenosos. O pacote 76 cm de profundidade antes do contato plano em arenito alterado e com seixos e grânulos basais. O ponto situa-se nas coordenadas 30°24'49"S e 56°12'37,7" O.

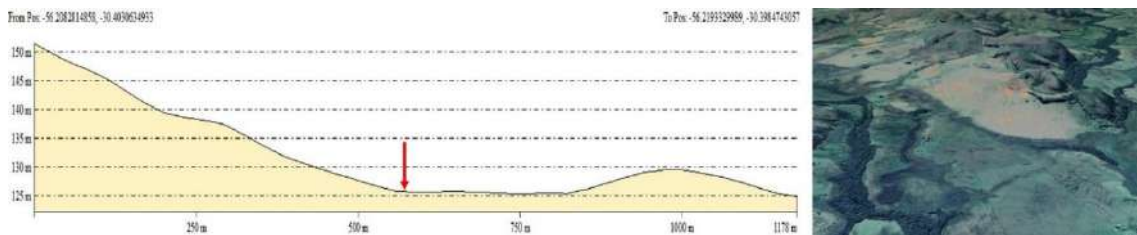


Figura 66 – Esquema dos Resultados do ponto P3V. Fonte: elaboração própria.

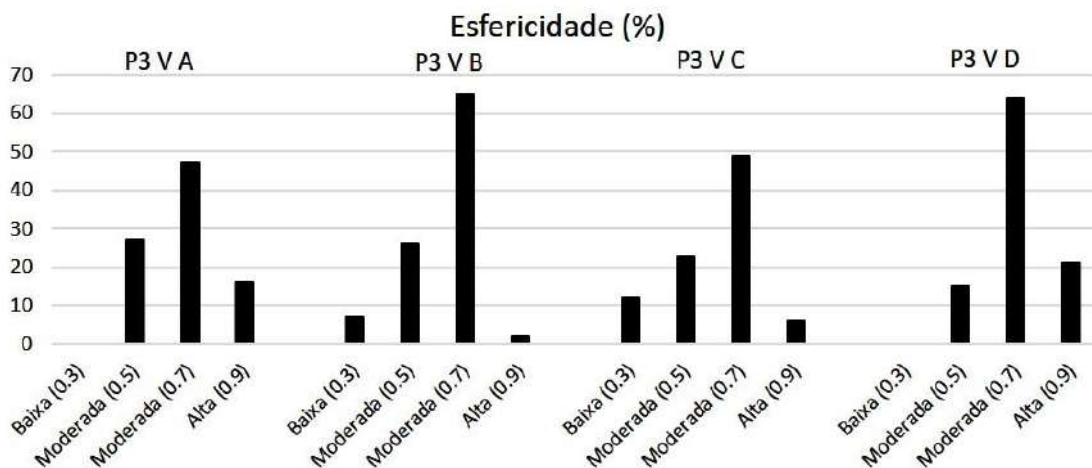


Gráfico 32 – Esfericidade em P3 V. Fonte: elaboração própria.

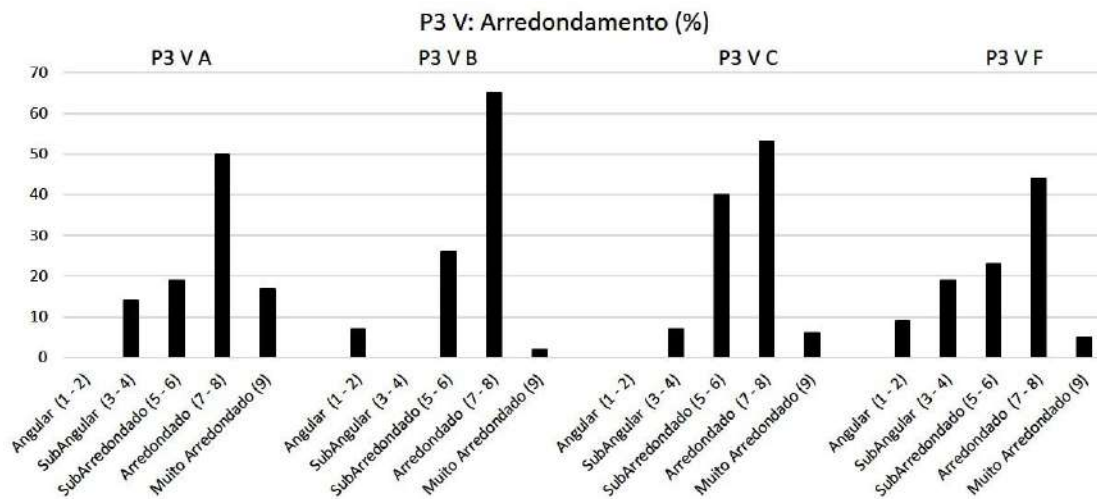


Gráfico 33 – Arredondamento em P3 V. Fonte: elaboração própria.

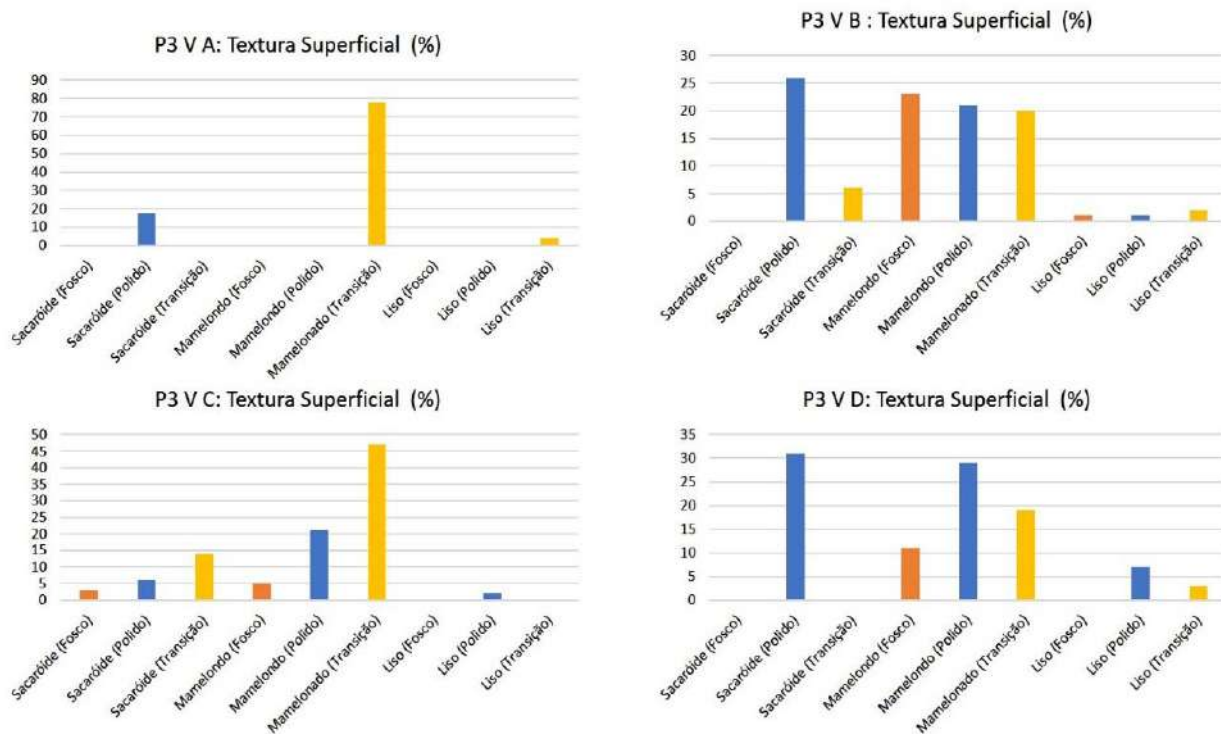
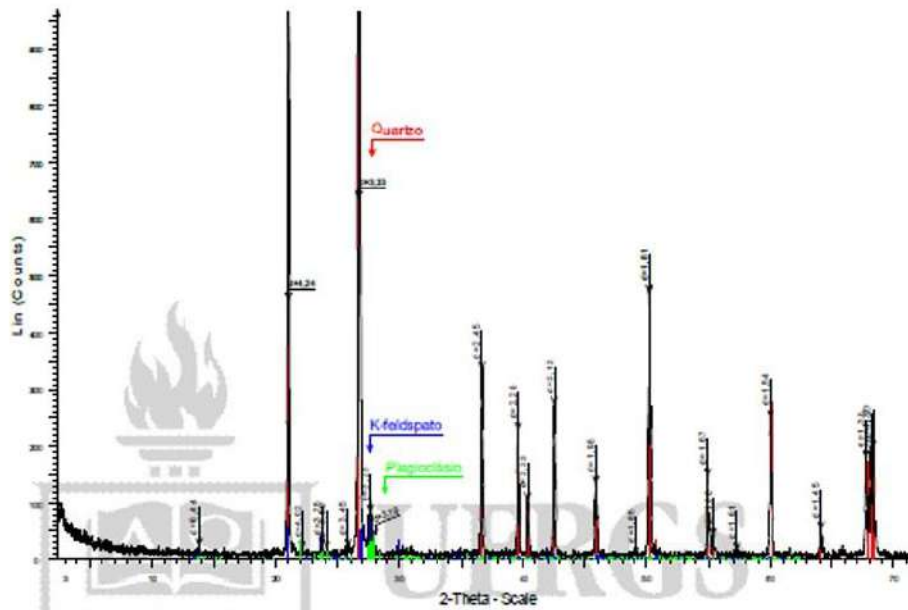


Gráfico 34 – Textura Superficial em P3 V. Fonte: elaboração própria.

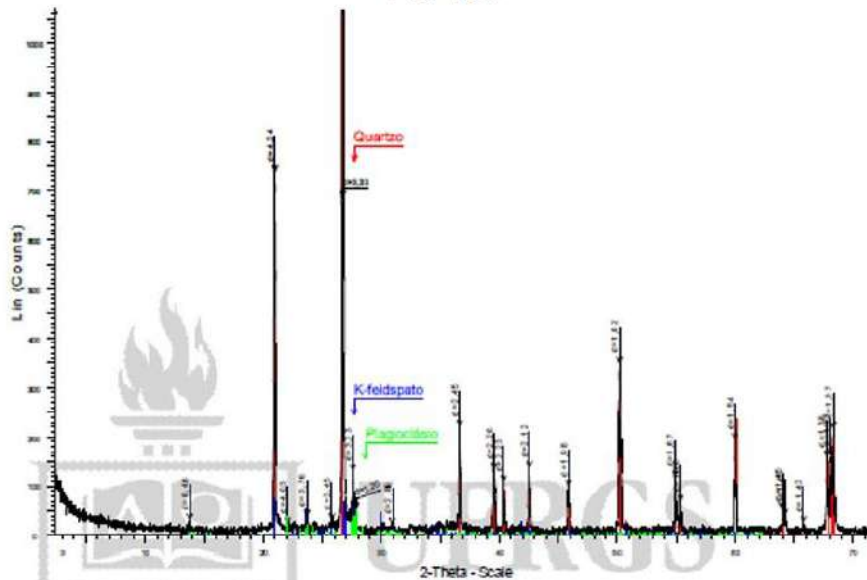
P3 VB



Fase	Ficha Cristalográfica	Porcentagem (%)
Quartzo	01-086-1629	87
K-feldspato	01-083-1604	9
Plagioclásio	01-083-2215	4

Gráfico 35 – Difractometria de raios X em P3 VA. Fonte: elaboração própria.

P3 VD



Fase	Ficha Cristalográfica	Porcentagem (%)
Quartzo	01-086-1629	82
K-feldspato	01-083-1604	13
Plagioclásio	01-083-2215	5

Gráfico 36 – Difractometria de raios X em P3 VD. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total
P3 VB	90,43	4,44	0,41	1,66	0,02	0	0	0	1,24	0,01	2,14	100

Tabela 13 – Espectrometria de fluorescência de raios X em P3 V A. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total
P3 VD	86,41	4,53	0,91	4,9	0,022	0	0	0	0,9	0,018	1,97	100

Tabela 14 – Espectrometria de fluorescência de raios X em P3 V D. Fonte: elaboração própria.

Interpretação e significado ambiental em P3 V

Observa-se que o ponto coletado apresenta uma sequência de areias com estratificação paralela, fazendo contato lítico com o arenítico do Botucatu. A base de contato apresenta uma camada de seixos pequenos, bem arredondados. O pacote representa um depósito aluvial típico de planície de inundação, representado pelas fácies FI em P3V D e C, onde camadas horizontais paralelas apontam um extravasamento dos sedimentos em canal dentro da planície de inundação. O canal é formado recentemente, onde há **1.730 ± 135** anos A.P. um clima úmido deve ter se reestabelecido.

A presença de plagioclásio indicaria a contribuição do intemperismo do basalto no depósito, muito provavelmente atribuído às partículas finas na composição da matriz arenosa. Se tratando de uma planície de inundação muito próxima ao topo de um morro testemunho, sustentado pelo basalto, é esperada a contribuição de minerais vindos da alteração de rochas vulcânicas. No entanto, o grande teor de quartzo indica que a principal rocha fonte é o arenito do Botucatu, ou como será exposto adiante, seria mais provável um retrabalhamento dos depósitos eólicos de P3.

Devido ao elevado índice de partículas arredondadas – de boa esfericidade e de textura superficial fosca, ou em vias de transição –, indica-se que o material fonte para este depósito aluviais seriam os depósitos eólicos vindos de montante, transportados da encosta do morro testemunho onde P3 se

depositou. Isso também explicaria a boa seleção da granulometria, toda com classe modal em areia fina, sendo outro indicador do retrabalhamento dos depósitos dunários. A contribuição mais elevada de grãos sacaroides na base do depósito, e novamente em P3 V B, é interpretada como novas partículas se desprendendo das rochas de origem e entrando em um novo ciclo de sedimentação, visto que aqui ocorrem provável mudança ambiental para épocas de diferentes climas. Em P3 V D, tem-se o surgimento de um clima mais úmido, e em P3 V B, um clima mais seco.

Em algum momento, por volta de **700 ± 70 anos A.P.** ocorre uma mudança na fácies de deposição do material, com um perceptível incremento dos grãos foscos, além da ocorrência da passagem de deposição laminar horizontal para uma fraca estratificação cruzada de areias mais avermelhadas, com muita concreção de ferro, conforme observado em microscópio binocular, o que sugere um ambiente oxidante de exposição ao ar. Na amostra P3 V B também se observa um melhor arredondamento e esfericidade dos grãos em todo o perfil. Através desses dados, temos indicadores sugestivos de que nesse momento muito provavelmente algum depósito eólico avançou sobre a área de várzea, soterrando os depósitos laminares e acinzentados da planície de inundação e sendo posteriormente soterrados por outros episódios de inundação, marcando uma volta das condições de umidade. As cores mais acinzentadas e esbranquiçadas nos depósitos da planície de inundação são indicadores de um ambiente subaquoso, redutor, e com um maior teor de matéria orgânica (BRADY; WEIL, 2013).

O resultado do índice de alteração química das amostras possui os seguintes resultados: P3 VB, CIA de 78,16; para P3 VD, CIA de 83,42. Aí se observam dois momentos diferentes em relação à capacidade de intemperismo. Enquanto P3 VB se enquadra em um momento de baixo intemperismo químico, P3 VD apresenta um momento de maior umidade disponível no meio.

Os valores de sílica são maiores no depósito P3 VB, embora os valores de alumínio se apresentem constantes. Os valores de matéria orgânica também são relativamente altos nas duas amostras. Esses resultados provavelmente se relacionam à situação geomorfológica em que eles se encontram atualmente, em várzea. Aí o enriquecimento de argilominerais alumínicos e uma maior presença de matéria orgânica não é fora do comum, embora seja provavelmente

incorporada a amostra em situação pós deposição, visto que se trata do retrabalhamento dos depósitos eólicos (P3) a montante.

4.4.6. Feições Geomorfológicas e Pontos de Interesse: Areais

Além do estudo focado na distribuição das Unidades A e B sobre diferentes formas de relevo e dos aluviões atuais, existem outras feições geomorfológicas na área de estudo que despertam o interesse e podem auxiliar na cinemática recente dos eventos ocorridos dentro da janela do Botucatu em estudo. Dentre estes os que com certeza chamam maior atenção são as manchas arenosas denominadas de areais.

Distribuídos sobre antigos depósitos eólicos da Unidade B, entre os interflúvios dos arroios Areal e Cati, observa-se a presença de grandes manchas de areia e outras sete pequenas manchas arenosas, representando os areais da área de estudo. Estas manchas arenosas variam de altitude entre 160 m e 140 m de altitude, e se instalam sobre áreas de coxilhas ou nas encostas de morros testemunhos, todos assentados sobre vertentes S e SE (Figura 67).

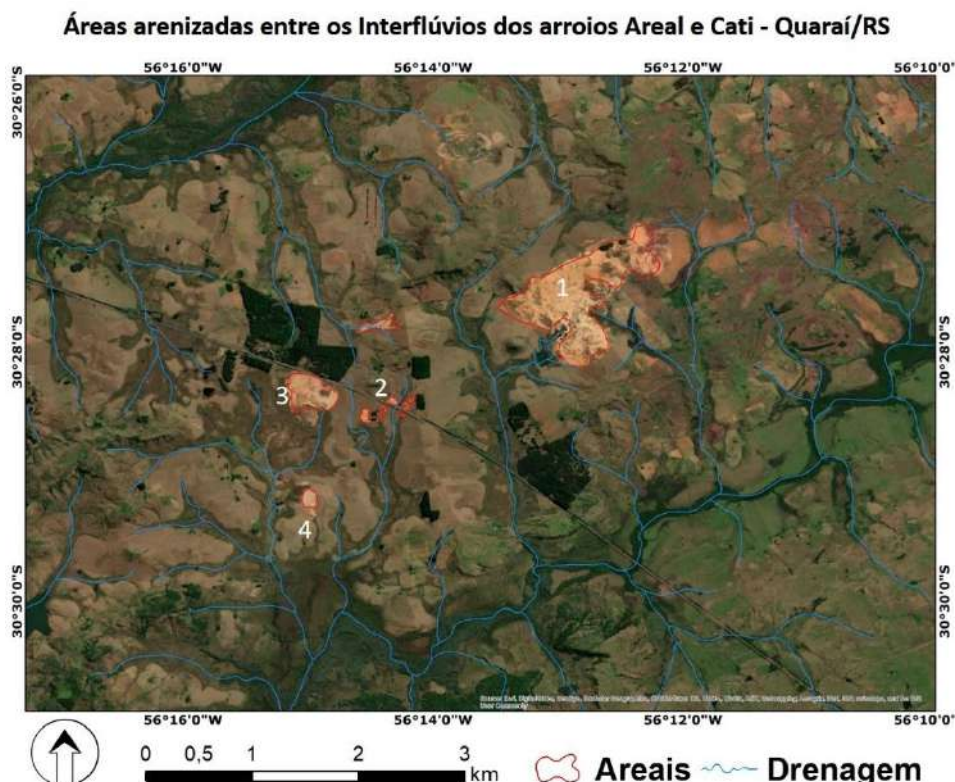


Figura 67 – Áreas arenizadas entre os Interflúvios dos arroios Areal e Cati - Quaraí/RS. Fonte: elaboração própria.

Os areais são entendidos como o retrabalhamento da Unidade B, sob condições morfogenéticas atuais. Tendo sua gênese vinculada aos processos de ravinamento e voçorocamento, observa-se a deposição de leques arenosos na saída dos sulcos incisos na unidade eólica, orientados hoje para a vertente sul. Nesse sentido, a vertente sul é a vertente com o aspecto voltado para o rio Quaraí, bem como as demais sangas à jusante das manchas arenosas, corroborando o caminho realizado pelas águas em escoamento e a deposição, ao sul, das manchas arenosas. Andrades Filho *et al.* (2006) ao cruzarem o aspecto da vertente e ocorrência de manchas arenosas para a bacia hidrográfica do rio Ibicuí, encontraram a mesma tendência, apontando que os areais ao norte do Ibicuí se instalam nas vertentes sul, enquanto os areais ao sul do Ibicuí se instalam na vertente norte, demonstrando que os leques arenosos acompanhariam o caminho preferencial das águas de escoamento nas vertentes.

Algumas formas relacionadas aos areais também chamam a atenção se observadas em imagens de satélite. Em alguns setores se observam formas em meia lua que em muito lembram dunas barcanas, enquanto, em outras, pequenos lagos parecem ser indicativos da presença de lagos de *playa*, conforme as Figuras 68 e 69.

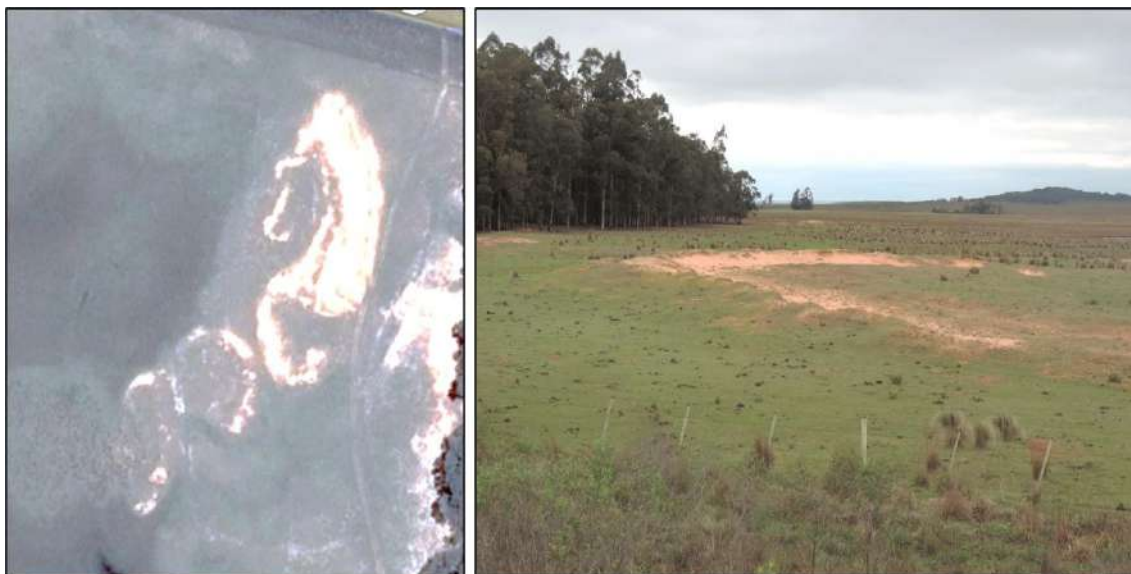


Figura 68 – Formas Barcanas, a $38^{\circ}28'01,73''$ S e $56^{\circ}15'42,61''$ O, com braços de duna direcionados para oeste, indicando ventos vindo de leste. Forma a oeste do ponto 3 na Figura 67. Fonte: elaboração própria.

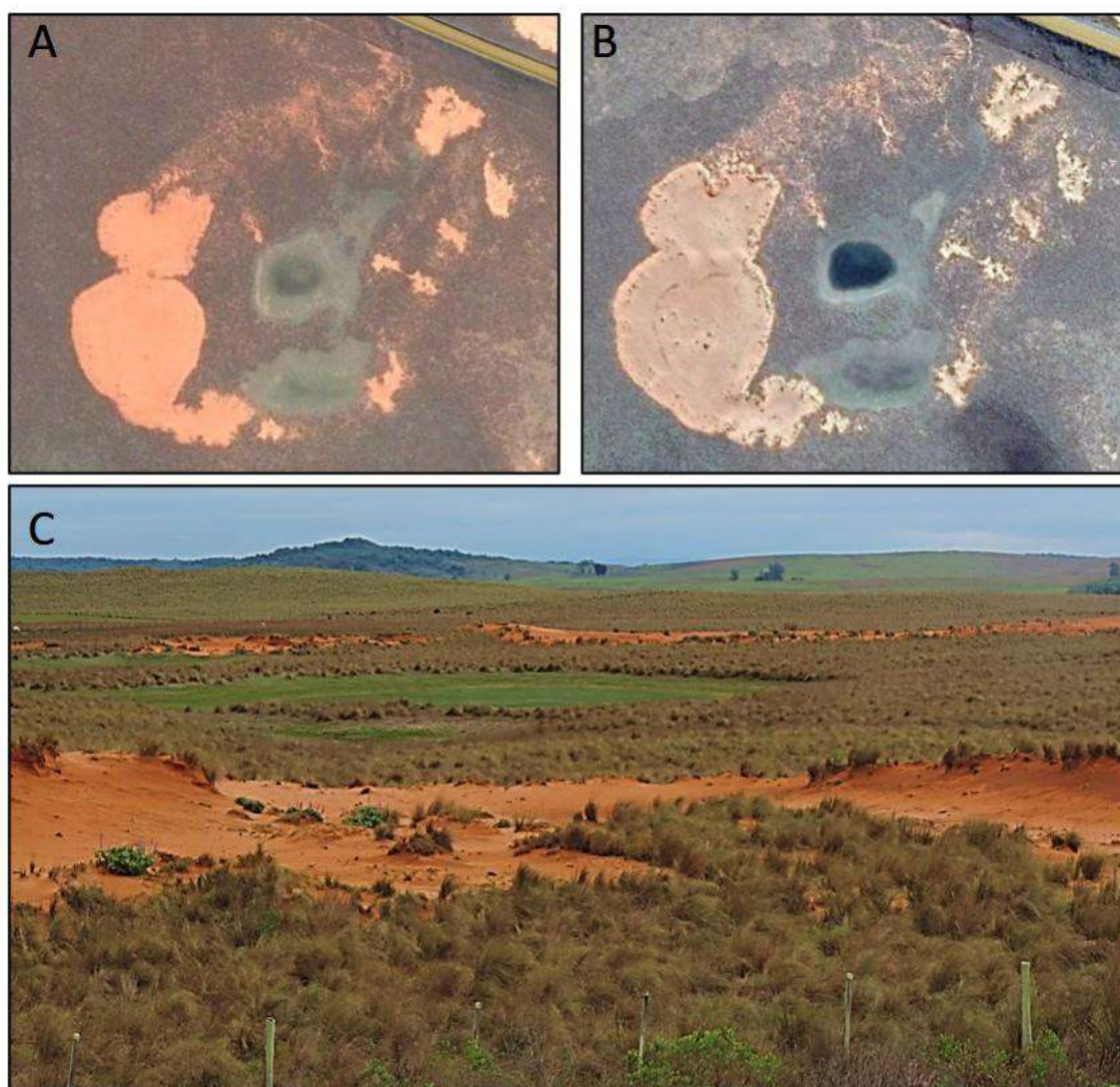


Figura 69 – Areal com bacia de deflação, lembrando muito a associação entre um lago de *playa* e uma *lunette*. A imagem mostra o mesmo sítio com a depressão rasa (lago de *playa*) seca em imagem do verão (A), e com água no período de inverno (B). A figura C é uma fotografia do ponto onde se observa a bacia de deflação ao centro, em verde mais claro. Fonte: imagem Google Earth, 38°28'30,50" S e 56°14'289,43" O. Ponto 2 na figura 67.

Percebe-se duas formas eólicas relacionadas a um momento de clima seco, as dunas barcanas e as bacias de deflação, onde as deposições apontam para ventos vindos de Leste. Os braços de formas barcanoides, hoje estabilizados pela fixação de gramíneas em muitos setores, apontando para o oeste, indicam a direção do vento no momento de sua deposição.

Os lagos de *playa*, formados em áreas baixas sobre a unidade eólica B e A, são muito comuns no interior de toda a área de estudo. Hoje se confundem

com inúmeros açudes escavados por proprietários rurais para servirem de fonte de água para o gado. Torna-se difícil, somente pela interpretação de imagens de satélite, separar quais têm sua origem natural e quais são escavados pela ação humana, ou ainda, quais depressões naturais foram aproveitadas para escavar açudes. No entanto, alguns têm sua origem claramente natural, como o exposto na Figura 69. Torna-se muito pouco provável escavar um açude no interior do areal, área preferencialmente isolada do pastoreio e pouco estratégica para a abertura de barragens. Assim, tomando-se como de origem natural a bacia de deflação selecionada, observar-se-ia uma *lunette*, na forma de um areal, a oeste da bacia de deflação, mais um indicador do vento regional vindo de leste.

O areal número 3, Figura 70, encontra-se na vertente sul de uma coxilha elevada, e embora atualmente o topo da coxilha esteja recoberta por iniciativa de plantio de eucalipto, imagens mais antigas apontam a presença de grandes voçorocas instaladas a sua montante, e, ao que parece, entalhando a Unidade B até expor a camada colúvio-aluvial da Unidade A, mais avermelhada na base.



Figura 70 – Imagem retirada da série histórica do Google Earth, ano de 2003. A letra a) aponta a presença de voçorocas a montante do areal; em b) tem-se a presença de voçorocas até a área mais avermelhada, supostamente unidade da A. Em c), uma provável bacia de deflação em área deprimida intercoxilhas. Em d), o afloramento rochosos em terço superior da colina, servindo de pontos de ancoragem para as areias em trânsito. Fonte: Google Earth (2003).

A presença de ravinas e voçorocas voltadas para o sul, e a montante dos areais, também é bem observada nas manchas arenosas 2 e 1, demonstrando a participação das águas de escoamento pluvial na erosão e deposição que são a gênese das manchas arenosas atuais (Figura 71).

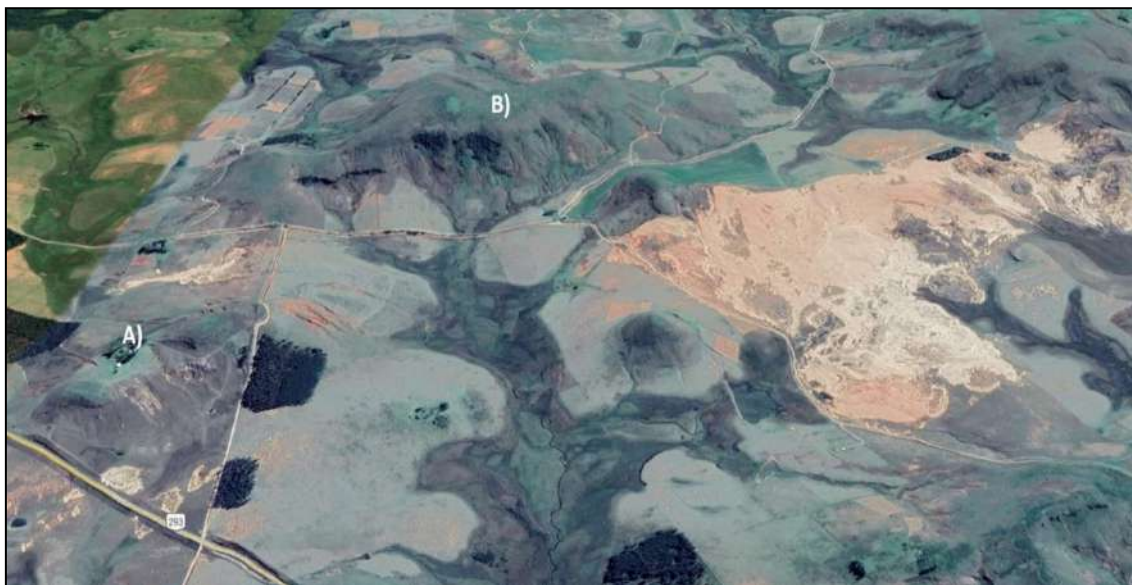


Figura 71 – Imagem oblíqua do Google Earth contendo os areais 1 e 2 da Figura 67. A) representa o topo de morro testemunho com inúmeras ravinas na vertente a montante dos areais 2; B) representa topo de morro testemunhos a montante do areal número 1.

Para a realização da coleta e da análise dos areais, optou-se por coletar a amostra no interior do areal 1, de maior expressão na região. Este se localiza no sítio areal, exposto no subitem referente aos morros testemunhos. As imagens a seguir ilustram a realidade do sítio areal, com algumas feições de interesse e o ponto de coleta.

Como principais pontos de interesse se observam feições tipicamente de climas áridos, como a presença de ventifactos, amplamente encontrados sobre o areal e entalhados pela ação abrasiva do vento em blocos de Botucatu, até a esculturação das três fácies típicas desta forma (Figura 72). A presença de arenitos aflorantes contendo inúmeras pequenas cavidades escavadas lembram em muito os *honeycombs* clássicos de ambientes áridos, Figura 73. A presença de pequenos seixos em área deprimida no interior do areal aponta a presença de um leito intermitente, como um pequeno *wadi* (Figura 74). Amplamente distribuídos sobre topos de coxilha de arenito, observam-se antigos pavimentos

detríticos (Figura 75), hoje parcialmente enterrados sobre os areais, demonstrando, assim, uma fase anterior aos areais, muito mais seca. Este pavimento detrítico, muito provavelmente, é a continuação para as áreas mais altas das linhas de pedra anteriormente já descritas.



Figura 72 – Diferentes ventifectos encontrados no interior do areal. Fonte: elaboração própria.



Figura 73 – Feição de *Honeycomb* encontrada no interior do areal, na fície voltada para sudeste. Fonte: elaboração própria.



Figura 74 – Leito intermitente (*wadi*) localizado em área deprimida. A direita detalhe do leito, com inúmeros seixos. Fonte: elaboração própria.



Figura 75 – Pavimento detrítico em topo de coxilha de arenito. À esquerda, o areal recobre parcialmente o paleo pavimento. Fonte: elaboração própria.

Pequenas *nebkhas*, Figura 76, formam-se ao redor dos espécimes vegetais que conseguem se fixar no interior do areal. Juntamente de muitas marcas de estratificação cruzada (Figuras 77 e 78), podemos inferir a direção dos ventos que atuaram na mobilização desta mancha arenosa, onde ao que tudo aponta, existiram duas direções preferencias, uma direção vinda de sudeste e outra de sudoeste. Isso se interpreta devido à deposição de areia das *nebkhas* ora estarem a SW da vegetação e ora a SE. Ainda, o mergulho das camadas de deposição eólica estão ora a SW e ora a SE.



Figura 76 – *Nebkhas* no interior da área de estudo, apontando para uma deposição eólica com ventos de origem tanto de sudoeste quanto de sudeste. Fonte: elaboração própria.

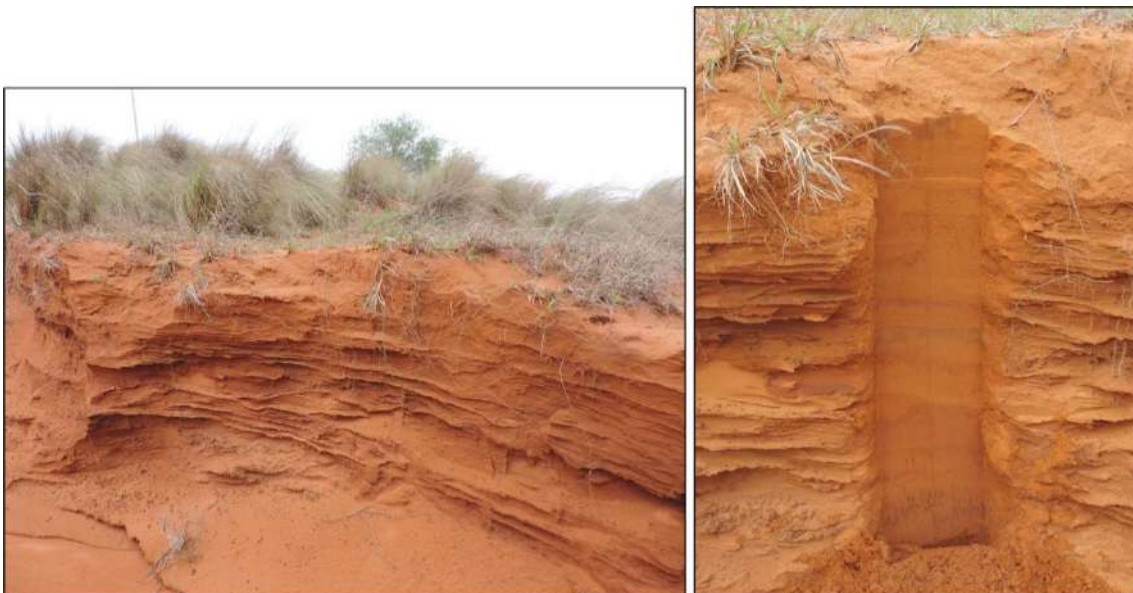


Figura 77 – Fotografias de areal com estratificação com mergulho para sudoeste. Fonte: elaboração própria.



Figura 78 – Fotografias da estratificação com mergulho para sudeste. Fonte: elaboração própria.

O sítio areal apresenta uma extensa mancha arenosa que recobre, por vezes encostas de morros testemunhos, por vezes coxilhas (da base até o topo) de arenito Botucatu, e por vezes a unidade colúvio-aluvial A. Para a realização das coletas e das análises, escolheu-se o ponto P6 (Figura 79), onde o areal recobre a Unidade A, com o intuito de datar o momento em que a Unidade A teria sido exposta e soterrada pelas areias da mancha arenosa. Foi realizada a coleta de material para as análises sedimentar, morfoscópica, difratometria de raios X, espectrometria de fluorescência de raios X e datação por LOE, bem como a caracterização do pacote (Figura 80, Gráficos 37, 38, 39, 40, 41, 42 e Tabela 15).



Figura 79 – Ponto de Coleta P6. Fonte: elaboração própria.



Figura 80 – Esquema dos Resultados do ponto P6. Fonte: elaboração própria.

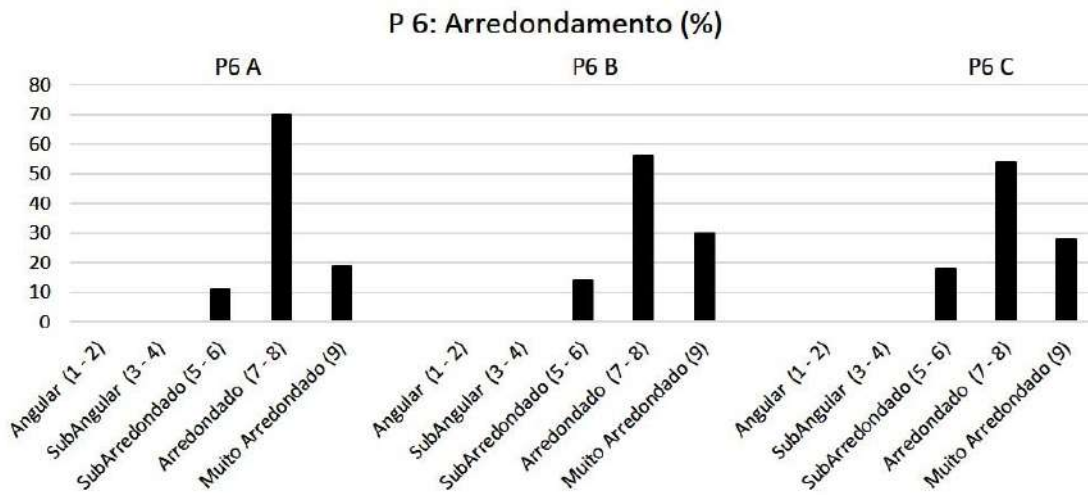


Gráfico 37 – Arredondamento em P6. Fonte: elaboração própria.

P 6: Esfericidade (%)

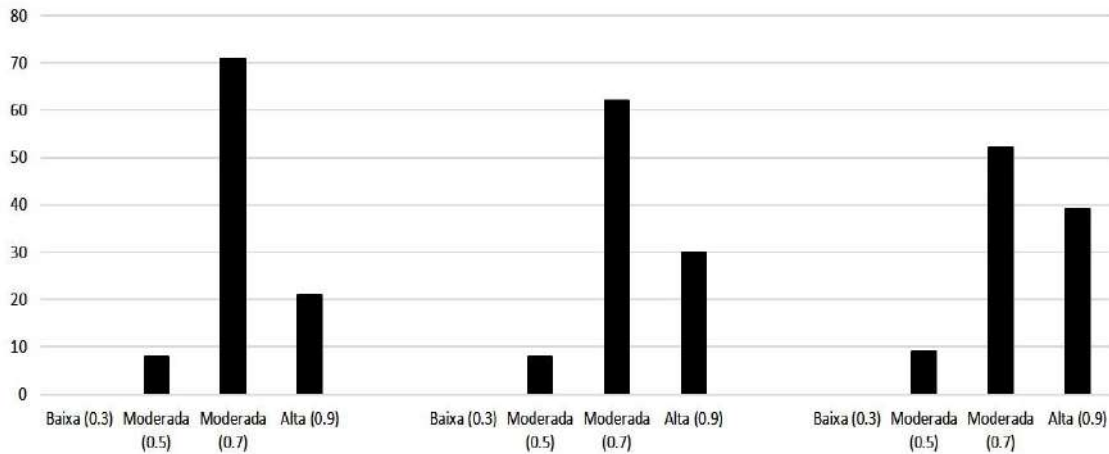


Gráfico 38 – Esfericidade em P6. Fonte: elaboração própria.

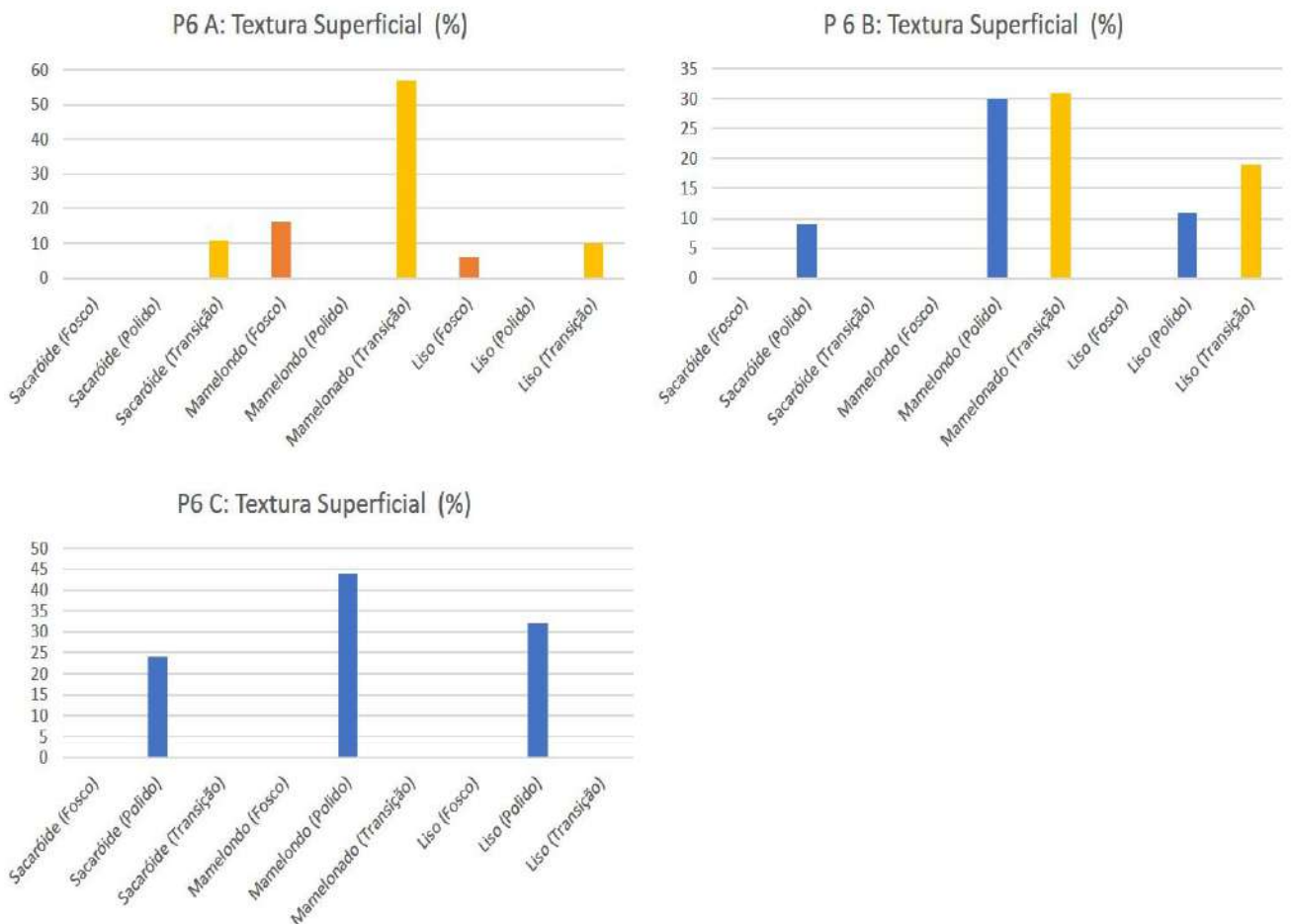


Gráfico 39 – Textura Superficial em P6. Fonte: elaboração própria.

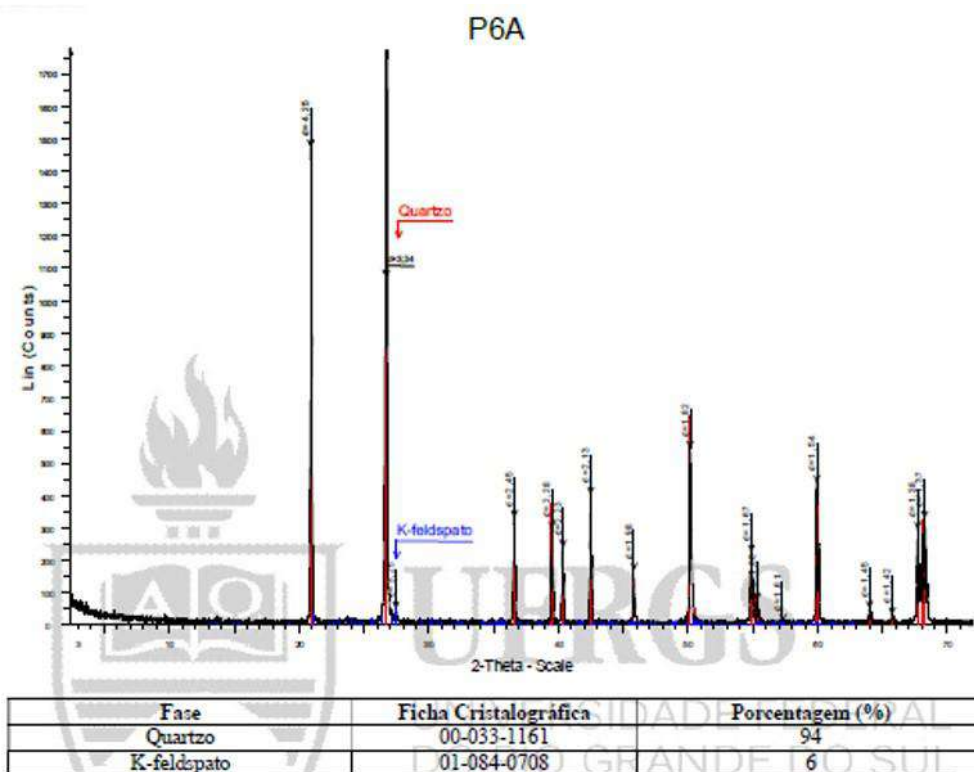


Gráfico 40 – Difratoimetria de raios X em P6 A. Fonte: elaboração própria.

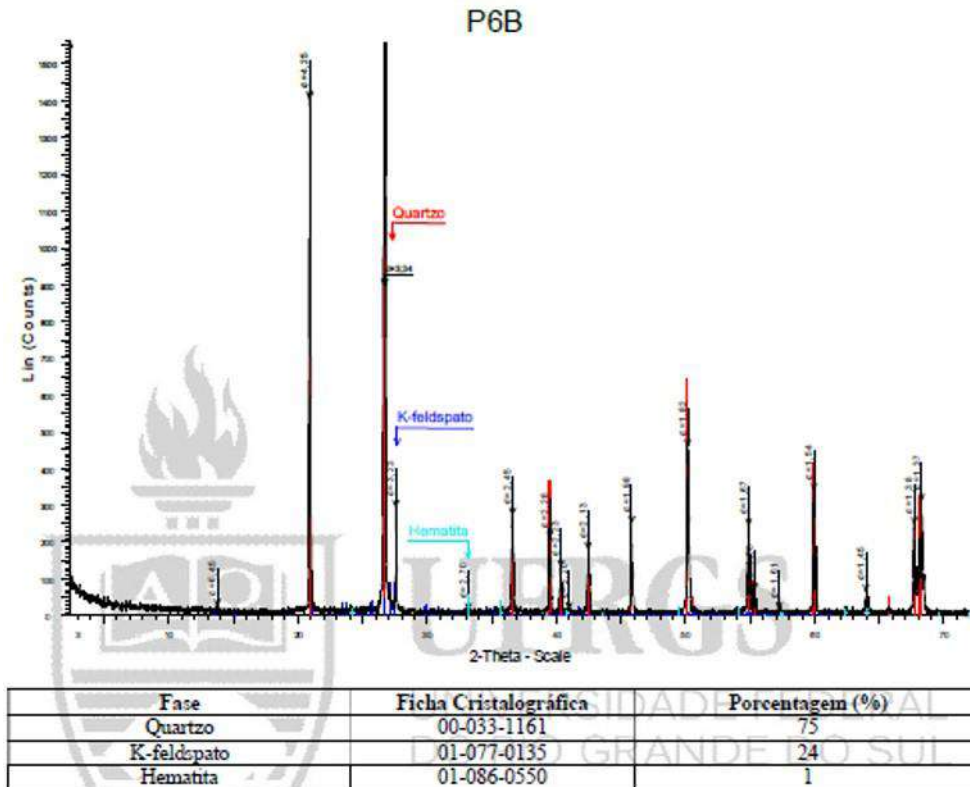


Gráfico 41 – Difratoimetria de raios X em P6 B. Fonte: elaboração própria.

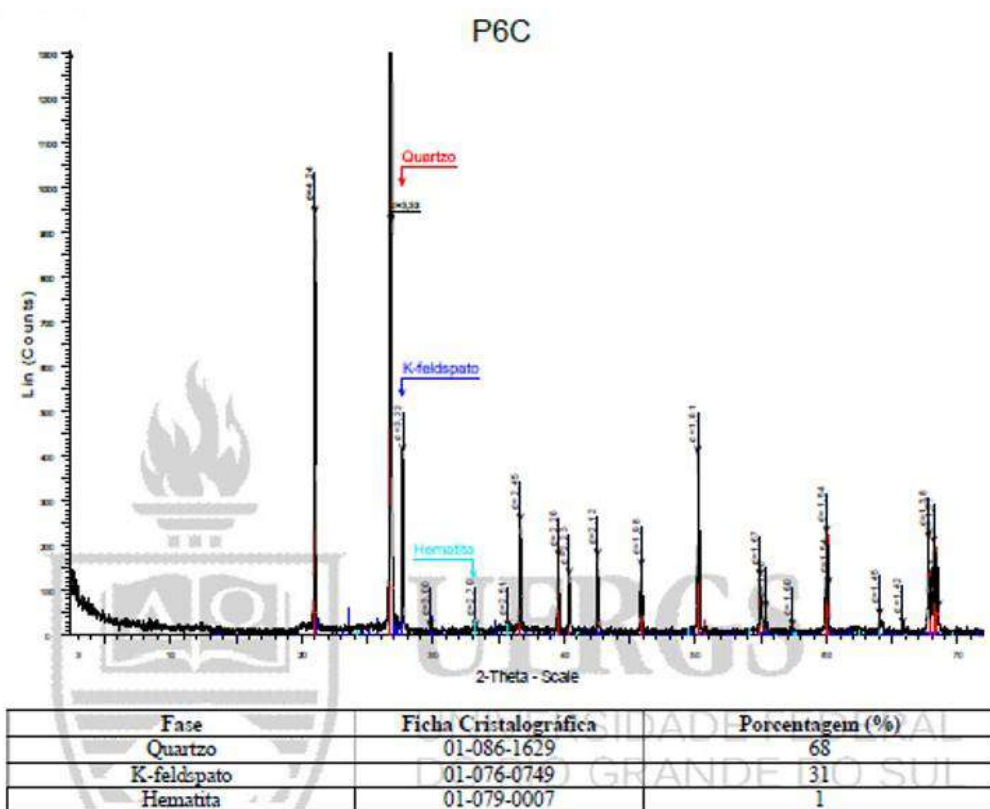


Gráfico 42 – Difratometria de raios X em P6 C. Fonte: elaboração própria.

Amostra\ Elementos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
P6 A	94,87	3,79	0,097	0,74	0,008	0	0,4	0	0,21	0	0,44	100
P6 B	91,29	4,68	0,39	1,83	0,03	0	0	0	0,38	0,02	1,38	100
P6 C	88,44	5,58	0,51	2,87	0,029	0,008	0	0	0,44	0,023	2,1	100

Tabela 15 – Espectrometria de fluorescência de raios X em P6. Fonte: elaboração própria.

Interpretação e significado ambiental em P 6

Observam-se três fácies distintas dentro do pacote selecionado, representadas por P6 A, B e C. Enquanto P6 A representa parte do areal, P6 B e C representam a unidade Cati (A).

A amostra P6 A possui a fácies Spe, representando areias finas com pequena estratificação cruzada, indicando sua origem eólica. Seus grãos, como de se esperar, são arredondados e de esfericidade moderada para alta, apontando o alto grau de trabalho sobre os grãos de areia. A textura superficial aponta para grãos foscos ou em transição para o fosqueamento, provavelmente retrabalhados dos depósitos pleistocenicicos da Unidade A, à qual está sobreposta. Mineralogicamente, é um depósito maturo, composto basicamente de quartzo. Com idade de **100 +- 15** anos A.P., a mancha arenosa de P6 A mostra contemporaneidade em relação à mancha arenosa datada em P4 R A, revelando um ciclo de movimentação muito recente para essas manchas arenosas. Essas datas não significam que a mobilização dos areais ocorre há apenas 100 anos, mas que a última deposição ocorreu a esta época, pois, tratando-se de um depósito arenoso de alta mobilidade, poderia se esperar muitos momentos de mobilização das areias.

A amostra P6 B, representada pela fácies Sm, segue a mesma lógica dos outros depósitos identificados como a unidade colúvio-aluvionar A: possui granulometria sem classe modal clara, embora a areia fina seja a mais expressiva, seguida de areia média. Apresenta-se como um pacote maciço com fracos setores de laminação paralela, que ao que tudo indica, trata-se de um retrabalhamento dos depósitos a montante que ganhou estabilidade na forma de depósito de *bajada*, atulhando de material colúvio-aluvial as partes deprimidas. Destacado do areal por uma clara discordância erosiva, o topo da Unidade A foi aqui erodido em algum momento e exposto à superfície a **775+-55** anos A.P.. É possível que nesse momento tenha ocorrido uma mistura dos sedimentos das unidades A e B, ou do próprio areal, pois P6 B apresenta grãos polidos e em transição, além de uma concentração mais elevada na classe de areias fina e média. A hematita sugere um processo de pedogenização em solos com regime hídrico bem contrastado, com alternância sazonal entre uma estação com alta umidade, mas em condições oxidantes, e outra estação bem seca. Neste

momento se espera que o pacote tenha sido exposto a uma mudança entre climas, que foi responsável por erodir sua parte superior e expor os sedimentos a processos de pedogenização em meio oxidante (exposta a superfície). Se cruzarmos o momento de exposição de P6 B com a mudança de fácies encontrada em P3 V B, percebe-se que o momento de erosão aqui descrito é o mesmo momento em que ocorre a deposição de fácies arenosa eólica dentro da sanga de P3 V. Seria possível, então, aventar a hipótese de que é neste momento que começa o ciclo de retrabalhamento mais recente dos depósitos eólicos estabilizados da Unidade B.

Por fim, P6 C, representado pela fácies Flm, segue a mesma lógica dos outros depósitos identificados como a unidade colúvio-aluvionar A. Possui granulometria sem classe modal clara, com uma maior porcentagem de sedimentos finos. Trata-se de um pacote maciço com fracos setores de laminação paralela, que, ao que tudo indica, trata-se de um retrabalhamento dos depósitos a montante que ganhou estabilidade na forma de depósito de *bajada*, atulhando de material colúvio-aluvial nas partes deprimidas. Sem contatos erosivos aparentes, espera-se que este setor do pacote analisado não tenha sofrido a mistura de grãos como em P6 B, o que se corrobora pela textura superficial dos grãos, todos polidos como em P4 UNB.

Os dados de espectrometria de fluorescência resultando nos elementos químicos maiores e LOI (que representa a matéria orgânica) dentro das amostras foram utilizados para a realização do CIA. O resultado do índice de alteração química das amostras foi o seguinte: P6 A, CIA de 86,13; para P6 B, CIA de 92,4; P6 C, CIA de 92,69. Aí se observam dois momentos diferentes em relação à capacidade de intemperismo. Enquanto P6 A possui CIA com valor similar ao encontrado no areal de P4 R A, os valores de P6 B e C se enquadram muito próximos das demais amostras aluvio-colúviais já apresentadas, apontando um clima úmido com alto potencial de lixiviação.

Aponta-se aqui que os valores de CIA próximos de 80 referem-se às amostras que são interpretadas como um retrabalhamento da unidade eólica B, sendo mais lixiviadas que seu material de origem, mas ainda longe de se enquadrar nos depósitos bem lixiviados depositados em climas mais úmidos.

A amostra P6 A, representante do areal, possui valores de alumínio, ferro e matéria orgânica inferiores àqueles identificados para as amostras

subjacentes, representantes da Unidade A. Em comparação com os demais resultados obtidos até aqui, nota-se um padrão, onde esses indicadores (AL, Fe, LOI) sempre acompanham a maior presença de água disponível no meio.

5. Variações paleoclimáticas nos últimos 120.000 anos para a área de estudo e as regiões adjacentes

Para melhor entender como e quando as unidades Cati (A) e Areal (B) (SUERTEGARAY, 1988) tiveram sua gênese, neste capítulo se busca realizar um levantamento bibliográfico de como outros autores têm interpretado a evolução paleoambiental durante o Quaternário para a região de estudo e para áreas de interesse. Essas leituras servem de baliza e apoio para os dados e para as interpretações encontrados nesta tese.

Foram consultados trabalhos com abordagens em diversos campos da pesquisa paleoambiental, como os de cunho biológico (restos fósseis, pólen, fitólitos), de registro pedológico (sucessão de paleossolos), litológicos (estratigrafia, sedimentologia), geomorfológico (formas e depósitos residuais), desde que trouxessem dados de datação absoluta. Embora trabalhos de interpretação com datações relativas tenham sido consultados, optou-se por trabalhar somente com as interpretações apoiadas em métodos de datação absoluta, sejam eles radiocarbono (C14), termoluminescência (TL) ou de luminescência opticamente estimulada (OSL).

A escolha por expandir a leitura para regiões que não só a área de estudo se deve a dois fatores. O primeiro é a carência da quantidade de trabalhos com datação absoluta realizado para o interior da área continental em foco. Essa escassez dá se não só no volume de informação para a área, mas também na abrangência temporal exigida para esta tese, sendo que a maioria dos trabalhos, por utilizar o método do C14, possui uma escala temporal que vai somente até os 60.000 anos A.P., aproximadamente.

O segundo motivo, para além de suprir a carência de informações, é que a área de estudo é parte integrante de um sistema maior, no qual eventos ocorridos em regiões mais ou menos afastadas trazem consequências locais. Assim, utilizou-se dados das glaciações ocorridas na região dos Andes e da Patagônia, que são dados *proxy* para inferir a disponibilidade de umidade e de temperatura para o desenrolar dos processos morfogenéticos. Por motivo similar, buscou-se dados da paleolinha de costa no Rio Grande do Sul, onde o pulsar de transgressões e regressões marinhas em estádios glaciais e interglaciais controlam o fornecimento de umidade para o interior do continente.

Sendo a área de estudo integrante do Pampa, buscou-se trabalhos sobre a evolução paleoambiental deste bioma de história natural (e social) compartilhada, onde os colegas da Argentina e Uruguai têm trabalhos de anos de pesquisa acumulada. Fica evidente que a área de estudo responde dentro do mesmo sistema evolutivo que o Pampa das áreas adjacentes. Por o rio Quaraí ser um tributário do rio Uruguai, se buscou trabalhos que apontassem como a evolução quaternária de sítios próximos podem ajudar a remontar a história paleogeográfica da bacia como um todo, através de episódios de enchentes, terraceamento, colúviações, etc. Assim, buscou-se também trabalhos na Mesopotâmia Argentina (que também faz parte do sistema chaco-pampeano), norte e oeste uruguaio, e da região do Planalto Meridional tributário ao rio Uruguai (RS, SC e sul do PR). Para as áreas continentais próximas à área de estudo, a grande maioria dos trabalhos se encontra na bacia hidrográfica do rio Ibicuí, outro tributário do rio Uruguai e integrante do Pampa. Também foram consultados trabalhos na sub-bacia do rio Quaraí, tanto no lado brasileiro quanto no uruguaio da fronteira. A Figura 81 ilustra a localização das diferentes regiões com trabalhos consultados.

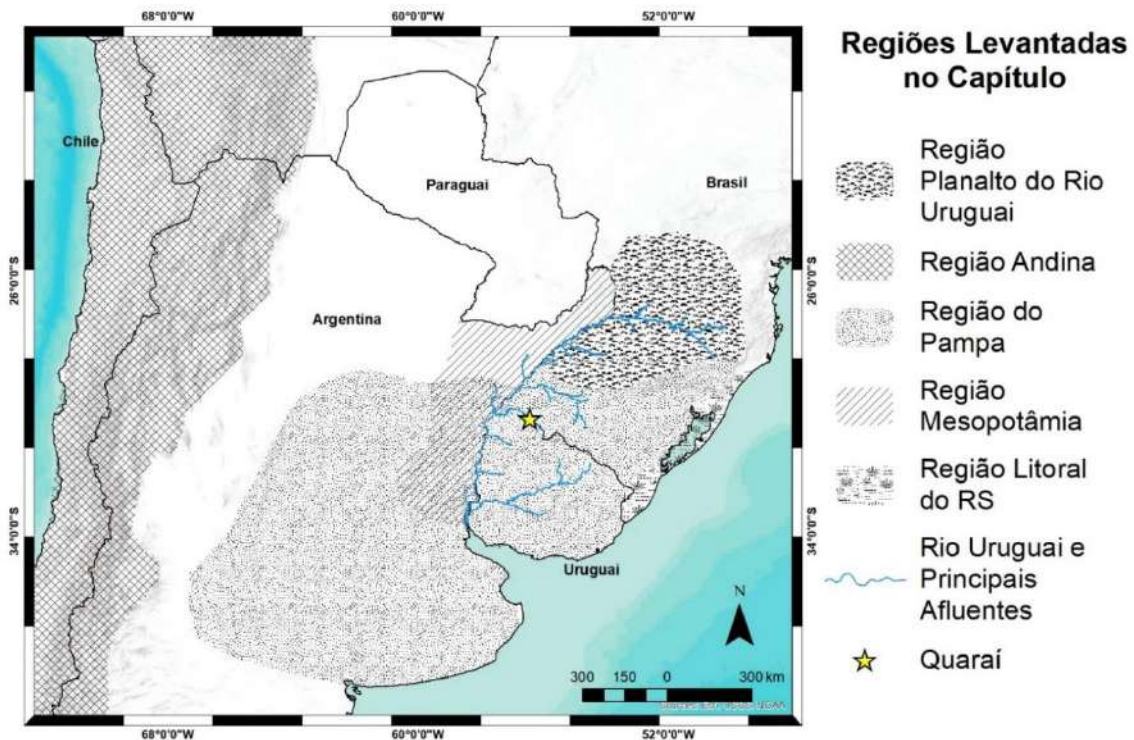


Figura 81 – Mapa de regiões com trabalhos consultados. Fonte: elaboração própria.

Os dados levantados para este capítulo são apresentados dentro de subchaves referentes a qual Estágio Isotópico Marinho (EIM) eles se encontram. Como a escala temporal dos dados encontrados neste trabalho é relativamente extensa e representa bem as oscilações entre estádios glaciais e interglaciais, optou-se por organizar os resultados temporais por EIM, sendo esta uma forma já consolidada de diálogo entre os trabalhos de cunho paleoambiental do Quaternário.

O EIM, ou MIS quando em língua inglesa, são uma cronologia de eventos glaciais e interglaciais inferida através 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 no globo. Assim, atribuem-se números ímpares para momentos interglaciais (EIM 1, 3, 5, etc) e pares para estágios glaciais (EIM 2, 4, etc).

Esses dados retirados de testemunhos de fundo oceânico representam uma grande vantagem em termos comparativos dentre os estudos paleoambientais, pois 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 e 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).

Como os trabalhos consultados compreendem décadas de pesquisa de diferentes autores, os limites do Quaternário mudaram ao longo dos anos, bem como as subdivisões internas do Pleistoceno e Holoceno. Enquanto isso, os limites dos EIM permanecem cânones, e foram largamente utilizados dentro dos próprios trabalhos consultados, permitindo uma melhor comparação. Não obstante, para este trabalho, se utiliza os 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..

A Tabela 16 sintetiza o que cada região consultada tem de mais expressivo em termos de registro paleoambiental durante cada EIM consultado. Sendo a datação mais antiga encontrada para este trabalho, 122.590 +- 13.180

anos A.P, a história evolutiva encontrada na região de estudo (e da unidade Cati) tem seu início durante o estágio interglacial do EIM 5.

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-Yupoí: 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/pedogênese.	
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

Tabela 16 – Quadro comparativo entre as regiões levantadas. Fonte: elaboração própria.

5.1. EIM 5: 128.000 a 75.000 anos A.P. – Pleistoceno.

O primeiro intervalo de tempo encontrado dentro da janela de Botucatu está situado no estágio isotópico marinho (EIM) 5, que é 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 de umidade disponíveis, ele pode ser considerado, de maneira geral, como um intervalo caracterizado por altas temperaturas e umidade, muito semelhante com os dias atuais.

Os dados de bibliografia apontam que durante o EIM 5 o nível do mar estaria mais alto do que a atual linha de costa, aproximadamente entre 6 a 10 m, devido ao derretimento dos mantos de gelo e liberação de água em estado líquido para o ambiente. Junto a isto vemos o deslocamento do anticiclone Polar e da linha de convergência intertropical mais para o sul (FUCKS, D'AMICO, 2017), com uma conseqüente elevação de umidade no interior das áreas continentais.

No sudeste do continente sul-americano (sul do Brasil, Nordeste da Argentina, Paraguai e Uruguai) desenvolveram-se amplos terraços fluviais, atribuídos principalmente ao trabalho ativo dos canais fluviais das bacias dos rios Uruguai e Paraná (IRIONDO, 2010; MARTÍNEZ, 2016; IRIONDO e BRUNETO, 2016). 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 a 8 m na Bahia (BITTENCOURT *et al.*, 1979); na região sudeste, entre 6 a 10 m (SUGUIO *et al.*, 2005) e no Rio Grande do Sul por volta de 7 m (TOMAZELLI e DILLENBURG, 2007). Na costa chilena, junto aos Andes, observam-se terraços marinhos de 20 a 40 m acima do nível do mar atual, datados ente 83.000 e 125.000 anos A.P. (MARQUARDT *et al.*, 2004).

Além disso, esses terraços possuem registros de fósseis marinhos hoje largamente observados na Argentina, Uruguai e Brasil (MARTÍNEZ e DEL RÍO, 2005; FUCKS e D'AMICO, 2017 e BETTINELLI *et al.*, 2018) corroborando não só a subida do nível das águas, mas como a existência de um clima mais quente devido à presença de moluscos encontrados tipicamente em águas tropicais.

A seguir se apresentam os resultados de outros trabalhos dentro dessa janela temporal encontrados em regiões vizinhas da Argentina, do Uruguai e do Brasil. Embora exista uma clara tendência global para os padrões climáticos durante o último estágio interglacial, as realidades regionais apresentam variações próprias devido às suas características geográficas. Portanto, foram priorizados dados de trabalhos em localidades as mais próximas possíveis da área de estudo, que neste subitem estão relacionadas à bacia do rio Uruguai e ao litoral do estado do Rio Grande do Sul.

5.1.1. Argentina: Mesopotâmia

A falta de registro sedimentar no Pleistoceno médio (de 780.000 a 126.000 anos A.P.) indica o que parece ter sido um intenso período de erosão generalizada na bacia do rio Uruguai, lavrando a paisagem de colinas por toda a bacia. Após este período, que compreendeu quase 700 mil anos, observam-se os primeiros grandes eventos de deposição durante o Pleistoceno Superior, no EIM 5, na forma de terraços fluviais em diferentes setores da paisagem (IRIONDO e KRÖHLING 2008; IRIONDO, 2010)

A região conhecida como Mesopotâmia Argentina se localiza entre dois grandes contribuintes da bacia do Prata, o Uruguai e Paraná, nas Províncias fronteiriças com o Brasil, Misiones e Corrientes, e com o Uruguai, Entre Rios. Devido à sua proximidade geográfica, esta região compartilha de muitos aspectos evolutivos em comum com a área em estudo, e sua história geológica bem documentada é fonte de importante informação para a correlação da evolução paleoambiental da região pampeana.

Durante o EIM 5, observa-se nessa região a formação de altos terraços fluviais que denunciam a antiga movimentação do rio Uruguai de ambos os lados das fronteiras. Esses depósitos foram identificados como Formação Palmar, e têm seus correlatos tanto no Brasil como no Uruguai. Do lado Argentino, foi datada por termoluminescência em 80.670+/-13.420 anos A.P., no município de Federación, correspondendo ao estágio isotópico 5a, característico de uma época úmida e quente (IRIONDO, 2010). A interpretação de um ambiente quente e úmido é corroborada por análises de fitólitos na Formação Palmar, onde seria

necessária esta condição ambiental para a manutenção da flora encontrada (PATTERER *et al.*, 2014).

A Formação Palmar encontra-se aproximadamente 10 m acima dos vales dos afluentes do rio Uruguai, das províncias de Misiones até Entre Rios, do lado argentino, com correspondentes do lado brasileiro bem representados na região de São Borja, mas com resquícios por todo tramo médio do rio Uruguai, no Rio Grande do Sul. No Uruguai está bem representado na forma de terraços altos nos departamentos de Artigas (cidade contígua a Quaraí) e Salto (MARTÍNEZ, 2016; IRIONDO, 2010).

A Formação Palmar apresenta intercalação de fácies de canal e de planície de inundação composta de areias quartzosas amareladas a avermelhadas com espessuras que variam de 3 a 12 m, contendo fácies lenticular de seixos e cascalhos representados por opala, calcedônia e quartzo.

A fácies de planície de inundação é composta de areias quartzosas finas a médias, mal selecionadas, com certa quantidade de areias grossas de elevada esfericidade. Possui fraca estratificação planar ou se apresenta maciça. A fácies de canal é caracterizada pelas lentes de seixos e cascalhos. Em muitos lugares o sedimento possui frações significativas de sedimento finos (silte e argila), presença de cimento ferruginoso – que lhe confere uma coloração ocre –, além da presença de caulinita neoformada em vários afloramentos (IRIONDO e KROHLING, 2007).

O tamanho dos clastos diminui do sentido norte ao sul, e aumenta seu arredondamento, apontando um caráter policíclico de transporte dos sedimentos, de origem basáltica e arenítica mesozoica. A Formação Palmar encontra-se majoritariamente assentada sobre basaltos, mas, de maneira tópica, se encontra assentada sobre arenitos. Isso se deve pelo fato de a maior parte da região ser capeada pelo basalto.

5.1.2. Uruguai: norte e noroeste Uruguai

Enquanto no lado argentino da fronteira a Formação recebe o nome de Palmar, do lado uruguiaio, desde 1930, ela possuía diversas denominações (*areniscas de Salto, Salto Chico, Salto Grande*), até ser formalmente definida por Bossi (1969) como Formação Salto. Bossi *et al.* (1975) mapearam a Formação Salto no Uruguai desde o rio Quaraí até o rio Dayman, em uma faixa contínua

próxima ao rio Uruguai nos departamentos de Salto e Artigas, configurando terraços altos sobre terrenos de origem basáltica (IRIONDO e KRÖHLING, 2008; e BRUNETO, 2016).

Assim como a Formação Palmar, a Formação Salto representa terraços de uma antiga planície de inundação do rio Uruguai e seus afluentes, apresentando fácies de canal (representada por lentes de seixos e cascalho) e uma fácies de planície de inundação (representada por areias argilosas).

A fácies de planície de inundação é formada por areia-argilosa ferruginosas de cor ocre, com mosqueamentos de cor cinza a oliva (MARTÍNEZ, 2016; VEROSLAVSKY e UBILLA, 2007). Possui de maneira dispersa na matriz arenosa seixos de 2 a 3 cm, de origem arenítica e basáltica, e de arredondamento moderado. As areias possuem principalmente o tamanho fino a médio, de estrutura maciça ou com fraca laminação difusa (VEROSLAVSKY e UBILLA, 2007). Análises de difratometria de raios X apontam uma composição predominantemente quartzosa, com uma pequena proporção de feldspato e caulinita, esta última mais bem representada nas frações de argila (IRIONDO e KRÖHLING, 2007).

A fácies de canal aflora na parte externa dos altos terraços, configurando um conglomerado de clastos subangulares e subarredondados de 3 a 4 cm, mas podendo chegar até 15 cm de diâmetro. Estes clastos são suportados por uma matriz de areia argilosa plástica, com forte fosqueamento entre o cinza e o vermelho (IRIONDO, e BRUNETO, 2016)

Datações realizadas por termoluminescência apontam idades de 88.370 ± 35.680 anos A.P. (MARTÍNEZ, 2016). Até o momento não foram encontrados restos fósseis para complementar a caracterização do ambiente.

5.1.3. Planalto Meridional: Santa Catarina

Para as regiões planálticas do estado de Santa Catarina, os trabalhos de Oliveira *et al.* (2006) e de Lima (2010), através de análise polínica e reconhecimento de fácies deposicionais, têm apontado a presença de depósitos aluvio-coluviais e de depósitos aluviais datados entre 90.000 e 86.000 anos A.P., durante o EIM 5, sugerindo a ocorrência de um clima frio e relativamente úmido.

A análise de coluna estratigráfica, embasada em datação por LOE, aponta que os eventos deposicionais começaram em um intervalo de tempo anterior a

86.000 A.P., quando ocorreu a deposição de camadas aluviais e colúvio-aluviais em terraceamento, implicando escoamento torrencial sobre vertentes e vales. O registro palinológico para esse período indica que as formações campestres predominavam na paisagem, indicando um clima frio. Em menor porcentagem, a existência de táxons florestais, pteridófitos e de fungos sugere que existia uma relativa umidade do ambiente, responsável por não só por manter essas espécies florísticas, mas por gerar um volume de chuva responsável pela deposição das camadas aluviais e colúvio-aluviais na paisagem. Lima (2010) aponta que esse período é correlacional à transição do estágio do EIM 5b para o EIM 5a, caracterizada pela tendência de elevação das temperaturas. Essa seria uma tendência global, e dados do isótopo ^{18}O em estalagmites em cavernas do estado de Santa Catarina corroboram a tendência (CRUZ *et al.*, 2009).

Após esta deposição das camadas aluvial e colúvio-aluvial observa-se uma lacuna deposicional no Pleistoceno, seguida pelo desenvolvimento da turfeira somente entre 15.031 +/- 127 e 11.850 +/- 70 anos A.P..

5.1.4. Rio Grande do Sul: litoral

A história geológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul tem sua gênese atribuída ao movimento de subida e descida do nível do mar, causado pelo derretimento e pelo recongelamento das capas de gelo ocorridos durante os ciclos glaciais e interglaciais do Pleistoceno (oscilações glacio-eustáticas). A esta movimentação se atribui a formação de um sistema deposicional do tipo laguna-barreira, que se desenvolve em faixas costeiras sob efeito de um regime transgressivo do nível do mar (BUCHMANN *et al.*, 2009).

Observa-se, então, a ocorrência de amplos depósitos arenosos alocados de maneira paralela à linha da costa, que atuam como barreiras para corpos lagunares em direção ao continente. Quando ocorre um estágio interglacial, o nível do mar sobe, formando terraços marinhos e depósitos de fundo oceânico em estágio transgressivo; quando ocorre episódio regressivo, o nível do mar desce. Já no estágio glacial a linha da costa se desloca e o antigo piso da costa é recoberto por dunas de praia.

Para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul foram reconhecidos quatro episódios de sistemas deposicionais de formação laguna-barreira, denominados do mais antigo para o mais recente como I, II, III e IV (Figura 82). Assim, cada um desses episódios representa uma fase máxima de transgressão marinha, correlacionados a um estágio isotópico marinho, conforme proposto por Villwock *et al.* (1986), estabelecendo a seguinte cronologia de eventos: no Pleistoceno ocorreu a formação da barreira I há 400 k A.P. (estágio interglacial 9), barreira II há 325 ka (estágio 7) e barreira III há 125 ka (estágio 5), enquanto a barreira IV se formou durante o Holoceno, há aproximadamente 6 ka (estágio 1). Este modelo interpretativo, visualizado por Villwock (1984) e correlacionado com as variações de paleotemperatura extraída das análises do isótopo ^{18}O de Shackleton e Opdyke (1973), é a base de entendimento da evolução da planície costeira do litoral sul-rio-grandense, e vem sendo refinado e detalhado nos últimos quase quarenta anos (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI e VILLWOCK, 1996; TOMAZELLI e VILLWOCK, 2003; TOMAZELLI e DILLENBURG, 2007; BUCHMANN *et al.*, 2009; BETTINELLI *et al.*, 2018).

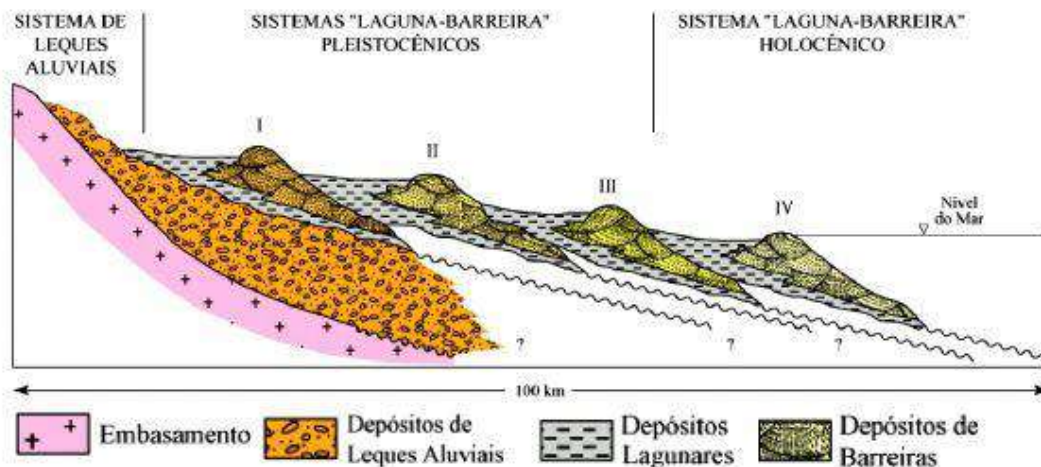


Figura 82 – Sistema Laguna-Barreira no litoral do Rio Grande do Sul. Fonte: Buchmann *et al.* (2009).

De maior interesse no momento são os estudos focados no sistema Laguna-Barreira III, dentro do intervalo EIM 5. Este está relacionado ao alto nível do mar em máximo transgressivo ocorrido no último estágio interglacial, há cerca de 120.000, e seu desenvolvimento teria resultado na formação da Laguna dos Patos. Bettinelli *et al.* (2018) realizaram uma sondagem nos depósitos da barreira

III no trecho entre as lagoas Mirim e Mangueira, caracterizando fácies deposicionais e analisando assembleia de fósseis de bivalves e gastrópodes, recuperada de sondagens em profundidades de até 17 metros (Figura 83).

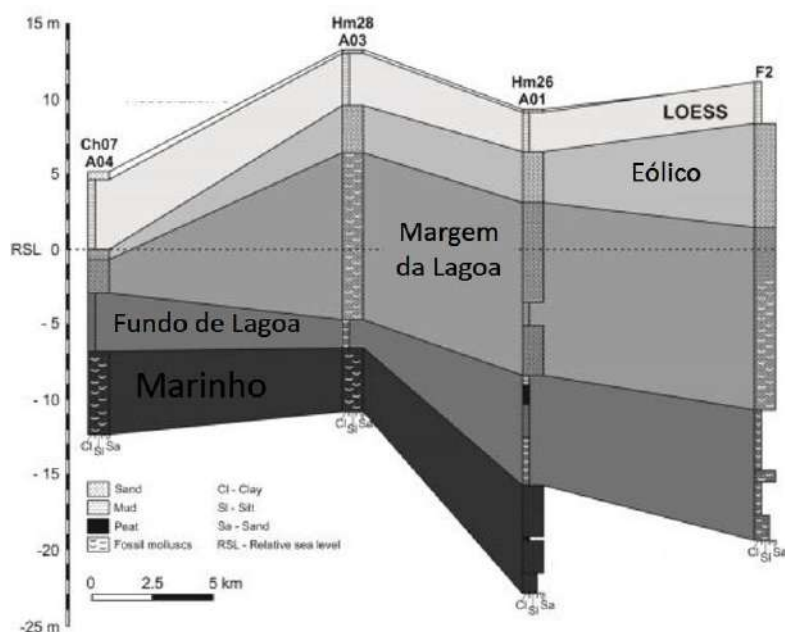


Figura 83 – Coluna estratigráfica de Retrobarreira. Adaptado de: Bettinelli *et al.* (2018).

A caracterização do material sedimentar indicou depósitos de uma retrobarreira de sequência de regressão marinha, denunciada pela base da coluna por fácies de fundo marinho, seguida pela mudança paleoambiental para uma fácies de fundo de lagoa, onde a continuidade temporal aponta para a margem de lagoa seguida de depósitos eólicos. Esta mudança indica claramente a descida do nível do mar, que vai gradualmente deslocando a linha de costa, movimentando as lagoas para longe do continente e recobrando-as com depósitos de dunas de praia.

A assembleia de fósseis foi encontrada nas camadas de depósitos de fundo e margem lagunar, e são, em sua maioria, característicos de ambiente marinho raso, embora também incluía alguns bivalves típicos de ambiente lagunar, como *Erodona mactroides* e *Anomalocardia brasiliana*. A altura dos fósseis encontrada na sondagem indica que a transgressão atingiu cerca de 7 metros acima do nível atual. A presença de espécies que não vivem atualmente nessa região sugere a influência de águas costeiras mais quentes durante o último estágio interglacial. Tais fósseis foram datados como pleistocênicos,

pertencentes a fácies marinha rasa da Barreira II e III (LOPES *et al.*, 2013; LOPES *et al.*, 2015)

Outros estudos nas costas da Argentina e do Uruguia também têm indicado a presença de moluscos de águas quentes durante o EIM 5 do Pleistoceno. Os estudos têm sugerido que o nível médio do mar estaria aproximadamente 6 m acima do atual, e as datações desses moluscos têm apontado idades entre 128 ka e $93,5 \pm 3,5$ ka A.P. (MARTÍNEZ e DEL RÍO, 2005; ZÁRATE *et al.*, 2010; AGUIRRE *et al.*, 2011; FUCKS e PISANO, 2017). A este fato alguns autores têm relacionado a mudança do padrão de circulação das correntes oceânicas, nas quais a migração da corrente quente do Brasil mais para o sul durante o último interglacial promoveu o surgimento de espécies atualmente exóticas nas costas da Argentina e Uruguai (MARTÍNEZ e DEL RÍO, 2002; MARTÍNEZ *et al.*, 2006).

5.1.5. Rio Grande do Sul: área continental

Tendo sido identificada pela primeira vez em 1995, no município de Uruguiana (OLIVEIRA, 1995), a Aloformação Guterres foi posteriormente descrita por Da-Rosa e Milder (2001) como conglomerados e arenitos de estratificação cruzada acanalada em ciclos granocrescentes, encerrando em um nível de seixo e cascalho que formam um pavimento detrítico com clastos de origem arenítica e basáltica, variando entre 5 e 12 cm de diâmetro (DA-ROSA, 2009). A fácies de arenito é composta por areias finas a grossas, marrons e avermelhadas, com presença de níveis de argila de laminação plano-paralela.

A Formação Guterres foi identificada no município da Barra do Quaraí, e sua sequência deposicional atestaria o sistema fluvial relacionado à evolução do rio Uruguai durante o Neogeno, visto que as datações por termoluminescência indicam idades entre 40 e 80 mil anos A.P. (OLIVEIRA e KERBER, 2009).

Pode-se, ou não, encontrar poucos registros fósseis em alguns afloramentos, restringindo-se a restos de lenhos silicificados. Não são encontradas feições pedogenéticas de carbonatação, apenas ferrificação localizadas (DA-ROSA, 2009). Baseados na diferenciação do conteúdo fossilífero, resultados de datação, coloração e padrão de deposição granocrescente, Da-Rosa e Milder (2001) os destacaram dos sedimentos da Formação Touro Passo, anteriormente muito relacionados aos depósitos fluviais

encontrados para os terraços do rio Uruguai e seus afluentes. Da-Rosa (2003), Da-Rosa (2007) e Oliveira e Kerber (2009) têm os relacionados à Aloformação Guterres com os depósitos das Formações Palmar, na Argentina, e Salto, no Uruguai, embora os autores ainda o façam de forma inconclusiva.

5.2. EIM 4: 75.000 a 64.000 anos A.P. – Pleistoceno

Após o EIM 5, que correspondeu a uma larga época mais quente e úmida a nível global, ocorreu uma grande glaciação dando lugar a temperaturas mais baixas e a uma menor disponibilidade de água em estado líquido no ambiente. Temos, então, um novo ciclo glacial, tendo seu início no EIM 4 (entre 75.000 e 65.000 anos A.P.), o qual perdura pelos próximos estágios isotópicos, 3 e 2, de maneira mais ou menos brandas.

Os dados globais apontam para o último período glacial (entre os EIM 4 e 2) a ampla extensão dos mantos de gelo no hemisfério norte, recebendo a nomenclatura de Glaciação Wisconsin para a América do Norte, glaciação Weichseliana para a Europa, Nahuel Huapi para a Argentina e Llanquihue para o Chile (RABASSA *et al.*, 2005; FUCKS, 2017). Os dados de pesquisas feitas para o continente sul-americano demonstram que a glaciação afetou de maneira severa toda a cordilheira dos Andes, com evidências de registros glaciais desde o sul do Chile até as morainas presentes no Equador, Colômbia e Venezuela (ANGEL *et al.*, 2017).

Para as regiões extra-andinas, durante o EIM 4, climas mais úmidos ocuparam o norte do continente, em contraste com o desenvolvimento de climas desérticos encontrados nas áreas baixas do sul do continente, até 25° S no sudeste brasileiro (CLAPERTON, 1993; IRIONDO, 1999; IRIONDO, 2010). Durante os estágios isotópicos consecutivos (EIM 3 e 2) ocorreram oscilações, nas quais as porções norte e sul do continente reagiram de maneira oposta: enquanto o norte da América do Sul é ocupado por climas secos, o do Sul é ocupado por climas úmidos, e assim sucessivamente.

Se durante o EIM 5 vimos o nível do mar até 10 m acima do atual, dados coletados na costa argentina apontam uma descida de um ritmo de 11 m /1.000 anos, quando no final da última glaciação (EIM 2, aproximadamente 18.000 anos A.P.) o nível do mar estaria entre 120 e 150 m mais baixo do que o atual, expondo

extensas plataformas continentais (FUCKS, 2017; RABASSA, 2005). Segue-se a isso o aumento do efeito de continentalidade das áreas circundantes, resultando em temperaturas extremas e diminuição da precipitação, ao passo que a linha de costa se movimenta para longe das áreas continentais. Este processo foi marcado na Patagônia e no Pampa, conforme as áreas emersas quase duplicaram em tamanho (RABASSA, 2005). Na porção norte da Patagônia, arcos de deslocamento de geleiras, registrados por morainas, são datados por termoluminescência para 65.000 anos A.P. (RABASSA, 2005).

5.2.1. Andes

Estima-se que os depósitos de gênese glacial nesse período começaram no máximo em 85.000 A.P., pois o processo de formação do manto de gelo na Cordilheira dos Andes foi indubitavelmente lento, demorando pelo menos 30.000 A.P. após o máximo do Último Interglacial (EIM 5), podendo ter ocorrido apenas em um estágio glacial avançado durante o EIM 4 (RABASSA, 2005). Dados de outros pesquisadores (PORTER, 1981; RABASSA e CLAPPERTON, 1990 e LOWELL *et al.*, 1995) ao estudarem a cronologia de eventos sucedidas durante o último período glacial no lago Llanquihue, no Chile, apresentam datações radiocarbônicas demonstrando o avanço de mantos de gelo durante o EIM 4, uma retração durante o EIM 3 e, novamente, sua expansão durante o EIM 2, considerado o Último Máximo Glacial (UMG).

O aumento da continentalidade não foi o único efeito da descida do nível do mar, que afetou fortemente a posição das correntes marítimas, particularmente a corrente quente do Brasil e a corrente fria das Malvinas, deslocando-se na direção leste e tendo sua frente de encontro deslocada mais ao norte, modificando o padrão de circulação atmosférica e de tempestades no inverno pampeano (Figura 84). Estas mudanças de condição climática durante os episódios glaciais determinaram, também, o deslocamento para o norte dos centros dos anticiclones nos oceanos Pacífico e Atlântico, no hemisfério sul. No caso do deslocamento do anticiclone do Pacífico Sul, sua movimentação para o norte trouxe um regime de ventos para regiões antes desprovidas dos ventos frios e secos vindos do oeste. A crescente ação do agente eólico promoveu o desenvolvimento de processos de deflação, *bolsons* e campos de dunas desde

o norte da Patagônia até o oeste da Província de Buenos Aires (CLAPPERTON, 1993; IRIONDO, 1999; RABASSA, 2005 e IRIONDO, 2010). Para porções adjacentes ao cinturão de dunas, o deslocamento anticiclônico para o norte promoveu a atividade eólica marcada pelo acúmulo de depósitos de loess desde a Província de Entre Rios na Argentina, no território Uruguaio e no Sul do Brasil, onde a vegetação pampeana aí presente serviu como armadilha para frações de areia fina (silte e argila) suspensas no ar (IRIONDO, 1999; MUHS e ZARÁTE, 2001).

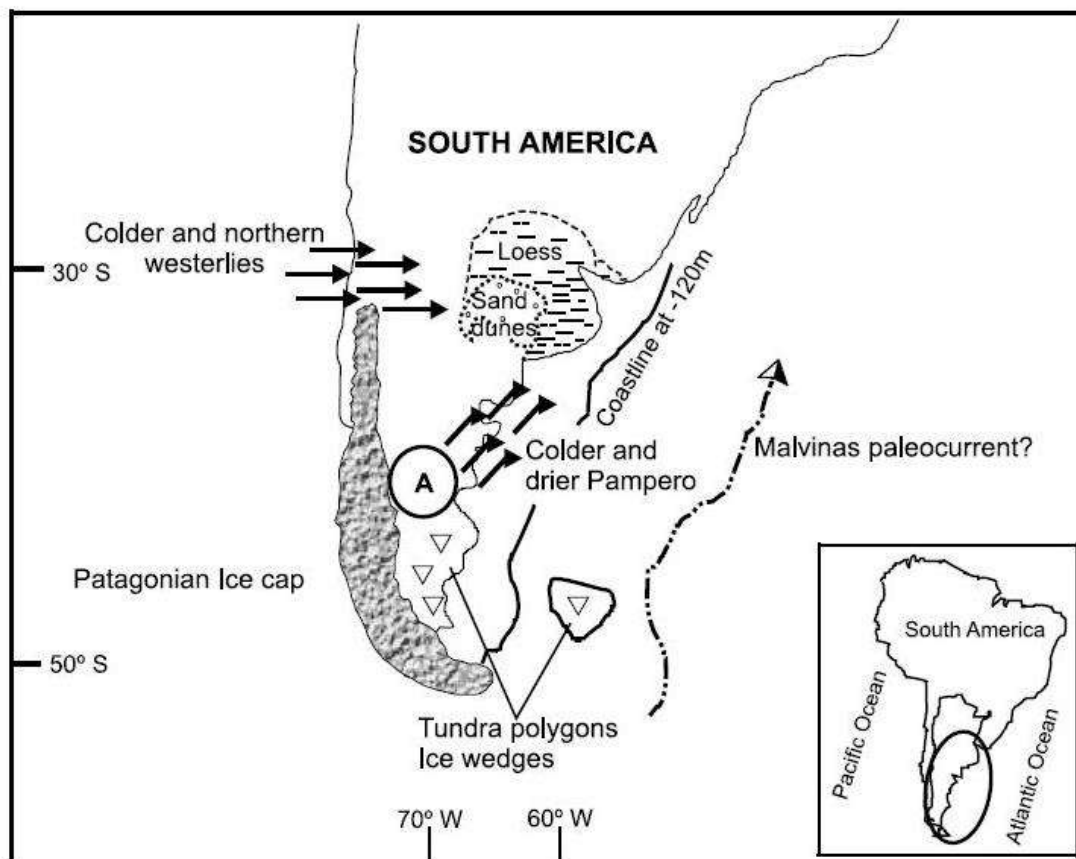


Figura 84 – Condições ambientais no sul da América do Sul durante a última glaciação (EIM 4 - 2). Fonte: Rabassa (2005).

5.2.2. Argentina: Pampa

Enquanto no EIM 4 as áreas montanhosas do continente eram ocupadas pelo avanço dos mantos de gelo, os terrenos baixos ao sul da América do Sul, principalmente na área do Pampa argentino e suas adjacências, eram invadidas por fortes ventos trazendo mantos de areia na forma de dunas ou loess. Com um grande acúmulo de pesquisa na evolução quaternária dessa região, Iriondo

e colaboradores (IRIONDO, 1999; IRIONDO 2010; IRIONDO e KRÖHLING, 2008; IRIONDO e BRUNETTO, 2016) apresentam uma interpretação baseada em dados geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos e de datação sobre a evolução do sistema climático pampeano e suas implicações, expostas neste subitem durante o EIM 4.

O sistema eólico pampeano é um grande conjunto de sedimentos depositados pela ação eólica durante o último período glacial pleistocênico (EIM 4 ao 2). Teve seu início de deposição no começo das glaciações, durante o EIM 4, e seus depósitos retrabalhados nos ciclos posteriores das sucessivas fases climáticas. De maneira similar a outros ambientes áridos a esta época no mundo, como nos desertos do interior da China e da América do Norte (IRIONDO, 2010), o sistema eólico pampeano configura-se como um Mar de Areia em sua área central, e uma faixa periférica de depósitos de loess.

Iriondo (1999), posteriormente reforçando sua interpretação (Iriondo , 2010), e Zárate e Tripaldi (2012) sugerem que o cenário das áreas baixas do Pampa e regiões adjacentes durante o EIM 4 estaria ocupado por temperaturas muito baixas por toda a América do Sul, tendo o maior avanço das geleiras andinas nesse momento. Além de extremamente frio, o clima seria extremamente seco, e a atividade do deslocamento das geleiras propiciaria desintegração de rochas e a produção de sedimentos de areia muito finas e de silte. Eventos esporádicos de chuvas torrenciais e enchentes seriam responsáveis por transportar estes sedimentos em forma de cones de dejectão desde as áreas montanhosas para as planícies frias e áridas da Argentina. Fortes ventos vindos de sudoeste, originados pelo anticiclone do Pacífico Sul cruzariam os campos de gelo e redistribuiriam esses sedimentos da Patagônia até o Pampa. Nesse momento, uma deflação generalizada trabalharia esses sedimentos soltos, dando origem ao mar de areia pampeano, na forma de um campo de areia de mega dunas longitudinais de orientação SO-NE, com 130.000 km² entre as latitudes 33° e 38° S e 59° a 67° O. É composto principalmente por areia fina a muito fina, com minerais argilosos típicos de regiões vulcânicas. Com poucos metros de espessura cobre formações argilosas do EIM 5 e rochas Terciárias. Para as porções Norte e Nordeste do sistema eólico pampeano, as bacias hidrográficas dos rios Paraná e Uruguai, que trazem aporte de sedimentos provindos de regiões tropicais, aportam areias quartzosas ricas em

caulinita. Os ventos que sopram de sul e de oeste transportam a areia fina e muito fina por saltação e arraste nas planícies afetadas pela aridez. Estes mesmo ventos transportaram, para áreas mais remotas, siltes e argilas em suspensão na forma de uma nuvem de pó. Este material mais fino foi capturado pela vegetação herbácea das zonas semiáridas, formando um manto de loess na periferia subtropical dos campos de areias. Os limites para o manto de loess são apontados por Iriondo (1999), durante o EIM 4, até a província de Misiones na Argentina, Sul do Paraguai e Brasil (Figura 85). Os sedimentos francos siltoso do loess cobririam em forma de manto as colinas e os vales sobre rochas terciárias de origem basáltica. Este manto teria espessura de 5 até 10m, composto principalmente de quartzo (~88%), com porcentagens menores de vidro vulcânico e alteritas.



Figura 85 – Provável extensão do mar de areia pampeano e faixa periférica de loess durante o EIM 4. Fonte: Iriondo (2010).

Além desses depósitos de loess, Iriondo (1999, 2010) aponta para o sul do Brasil uma formação arenosa, relacionada a climas áridos do EIM 4, a qual também seria encontrada para a bacia hidrográfica do rio Ibicuí. Até o momento não foi encontrado registro com datação de depósitos sedimentares para essa época (~80.000 a 65.000 A.P.) na bibliografia consultada para a região do Pampa brasileiro.

5.2.3. Planalto Meridional: planalto de Santa Catarina

Para as regiões adjacentes, no planalto de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, os registros sedimentares apontam um forte período de erosão. Lima (2010) e Oliveira *et al.* (2006) apontam que a região subtropical catarinense seria ocupada por um período frio e seco; mas, há um hiato de registro sedimentar nas colunas em análise, que só reaparece durante episódios de clima mais ameno durante o EIM 3. Para a Depressão Periférica do Rio Grande do Sul, Fett Junior (2011) através de análise sedimentológica na bacia do rio Pardo, aponta que há 70.700 anos (datação por LOE) e 64.000 anos (LOE) se observava o entalhamento fluvial através da incisão dos canais do Arroio Francisco Alves e do Rio Pardo, indicando um período de forte dissecação dos terraços fluviais construídos em período anterior (EIM 5).

Os depósitos de loess citados são posteriormente datados na bibliografia com idades diferentes das esperadas, para um período de tempo que os colocam durante um episódio árido posterior, durante o EIM 2 (apresentados neste texto junto à Formação Oberá).

5.2.4. Rio Grande do Sul

Neste trabalho, no que diz respeito à região em estudo, não foram datados nenhum depósito sedimentar para essa idade. Para os dados encontrados na bacia do rio Quaraí, foram identificados dois níveis de terraceamento fluvial: um mais alto, descrito no item anterior, durante o EIM 5, e um mais baixo, em período mais ameno, durante o EIM 3, que será descrito em um próximo item.

É improvável que não tenha ocorrido nenhuma deposição durante este largo período de tempo; o mais plausível é que o EIM 4 tenha sido marcado por

forte atividade erosiva para a região em estudo, ou que os depósitos sedimentares ocorridos durante este tempo tenham sido borrados e apagados por eventos erosivos em ciclos posteriores.

O mais certo é que durante o EIM 4 a região de estudo neste trabalho estaria, como de maneira geral todo o continente sul-americano, ocupado por um período frio e seco sob o regime do sistema eólico pampeano.

5.3. EIM 3: 64.000 a 32.000 anos A.P. – Pleistoceno

Compreendendo a um intervalo temporal entre 65.000 e 32.000 anos A.P., o EIM 3 apresenta uma ampla variedade de trabalhos de cunho paleoambiental, talvez por ter um maior registro de depósitos sedimentares se comparado à fase erosiva anterior, ou talvez pelos limites do método de datação do ^{14}C , que alcança idades até aproximadamente 60.000 anos A.P.. De maneira geral, vemos que o EIM 3 representa um intervalo mais ameno dentro do último estágio interglacial (EIM 4, 3 e 2), embora geralmente mais frio do que os dias atuais.

São apresentados os dados paleoambientais das regiões vizinhas e da própria área de estudo, para que se entenda melhor o contexto regional do clima naquela época.

5.3.1. Andes

Nos andes chilenos, observa-se alguns registros de um clima mais úmido e ameno, apontando condições interglaciais para um período entre 60.000 e 30.000 anos A.P.. Essas condições são denunciadas através de dados geomorfológicos no oeste andino na ilha de Chiloe e na região norte do lago Laugenie (RABASSA e CLAPPERTONN, 1990) pela diferenciação do intemperismo e pela posição entre os cinturões de morainas depositadas no início e no final do último estágio glacial.

Nas ditas regiões foram analisados os registros em turfeiras datadas para idades de 43.000 anos A.P., indicando um clima frio e com maior umidade. O registro palinológico apontou claras condições de melhora de temperatura e de umidade se comparadas ao EIM 4, entre 57.000 e 36.000 anos A.P., devido às flutuações dos gêneros florestais *Nothofagus* e dos campos de *Gramineae*

(RABASSA e CLAPPERTONN, 1990). Segundo estes autores, esse estágio interglacial teria propiciado um ambiente semelhante ao do Holoceno atual, traduzido em paisagens bem vegetadas e formação de lagos e turfeiras, onde ocorreu uma mudança no cinturão das tempestades provindas de oeste mais para o norte, promovendo precipitação em regiões hoje sazonalmente secas.

5.3.2. Argentina: Pampa

Se do apresentado no item anterior se sabe que no EIM 4 a região das terras baixas no Pampa estaria sendo trabalhada por um forte sistema eólico sob clima seco, dando origem a campos de dunas arenosas e depósitos loéssicos na periferia do mar de areia pampeano, os dados para o EIM 3 apresentam uma configuração diferente, embora essas mudanças tenham ocorrido de maneira gradual e suave, devido à falta de discordâncias erosivas entre os depósitos de dunas (D6) do EIM 4 para o EIM 3 (Figura 86).

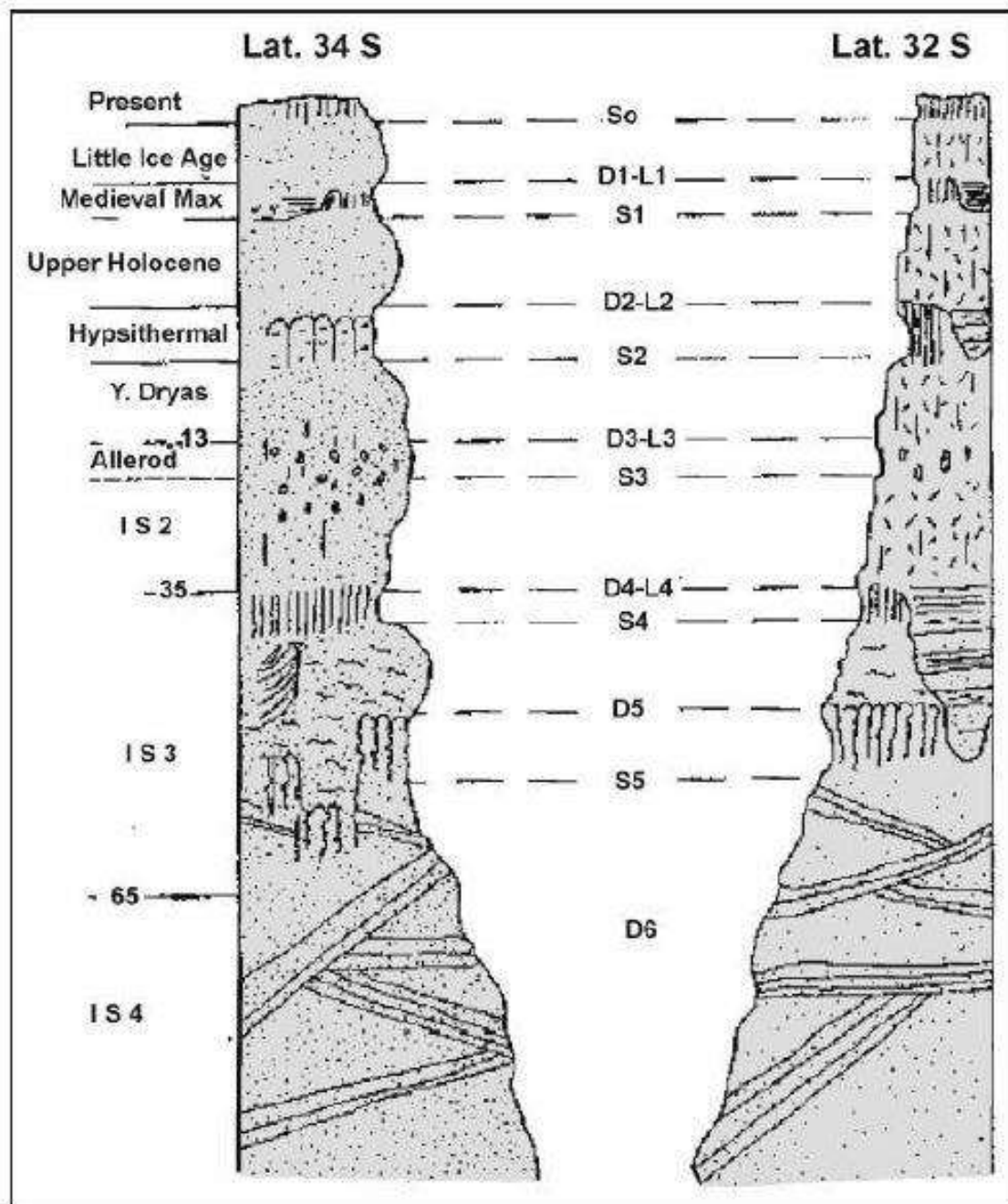


Figura 86 – Coluna estratigráfica no Pampa Argentino. À esquerda, perfil mais ao Sul, em área corte do mar de areia pampeano; à direita, tem-se área mais ao norte, representativa da faixa de loess periférica. Fonte: Iriondo (2010).

Iriondo (1999 e 2010) descreve que a região do Pampa passou por três fases diferentes durante o EIM 3, caracterizadas pelo desenvolvimento de um perfil de solo no topo das dunas arenosas, seguido por um período generalizado de aplainamento do relevo herdado do EIM 4, dando origem a uma topografia rebaixada e mais ou menos plana, seguida de um novo período de pedogênese, respectivamente S5, D5 e S4, como mostra a Figura 86. Durante estas três fases

de mudança climática se desenvolveram depósitos fluviais ao longo dos cursos d'água, datados por termoluminescência para 45.610 +- 1.990 anos A.P. (IRIONDO, 1999).

O registro S (solo) 5 é encontrado de maneira esporádica e descontínua em diferentes locais do Pampa argentino, enterrados entre 1 a 4 m no relevo atual – embora em muitos locais os perfis de solos gerados por esta fase de pedogênese tenham sido completamente erodidos pelas fases subsequentes. Segundo o autor, este período teria sido caracterizado por alguns milhares de anos de fase úmida, com mais de 800 mm de chuva ao ano, marcado pela gênese de argissolos de cor ocre avermelhada. Este argumento é trazido pois seria impossível o desenvolvimento de horizontes B texturais que contivessem estruturas prismáticas e colunares de até 15 cm nestes horizontes nas dadas latitudes (34° e 32° S) em um regime pluviométrico de clima árido ou semi-árido.

Em uma fase seguinte (D5), a paisagem é marcada por um período de erosão, retrabalhando e aplainando o antigo relevo de dunas em clima semiárido. Segundo Iriondo (1999), o retrabalhamento é realizado através da ação de chuvas torrenciais, que ao saturarem as camadas superficiais de areias pouco coesas e desvegetadas redistribuem estas formações superficiais em amplas áreas aplainadas, configurando colinas baixas e alguns campos de dunas de relevo ondulado. Os depósitos são formados de areias finas e muito finas maciças, com eventuais estruturas de dissipação caracterizadas por marcas onduladas de 2 a 20 cm, dispostas paralelas ao topo do perfil.

Na terceira e última fase descrita por Iriondo (1999, 2010) para o EIM 3 no Pampa argentino vemos uma nova fase de pedogênese (S4) no topo dos depósitos de dunas retrabalhadas (D5). São solos bem preservados e maduros, com 40 cm de espessura na média, com estruturas prismáticas, numerosas concentrações de ferro e sem traços de carbonatação. A coloração avermelhada emprestada pela presença abundante de ferro gerada por processos de oxidação indica uma relativa umidade no ambiente, atribuída a um lençol freático mais próximo a superfície, alimentado pelo maior volume de chuvas.

De forma sintética Iriondo (1999, 2010) propõe a seguinte sequência climática: ocorreu uma mudança de um clima árido em EIM 4 para o EIM 3, com um regime pluviométrico que permitiu a gênese de solos subtropicais avermelhados, provavelmente vegetados, o que propiciou a conservação da

antiga superfície dunária. Em seguida, um clima semiárido retrabalhou os depósitos do EIM 4, ainda sob influência do anticiclone do Pacífico Sul, com temperaturas menores que as atuais e com uma curta estação chuvosa no verão, resultando em um novo campo mais ou menos plano de dunas maciças. Um novo período de melhora climática se seguiu, pedogenizando o topo do novo campo de dunas. A este período mais chuvoso se imagina um lençol freático mais próximo a superfície, mobilizando partículas de ferro nos perfis e propiciando a formação de pântanos (o que muito lembra a formação de turfeiras amplamente datadas neste período para todo o sul do continente). Durante as fases S4 e S5 o Pampa argentino provavelmente estaria recoberto por uma vegetação do tipo savana, sob clima subtropical.

Em trabalhos mais recentes, Kruck *et al.* (2011) e Fucks (2017) trazem abundantes datações de depósitos na região do Pampa argentino, refinando a proposta de Iriondo, que embora traga uma interpretação clara e coerente dos eventos sucedidos tenha algumas deficiências em dados cronológicos.

Através de interpretações geomorfológicas por imagens de satélite, análise fósseis, sedimentológicas e de datação dos depósitos, Kruck *et al.* (2011) distinguem episódios úmidos e áridos para a planície chaco-pampeana na região fronteira da Argentina e do Paraguai. Um quadro síntese dos eventos e depósitos descritos pelos autores é apresentado na Tabela 17.

Período (ka A.P.)	Mudanças Climáticas e material datado correspondente
60 - 41	Árido com fases úmidas: Loess, depósitos flúvio-lacustre com ossos de macrofauna. Pouca densidade de datação
41 - 28	Predominantemente Úmido: Depósitos flúvio-lacustre, depósitos de enchente, evidência de recarga de águas subterrâneas
28 - 16	Árido com eventos úmidos pouco significativos: Dunas, loess, planície de inundação. Moderada densidade de datações
16 - 8.5	Úmido com interrupção de aridez: Depósitos flúvio-lacustre, depósitos de enchente, depósitos de canal, loess e dunas. Moderada densidade de datações
8.5 - 3.5	Árido com muitos eventos úmidos significativos: Dunas, depósitos de canal, solos. Alta densidade de datações
3.5 - 0	Predominantemente Úmido com evento árido: Solos, dunas e depósitos de canal. Alta densidade de datações

Tabela 17 – Evolução climática para a planície chaco-pampeana. Fonte: adaptado de Kruck *et al.* (2011).

Os episódios úmidos provêm de amostras de sedimentos lacustres e fluviais (tanto depósitos de canal quanto de planície de inundação), caracterizados por material lamoso (silte e argila) misturado a areais finas e médias. Duas datações por LOE desses depósitos, retirados de sítios próximos a drenagens atuais, apontam idades entre 53.000 e 37.000 anos A.P.. Devido ao seu conteúdoossilífero, são relacionados pelos autores às formações Toropí e Yupoi, da região Mesopotâmia argentina. Em episódios mais recentes de sedimentação fluvial, são encontradas idades em 11 amostras em canais fluviais arenosos, com datação de LOE para idades entre 12.000 e 3.000anos A.P..

Os episódios áridos são marcados pela deposição de sedimentos de origem eólica na forma de campos de dunas e loess nas encostas e nas pequenas depressões. Os depósitos de loess, ou loéssicos, são caracterizados por um sedimento franco, mal selecionado, com alto teor de silte misturado à

areia média. Frequentemente se observam altos teores de argila, resultante do intemperismo e do escoamento das águas na vertente semelhantes a corridas de lama em eventos de retrabalhamento do loess. Foram realizadas 14 datações por LOE indicando idades desde 60.000 até 6.000 anos A.P., mas com a maioria destas (9) com idades entre 32.000 e 18.000 anos A.P. Os depósitos de dunas são representados por campos de areia bem selecionados, na classe de areia média a fina. Com 16 amostra de LOE, são observadas idades entre 33.000 e 23.000 anos A.P., além de depósitos de dunas mais recentes, entre 5.000 e 3.000 anos A.P..

As datações mais recentes têm apontado que embora, de fato, interrupções de clima árido tenham ocorrido durante o EIM 3, sua maior expressividade se situa na passagem do EIM 2, adentrando até o final do Último Máximo Glacial.

5.3.3. Argentina: Mesopotâmia

Para esta região geográfica adjacente à margem direita do rio Uruguai, em território argentino, é descrita para o EIM 3 a Formação geológica Toropí-Yupoí. Esta é composta por depósitos pantanosos e aluviais, encontrados desde Corrientes e Entre Rios (Argentina) até Uruguaiana (Brasil) e Bella Unión (Uruguai) (IRIONDO e BRUNETTO, 2016).

A Formação Toropí-Yupoí possui um registro de mudança de energia do ambiente, que em muito lembra a descrição da Unidade A (SUERTEGARAY, 1987), possuindo na base uma fácies de canal fluvial de alta energia, recoberta por uma fácies de planície de inundação que, por sua vez, evoluiu para um pântano, posteriormente sofrendo pedogênese (IRIONDO e BRUNETTO, 2016). Seus sedimentos, que variam entre o vermelho, amarelo e cinza, são provindos da época que o rio Paraná se unia ao rio Uruguai, compostos basicamente de areia quartzosa na fácies de canal seguida de uma camada argilosa, com presença de montmorillonita, illita e caulinita na fácies de planície de inundação. Nessa época de ligação entres esses grandes canais fluviais existia uma conexão biológica entre o norte da Mesopotâmia argentina, sul do Brasil e oeste do Uruguai, em um clima úmido e com pulsos quentes durante o final do Pleistoceno (UBILLA *et al.*, 2004; FRANCIA e CARLINI, 2012 e PACELLA *et al.*, 2019).

A Formação Toropí-Yupoí possui um bom conteúdo fossilífero, permitindo uma boa correlação paleoambiental e abundante datação. Análises obtidas por LOE apontam idades de deposição entre 58.000 e 28.000 anos A.P. (PACELLA *et al.*, 2019).

A concentração dos argilominerais encontrados na formação em diferentes camadas suporta a interpretação de um ambiente mais quente e úmido do que a fase EIM 4 anterior, se bem que com uma sazonalidade muito bem marcada, com períodos semiáridos. Esta interpretação (IRIONDO, 2007 e PACELLA *et al.*, 2019) se dá devido à presença da montmorillonita, argilomineral formada em condições sazonais de clima semiárido, junto à illita, formada sob condições de clima frio ou muito seco, e a caulinita, formada em um clima úmido a temperado.

A análise do conteúdo fossilífero também sugere que existia uma dinâmica de ecótono na região (FRANCIA e CARLINI, 2012 e PACELLA *et al.*, 2019), influenciada por mudanças paleoclimáticas, pois foram encontradas duas comunidades com requerimentos ecológicos distintos nas análises: uma de estepe herbácea e a outra de mata galeria, ambas associadas à proximidade de corpos d'água devido à presença de algas (*Botryococcus* e *Pediastrum tetras*).

Nas estepes herbáceas, a estrutura vegetal de gêneros de *Bryophyta* sugere a dessecação periódica de corpos d'água, indicando distúrbios ambientais provavelmente devido à intensa ação do vento em condições semiáridas. O gênero *Pediastrum tetras*, característico de lagos raso e pântanos, indicaria um certo grau de disponibilidade de água no meio (PACELLA *et al.*, 2019).

5.3.4. Uruguai: norte uruguaio

Encontrada na forma de baixos terraços fluviais, observa-se nas proximidades dos rios Sopas, Arapey e Quaraí no norte uruguaio a Formação Sopas, primeiramente descrita por Antón (1975). Esta formação é composta por areias médias e grossas e um conglomerado basal identificados como fácies fluviais de deposição, sobrepostas por areia argilosa de planície de inundação, que em muitos afloramentos se encontra na forma de um paleossolo com níveis

de bioturbação (UBILLA *et al.*, 2016). Iriondo e Brunetto (2016) apontam que, por vezes, a fácies fluvial se relaciona ao trabalho de paleocanais, que se encontram assentados sobre antigas linhas de pedra com presença de carbonatos de cálcio.

Ubilla *et al.* (2016) e Kerber *et al.* (2011) relacionam a Formação Sopas, em território Uruguaio, à Formação Touro Passo, no sudoeste do Rio Grande do Sul, devido às idades de datação absolutas encontradas, bem como seu conteúdo fossilífero. Iriondo e Brunetto (2016) relacionam-na à Formação Toropí-Yupoí, no nordeste argentino.

Martínez (2016) e Ubilla *et al.* (2016) trazem uma série de datações realizadas por C14, em conchas de moluscos de água doce, fósseis de mamíferos e restos vegetais, e LOE, em diferentes camadas sedimentares, para diversos pontos da Formação Sopas. No arroio Malo (em Tacuarembó) uma abundante presença de conchas de *Diplodon* apontaram para idades entre 45.000 e 33.560 +- 700 anos A.P.. Nos afloramentos estudados no rio Quaraí muitas idades foram encontradas. A maioria das datações situam-se em idades entre 36.100 ± 6,200 e 27.400 ± 3,300 anos A.P.. Algumas idades fora do padrão apontam dados muito mais antigos ou muito mais novos: no topo da formação a análise de dois restos de troncos fósseis indicaram idades entre 12.100+-140 e 13.869+-51 anos A.P.. Tratando-se de restos fósseis, é possível que eles tenham sido transportados e retrabalhados em um momento pós-deposição da Formação Sopas. Duas amostras de sedimentos de areia média e sem conteúdo fossilífero, na base dos afloramentos analisados, indicam idades através de LOE para 71,400 ± 11,000 e 96,000 ± 11,000 o que os colocariam em idades semelhantes às da Formação Guterres, na mesma região. Ambas as Formações (Sopas e Guterres) apresentam muitas semelhanças quanto ao ambiente de deposição, à granulometria e à coloração. Sendo essas duas amostras incompatíveis com as demais idades da Formação Sopas, provavelmente pudessem ser relacionadas com a Formação Guterres. Ubilla e colaboradores, nos trabalhos consultados (UBILLA, 2001; UBILLA *et al.* 2004 e 2016 e MARTÍNEZ, 2016) talvez desconheçam os escassos trabalhos sobre a Formação Guterres, pois nunca mencionaram essa formação, mesmo estando na mesma área de estudo.

Quanto à análise do conteúdo fossilífero, pode-se inferir algumas características paleoambientais. Muitos restos de mamíferos foram encontrados

na Formação Sopas, principalmente para aqueles datados no arroio Malo, sendo a grande maioria de espécies que vivem atualmente em climas tropicais ou temperados perto de corpos de água fresca: antas, capivaras, ariranhas, porcos espinhos, jaguatiricas, porcos selvagens e ratões do banhado (MARTÍNEZ, 2016 e UBILLA *et al.*, 2004 e 2016). Alguns restos fósseis de aves encontrados também indicam *habitat* de campos abertos, como a ema, e a presença de matas galerias, devido à presença de resto de seriemas, que nidificam em árvores. A grande quantidade de moluscos de água doce indica a presença de rios perenes. Essa assembleia de fósseis fornece argumentos para a interpretação de que essas latitudes da América do Sul estariam sob a influência de um estágio interglacial correlacionado ao EIM 3 (UBILLA, 2004 e UBILLA *et al.*, 2016).

Embora uma grande maioria de fósseis indiquem um clima mais ameno e úmido nessa época, vemos a presença de restos fósseis que contam outra história (UBILLA *et al.*, 2016). Foi encontrado um número significativo de restos de camelídeos, como lhamas e outros, sugerindo condições de aridez ou semiaridez. Algumas aves de comportamento migratório, como a *Chloephaga*, reforçam tal ideia. No arroio Sopas, a presença de marcas de minhocas *Castrichnus incolumis* sugerem um período de estiagem. Os autores Ubilla *et al.* (2004) encontraram alguns restos vegetais do gênero *Prosopis*, árvore atualmente distribuída em ambientes tropicais e subtropicais da América do Sul, adaptadas para ambientes áridos e semiáridos.

Assim, de maneira geral, entende-se que a Formação Sopas é representada por baixos terraços fluviais dos rios e por arroios do norte uruguaio, formados durante o EIM 3. A paisagem deveria ser composta por campos abertos de savana e matas galerias contíguas aos rios perenes, em clima tropical a temperado, se bem que com estações secas bem marcadas (UBILLA *et al.*, 2016).

5.3.5. Planalto Meridional: planalto paranaense e catarinense

Foram também levantados dados paleoambientais da bacia do rio Uruguai para áreas localizadas no Planalto Basáltico paranaense e catarinense. Paisani *et al.* (2019) levantam registros estratigráfico, sedimentológico, polínico e

pedológico em material coluvial, aluvial e colúvio-aluvial em colinas convexas e em vales na superfície de Palmas/PR.

Dentro do EIM 3, em um período anterior a 44.860 \pm 730 anos A.P., Paisani *et al.* (2019) reportam a existência da formação de paleossolos desenvolvidos em saprólitos no sopé das colinas e na base de paleovales de segunda ordem, juntamente com sequências de cascalho, lama cascalhenta e lama, sugerindo um período de mudança de alta para baixa competência fluvial. De maneira muito similar ao que vemos nas formações Toropí e Sopas, há uma diminuição no volume dos canais fluviais, passando para planícies de inundação e formação de pântanos nas faixas ocupadas por córregos menores. Aí, nos sedimentos aluviais argilosos, se desenvolvem gleissolos ocupados por vegetação campestre em um clima relativamente úmido.

Na continuidade do trabalho, Paisani *et al.* (2019), em um período entre 44.860 e 28.350 anos A.P., apontam a progressiva pedogênese de solos hidromórficos em cabeceiras em anfiteatro e em vales de até terceira ordem. Esse seria um período de morfogênese baixa nas encostas das colinas, devido à alta pedogênese. Já para as encostas adjacentes aos vales de quarta ordem, observa-se o desenvolvimento de rampas de colúvio que estão presentes na paisagem até os dias atuais. A formação de rampas de colúvio se mistura à presença de pequenos leques aluviais, enterrando antigos solos e registrado episódios de erosão e sedimentação controlados pela declividade da encosta. A vegetação sobre as colinas nessa época seria de uma savana estépica, enquanto as áreas de várzeas estariam ocupadas por matas galerias, de maneira similar às hoje encontradas.

Observa-se a tendência geral na superfície de Palmas/PR para uma condição climática úmida e fria durante o EIM 3, com avanço da pedogênese sobre a morfogênese, com condições pequenas de erosão e deposição. Trata-se de um período relativamente estável na paisagem, muito semelhante ao que temos atualmente. (PAISANI *et al.*, 2019).

Na região do planalto catarinense, em área tributária ao rio Uruguai, o trabalho de Lima (2010) aponta que, após um hiato deposicional marcado por linhas de pedra, provavelmente relacionados ao EIM 4, se observa a volta da presença de depósitos aluviais e colúviais durante o EIM 3. A autora apresenta sua interpretação do paleoclima através de análises sedimentológicas e

polínicas em dados coletados no Parque Estadual da Serra do Tabuleiro (SC). A Tabela 18 resume de forma sintética suas interpretações.

Estágio Isotópico Marinho	Idades (C ¹⁴ , TL e LOE)	Condições ambientais prováveis (evidências estratigráficas)	Condições ambientais prováveis (evidências palinológicas)
2	15 a 11,4 ka AP (inédito)	Formação de turfeira.	Predomínio de campos, com presença de importante de pteridófitos; Expansão da floresta a partir de 11,8 ka AP.
	15,3 ka AP (a)	Formação de horizonte pedológico A húmico, truncado pela erosão. Estruturas de corte e preenchimento.	---
	19,1 ka AP (a)	Formação de horizonte pedológico A húmico.	---
	20,1 ka AP (inédito)	Início da formação de turfeira sobre depósitos de planície de inundação, essencialmente lamosa (presença da fração areia até 10%).	Predomínio de campos, com presença de grupos de táxons florestais (até 10%), pteridófitos, briófitos e fungos.
3	27,9 ka AP (inédito)	Depósitos de planície de inundação com importante fração lamosa.	Predomínio de campos, com presença de pteridófitos. Ausência das ervas aquáticas, grupos de táxons florestais e fungos.
	34,6 ka AP (inédito)	Depósitos de planície de inundação com importante fração arenosa; Formação de banhados.	Predomínio de campos, com presença de ervas aquáticas, pteridófitos e fungos, além de briófitos e grupos de táxons florestais, minoritariamente.
	37 ka AP (c)	Formação de horizonte pedológico A moderado. No topo desse horizonte há evidências de erosão.	---
	39,4 a 13,4 ka AP (d)	Início de formação de turfeira, intercalada a depósitos aluviais.	---
	53,6 ka AP (d)	Formação de depósitos coluviais.	---
	>50 a 49,3 ka AP (c)	Formação de banhados e depósitos turfosos, localmente truncados e deformados por erosão e deposição subsequente	Evidências de duas fases ambientais: Fase 1: quente e seco e Fase 2: frio e úmido.
5	Entre 90 (c) e 86 ka (b)	Formação de depósitos alúvio-coluviais, impregnado com material orgânico proveniente do depósito turfoso, desenvolvido posteriormente.	Predomínio de campos, com presença de grupo de táxons florestais, pteridófitos e fungos.

Tabela 18 – Quadro síntese da evolução ambiental no segundo Planalto catarinense. Fonte: Lima (2010).

O início da história evolutiva no EIM 3 começa através da interpretação de material heterogêneo com cascalho, areia e lama, contendo restos vegetais. Devido a essas características, o material foi apontado como um manto de

intemperismo de origem coluvial, e os restos de madeira encontrados datados para 53.600 anos A.P.. Seguida a esta fase de colúviação, instalam-se turfeiras em diferentes épocas, entre 39.400 e 13.400 anos A.P.. Os perfis de turfeira são truncados por sedimentos lamosos de origem de escoamento superficial, que colmatam a área deprimida das turfeiras e os pequenos lagos locais.

Dados para 34.000 anos A.P. demonstram que a paisagem era ocupada por campos em clima frio, embora a presença de grãos de pólen de gêneros arbóreos e de fungos sugerem que além de fria a fase seria úmida. Segundo Lima (2010), a presença de gêneros de uma planta aquática (*Myriophyllum*) reforça a interpretação de umidade e presença de áreas pantanosas.

Há uma mudança no padrão de deposição das camadas aluviais de texturas arenosas para mais lamosas, sugerindo a diminuição da competência de energia de transporte das águas fluviais em torno dos 27.000 anos A.P.. Este período coincide com a passagem do estágio interglacial do EIM 3 para o máximo glacial em EIM 2, com provável início de um ressecamento climático, tendo em vista a diminuição das águas pluviais e a ausência dos gêneros de plantas aquáticas (LIMA, 2010).

5.3.6. Rio Grande do Sul: litoral

Ávila (2019) ao realizar um trabalho de reconstituição paleoambiental no cone de Rio Grande, em ambiente continental e oceânico, através de datação, sondagem e análise de dados palinomorfos conclui algumas tendências.

Em um período posterior a 64,5 mil anos A.P. (EIM 4), ocorreu uma mudança de um ambiente árido e frio para um de clima mais ameno entre 64,5 e 53,5 mil anos A.P. (início do EIM 3) pela substituição de táxons de flora campestre para táxons de algas de água doce, demonstrando ambientes lacustres e fluviais. Entre 53,5 e 47 mil anos A.P. ocorreu uma melhoria climática, na qual táxons florestais de matas galerias atestam uma persistente condição de umidade e maior temperatura no ambiente. Embora ainda em um período glacial *lato sensu*, o EIM 3 foi caracterizado no litoral do Rio Grande do Sul como um intervalo mais ameno em temperatura e com maior umidade dentro do grande período da última glaciação (que abrangeria os EIM 4, 3 e 2).

No espaço ocupado pela planície do arroio Chuí, observa-se a passagem de depósitos marinhos para ambientes fluviais sobrepostos por paleossolos e depósitos eólicos. Esta sequência fluvial-paleossolo-loess foi formalmente chamada de Alorformação Santa Vitória, encontrada entre as lagoas Mirim e Mangueira no extremo sul do Rio Grande do Sul (LOPES, 2011 e LOPES *et al.*, 2016 e 2021).

A variação estratigráfica é observada através da mudança de areias lamosas, de origem fluvial, gradualmente transacionando para fácies pedogenizadas e loéssicas siltosas, sugerindo um período úmido seguido de ressecamento. No estrato de origem fluvial, observam-se inúmeros fósseis de mamíferos que vão desaparecendo conforme o ressecamento climático, que é indicado pela existência de uma camada de loess, além de conter níveis de deposição de carbonatos de cálcios, indicativos de climas mais secos (LOPES 2011). A camada de depósitos eólicos de loess é entendida também como a Formação Cordão (Lopes *et al.*, 2016) e tem sua deposição em um momento de passagem para o EIM 2, como será descrita adiante nesta tese.

As idades dos fósseis provindos das fácies fluviais indicam um intervalo úmido e mais quente do que o período EIM 4 anterior, datado entre 40.000 e 30.000 anos A.P. (LOPES, 2011; LOPES *et al.*, 2021). Essas assembleias fósseis apontam uma mistura de mamíferos representantes tanto de ambientes do Pampa argentino seco quanto de ambientes encontrados no Brasil tropical e subtropical. Segundo Lopes (2011) e Lopes *et al.* (2021), essas assembleias estão correlacionadas às encontradas nas formações Toropí (AR), Sopas (UR) e Touro Passo (RS) já mencionadas neste trabalho, além das formações Lujan, Tezanos Pinto e Arroyo Feliciano, todas na Argentina.

Os fósseis de origem pampeana são de gêneros de *Pachyarmatherium* e *Glyptodonts* (tipos de tatus), *Antifer* e *Morenelaphus* (tipos de cervídeos) e *Neolicaphrium* (tipo de pequeno cavalo), todos já extintos. Os fósseis de assembleias brasileiras seriam os de capivaras, antas, *Protocyon troglodytes* (tipo de canídeo), *Eremotherium laurillardii* e *Catonyx cuvieri* (preguiças gigantes), segundo Lopes (2011).

Essa mistura de assembleias fósseis de diferentes ambientes também é observada na região mesopotâmia e no Pampa argentino, no norte do Uruguai e no oeste do Rio Grande do Sul, e parece estar relacionada a variações

climáticas e ambientais durante o Quaternário (LOPES, 2011; LOPES *et al.*, 2021). Para a aloformação Santa Vitória, no arroio Chuí, os autores atribuem algumas hipóteses para essa sobreposição de fósseis de diferentes ambientes (secos e úmidos). Uma seria que um sistema fluvial ativo durante aproximadamente 10.000 anos retrabalhou depósitos de diferentes idades, causando a mistura das assembleias fósseis. A segunda seria que existiram de fato a coexistência dessas espécies, durante intervalos úmidos e semiáridos durante o EIM 3. Segundo Rabassa *et al.* (2005), observa-se a migração de cinturões climáticos durante os episódios glaciais e interglaciais. Durante os períodos mais frios, a fauna pampeana migraria para o norte, enquanto em períodos mais quentes, a fauna intertropical migraria para o sul.

5.3.7. Rio Grande do Sul: Área Continental

Análises polínicas para o intervalo de tempo do EIM 3 foram encontradas para o Planalto Meridional, no município de Cambará do Sul, por Behling *et al.* (2004), retiradas de uma turfeira datada por 14C.

Na base, entre 42.840 e 41.470 anos A.P., observa-se que a região seria caracterizada pela vegetação de campo, com grande presença de *Poaceae*, se bem que uma grande porcentagem de gêneros de plantas aquáticas (principalmente *Myriophyllum* e *Hydrocotyle*), assim como a presença da turfeira de onde os dados foram obtidos, sugerem um clima úmido e frio, capaz de manter ambientes alagadiços e pequenos lagos.

Uma segunda zona de análise, imediatamente acima da anteriormente descrita, sugere que entre 41.470 e 26.900 anos A.P. ocorreu uma mudança ambiental. O lago raso onde foi datada a turfeira estaria gradualmente sendo colmatado por sedimentos até 26.900 anos A.P.. Embora a taxa de gêneros de campos continue parecida, cada vez menos os gêneros aquáticos foram encontrados. Esse seria um período relativamente estável, com mudanças muito pequenas e graduais na composição florística.

A paisagem seria caracterizada, então, por campos abertos e pequenos lagos para a região do Planalto Meridional, provavelmente fria e mais úmida em comparação ao EIM 4 e 2, mas, ainda assim, mais seca que a dos dias atuais, visto que a presença de pólenes de árvores é muito escassa. Esses resultados

condizem com a interpretação de dados globais para o EIM 3, considerado um estágio interglacial dentro de um glacial *lato sensu* (EIM 4, 3 e 2).

Oliveira, M.G. (2011), Oliveira e Suertegaray (2012, 2014) ao estudarem as formações superficiais em São Francisco de Assis/RS, relacionam as unidades descritas A e B à análise de duas colunas sedimentares (T1 e T2) em diferentes compartimentos do relevo, demonstrando a evolução de rampas de pedimento (T2) e de depósitos de várzea (T1). O município encontra-se na Campanha sul-rio-grandense e faz parte da bacia do rio Ibicuí, importante tributário do rio Uruguai.

Em uma primeira fase, ao que parece, no Pleistoceno superior (EIM 3), a região era caracterizada por áreas deprimidas intercoxilhas ou rampas relacionadas às áreas de *bajada*. Nessas áreas baixas de acumulação, pequenos lagos poderiam aparecer e estabelecer sistemas ao seu redor, a exemplo de banhados ou pântanos, enquanto zonas mais elevadas deveriam ser de solos arenosos ocupadas por vegetação de campos, a exemplo das que hoje existem.

A possibilidade da existência de áreas deprimidas e úmidas é levantada devido aos 42.000 anos A.P. e, novamente, aos 23.000 anos A.P., se observada a formação de camadas de turfa, datadas por C14. Estas estão relacionadas com ambientes pantanosos e com a presença de água em subsuperfície. Isso nos leva a pensar que, enquanto T1 representaria um ambiente de águas calmas e eventualmente aflorantes, marcadas pela diminuição gradativa do tamanho de seus sedimentos depositados, T2, em posição topográfica mais elevada e com solo mal drenado, seria a borda desse banhado. Assim, nesse momento, tanto T1 quanto T2 estariam relacionados ao compartimento de várzea até uma mudança climática responsável por, lentamente, soterrar a turfa em T2 e secar o lago em T1. O pacote sedimentar em análise revela que um período de ressecamento estaria começando, se bem que com intervalos subúmidos responsáveis por elevar o nível d'água o suficiente para, novamente, o aparecimento de uma turfeira em T1 (OLIVEIRA, M.G., 2011; OLIVEIRA e SUERTEGARAY, 2012 e 2014).

Um trabalho de significativa importância para a reconstituição do paleoambiente continental do Rio Grande do Sul foi a pioneira tese de Bombim (1976), na qual, através de uma análise apoiada em dados sedimentológicos,

paleontológicos e pedológicos, o autor apresenta uma interpretação evolutiva para o Pleistoceno superior e para início do Holoceno. Os dados analisados foram retirados de coluna sedimentar em afloramento do arroio Touro Passo, afluente do rio Uruguai, a menos de 100 km na área de estudo em Quaraí.

Bombim (1976) propõe formalmente a Formação Touro Passos, descrevendo-a como composta por dois membros separados por um diastema. O primeiro membro, depositado na base da coluna sobre basalto da Formação Serra Geral, seria uma fácies rudácea de 50 cm de espessura, contendo fósseis de mamíferos pleistocênicos e, embora sem datações, indicada para idades entre 13.000 e 12.000 anos A.P.. Sobreposta a esta existe a deposição de um membro lamítico de 4 m de espessura, essencialmente composto pela alternância de fácies silte-argiloso e de areia siltosa, de cores marrons claras até acinzentadas. Observam-se localmente fácies de cinzas vulcânicas e de carbonatação. Aqui estão a grande maioria dos restos fósseis encontrados no perfil, datados para idades entre 12.000 e 3.500 anos A.P.. Sobreposta a esta, em discordância erosiva, existem depósitos recentes de planície de inundação pedogenizadas, denominados de solos negros da campanha.

Muitas são as críticas (UBILLA, 1996; MILDNER, 2000 e OLIVEIRA e KERBER, 2009) a respeito das idades sugeridas por Bombim, pois o autor embora tenha sugerido idades para todos os membros, realizou a datação radiométrica apenas em restos de troncos carbonizados no membro lamítico. Este membro é composto por diferentes fácies de deposição, com areias fluviais, siltes de origem loéssica, cinzas vulcânicas e nódulos de CaCo_3 de gênese em clima árido. As datações realizadas nos restos de material orgânico não foram indicadas de qual fácies deposicional do membro lamítico foi extraída, sugerindo um problema de interpretação de ordem cronológica.

Novas datações foram realizadas ao longo dos anos (MILDNER, 2000 e DA-ROSA, 2003), chegando em idades por termoluminescência entre 42.000 e 33.600 anos A.P. para a base rudácea proposta por Bombim (1976), 17.000 e 11.000 anos A.P. para o membro lamítico de Bombim (1976), e de 6.000 anos A.P. para os níveis do solo.

Embora ocorra a crítica para o ordenamento cronológicos de eventos paleoambientais proposto por Bombim (1976), sua interpretação é comumente aceita pela comunidade científica. Neste subitem nos interessa somente aquele

relativo ao intervalo de tempo do EIM 3, ou seja, o membro rutáceo, sendo os outros expostos adiante no texto.

Bombim (1976) descreve o membro rudáceo como um ortoconglomerado polimítico com fenoclastos de quartzito, basalto e calcedônia. Devido a esta composição, sugere a área fonte do material rochas da formação Serra Geral. Para o autor, o conglomerado representaria um paleopavimento e solos, erodidos por chuvas torrenciais em um período de transição para climas mais úmidos, onde o nível de base local estaria em ascensão, para então, iniciar-se a deposição do membro lamítico. Oliveira e Kerber (2009) interpretaram o membro rutáceo como fácies de canal formado por conglomerados polimíticos e clastos suportados. De toda maneira, essa seria uma época com a instalação de condições de umidade o suficiente para a instauração de canais fluviais e seus depósitos correlatos.

Segundo Da-Rosa (2003) e Oliveira e Kerber (2009) é muito provável que este membro rutáceo, bem como a porção basal da fácies lamítica, sejam correlatos à Formação Sopas, no norte uruguaio e no rio Quaraí, e à Formação Toropí-Yupoí, na província de Corrientes.

5.4. EIM 2: 32.000 a 13.000 anos A.P. – Pleistoceno

Compreendendo um intervalo temporal entre 32.000 e 13.000 anos A.P., o EIM 2 apresenta um retorno das condições glaciais a nível global, e, conseqüentemente, um clima mais frio e seco em boa parte da região de estudo. É identificado na literatura mundial como o período do Último Máximo Glacial (UMG), encerrando o ciclo que se iniciou no EIM 4. Embora seja entendido como o UMG, não é considerado uma glaciação tão intensa quanto a ocorrida durante o EIM 4, deixando uma quantidade de depósitos sedimentares bem superior em comparação ao grande período erosivo que foi o EIM 4. Aparentemente existe um caráter de transição forte, de uma época mais úmida (EIM 3) para uma mais seca, que anuncia a passagem para o Holoceno, com uma multiplicidade de diferentes depósitos.

São apresentados os dados paleoambientais das regiões vizinhas e da própria região de estudo, para que se entenda melhor o contexto regional do clima nessa época.

5.4.1. Andes

A volta das condições de expansão de ambientes glaciais pode ser hoje em dia remontada na região andina através de alguns indicadores, sendo o mais visível deles o cinturão de morainas, que é atualmente observado em diferentes partes dos Andes chilenos e argentinos, bem como em muitas áreas da Patagônia. Fucks (2017) identificou e datou 13 destes depósitos terminais que marcam a expansão máxima das geleiras, alcançando idades que começam ao redor dos 25.000 anos A.P. e finalizam seu deslocamento por volta dos 16.000 anos A.P., no Último Máximo Glacial. Os métodos de datação são a peça-chave para diferenciar os distintos episódios glaciais, conseguindo individualizar o pulsar das glaciações, visto que na paisagem é tarefa bem mais difícil classificar os diferentes períodos para as morainas. Assim, Fucks (2017) e diferentes autores anteriormente (PORTER, 1981; RABASSA e CLAPPERTON, 1990; CLAPPERTON, 1993) demonstram a expansão dos mantos de gelo no continente sul-americano durante o EIM 4, sua breve retração durante o EIM 3 e uma nova expansão, não tão intensa, durante o EIM 2.

Acompanhando a expansão das geleiras, observa-se a descida do nível do mar na costa chilena, mas principalmente na Argentina. Durante 25.000 anos A.P., neste último grande evento glacial, dados de sedimentologia e pedologia apontam que a porção emersa na Terra do Fogo quase duplicou de tamanho, formando um terreno gelado com vastas áreas de *permafrost* (RABASSA *et al.*, 2005 e FUCKS, 2017).

Além dos depósitos de morainas, amplamente encontrados, observam-se depósitos sedimentares relacionados ao degelo das águas contidas nas geleiras, retrabalhando antigos sedimentos da glaciação anterior e configurando novos lagos de degelo em áreas deprimidas. Junto desta maior quantidade água liberada pelo degelo, ainda em clima frio, se observa o surgimento de um grande número de turfeiras datadas, principalmente, para idades entre 14.000 e 12.000 anos A.P. nestas regiões periglaciais (RABASSA e CLAPPERTON, 1990).

Os registros polínicos encontrados em testemunhos retirados dos Andes chilenos e Patagônia argentina indicam uma vegetação em que o clima só se tornou suficientemente ameno para a instalação de espécies arbóreas e

formação de bosques somente entre os 10.000 e 9.000 anos A.P., já no Holoceno, enquanto até então a paisagem fria e seca era coberta por uma tundra estépica (RABASSA *et al.*, 2005; FUCKS, 2017).

Assim como no EIM 4, vemos novamente uma mudança no comportamento das correntes marítimas em consequência da mobilidade da linha de costa. Nesse novo estágio glacial, o encontro das correntes das Malvinas e do Brasil passa a estar deslocado mais para o norte, diminuindo a influência oceânica no interior do continente e diminuindo o padrão de chuvas no inverno da região pampeana (CLAPPERTON, 1993; RABASSA *et al.*, 2005).

O conseqüente rebaixamento do nível do mar resulta na diminuição da profundidade entre a Patagônia e as Malvinas, deslocando ainda mais para leste esta corrente, aumentando ainda mais os efeitos de continentalidade para o sul do continente. A temperatura média da superfície marinha acompanha a queda de temperatura do ar durante as glaciações, estando durante o EIM 2, pelo menos, entre 5 e 6°C mais baixa do que a atual (TYSON e PATRIDIDGE, 2000). Com temperaturas mais baixas, existe uma menor evaporação das águas, aumentando ainda mais os efeitos de seca (CLAPPERTON, 1993). A Figura 87 esquematiza as mudanças interpretadas nesse período de Último Máximo Glacial para o continente sul-americano.

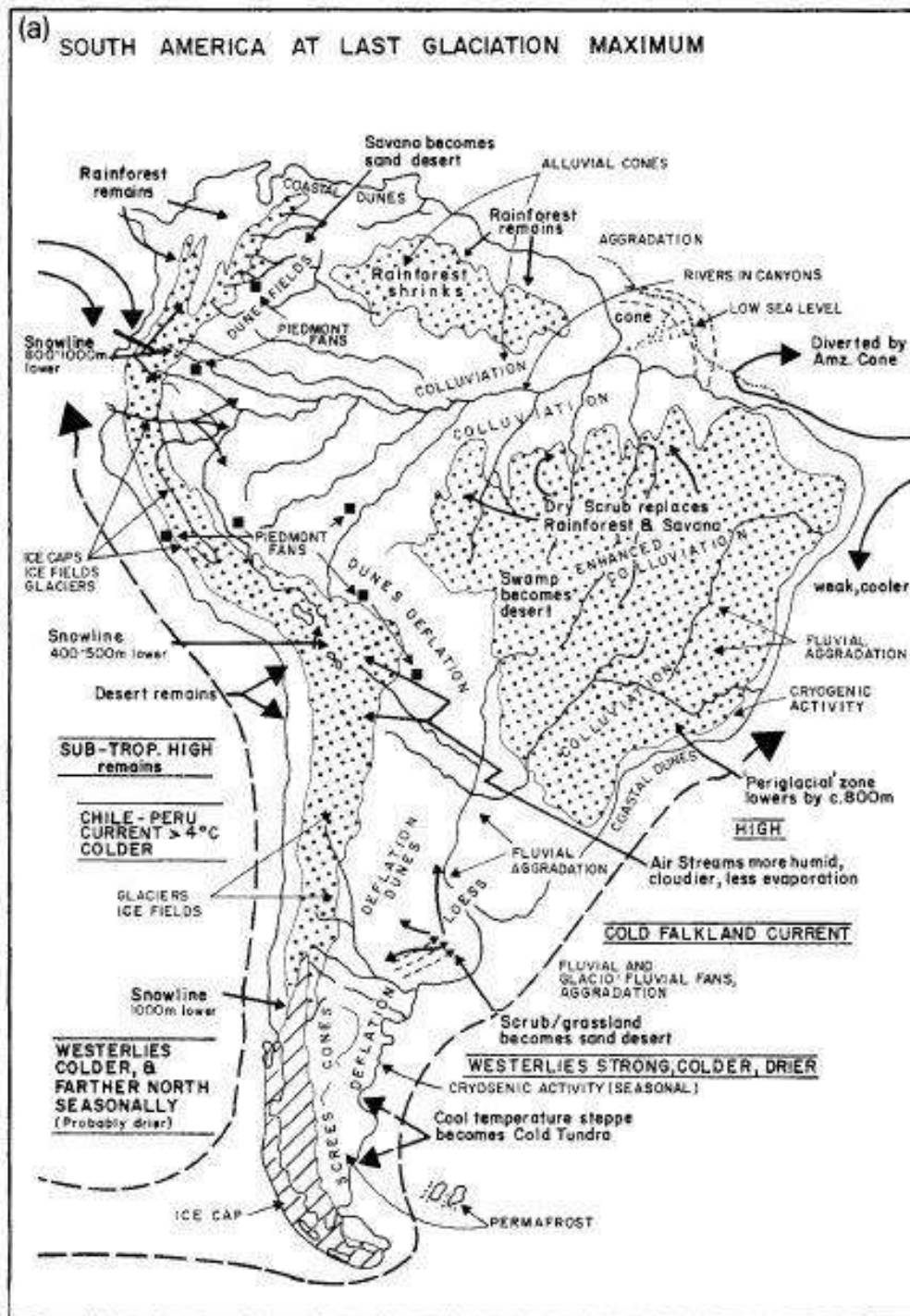


Figura 87 – Grandes mudanças ambientais durante o UMG. Fonte: Clapperton (1993).

5.4.2. Argentina: Pampa

As mudanças climáticas que se instalaram durante o EIM 2 na América do Sul são fortemente influenciadas pelo avanço das geleiras na cordilheira andina, e para o sul do continente, na Patagônia. Esse novo padrão dos ventos

e da umidade no continente leva ao aparecimento de um novo grande campo de dunas no Pampa argentino, circundado por uma larga faixa de depósitos loéssicos (Figura 88).

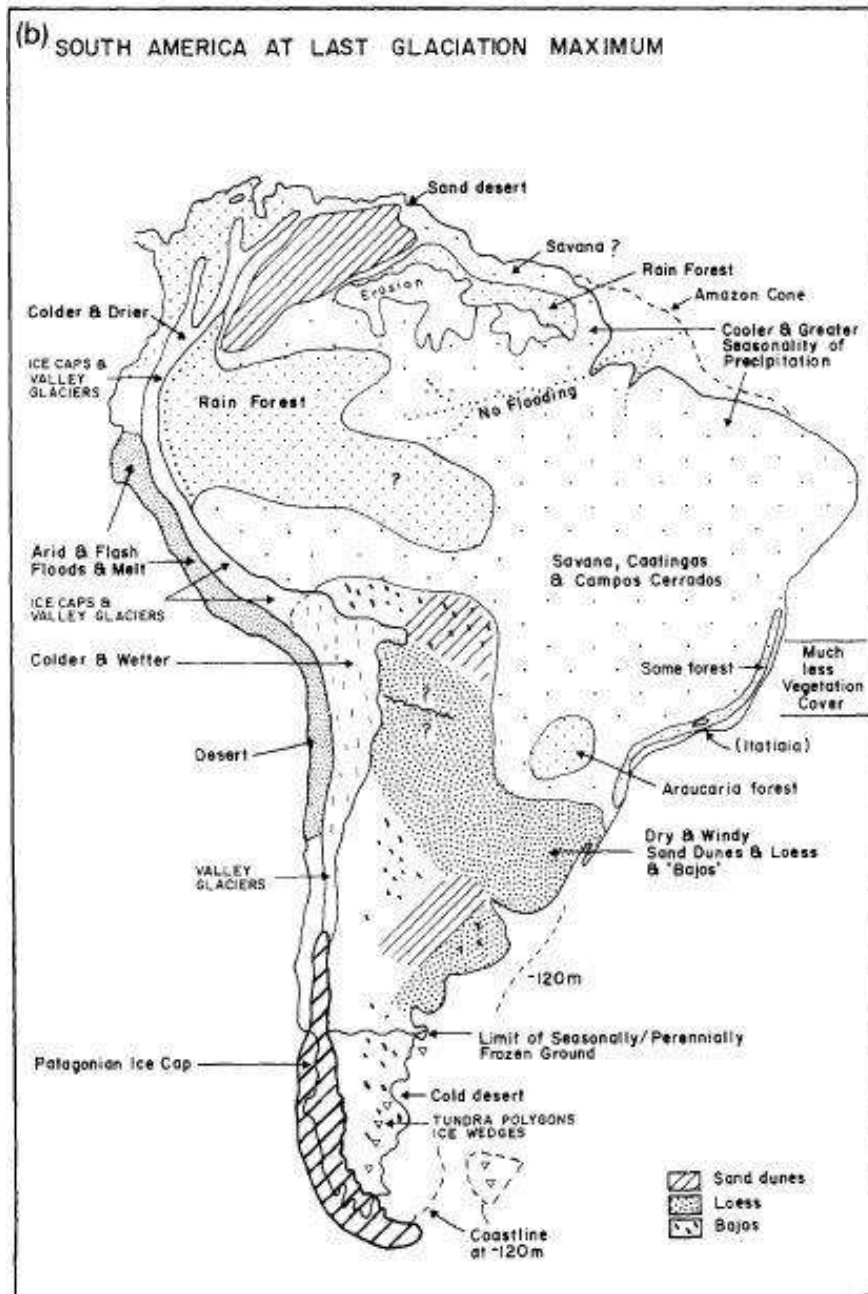


Figura 88 – Distribuição de formas na paisagem durante o EIM. Fonte: Clapperton (1993).

Se na fase anterior (EIM 3) se observava a pedogenização dos antigos depósitos dunários gerados durante a forte glaciação no EIM 4, esta nova fase glacial no EIM 2 vem a redistribuir as areias parcialmente estáveis, embora com

dimensões muito menores. Segundo Iriondo (1999), nesse momento do Último Máximo Glacial grandes campos de dunas de orientação NW-SW são remobilizadas entre os paralelos 34° e 36° S (ver D4 na Figura 86). Esse grande *erg* é composto por pequenas dunas regulares de 100 a 200 m de comprimento, até 500 m de largura, compostas majoritariamente por areias finas. Esses depósitos cobrem antigos paleocanais escavados durante o EIM 3, localizados em topo de colinas e fundo de vales, indistintamente. Iriondo (2010) apresenta a datação por TL com idade em torno de 17.690 +- 2.170 anos A.P. para as áreas do mar de areia pampeano. Kruck *et al.* (2011), como já exposto, enquadram a maioria dos campos de dunas para um período entre 33.000 e 18.000 anos A.P..

A sotavento desta área *core* de depósitos dunários se observa uma ampla faixa de deposição loéssica (ver L4 na Figura 86) entre 4 a 7 m de espessura, denominada como Formação Tezanos Pinto por alguns autores (IRIONDO, 2010; FUCKS, 2017). Essa faixa, ou cinturão, se estende entre os paralelos 31° e 33° S, desde a província de Santa Fé na Argentina, cruzando o Rio da Prata em território uruguaio (BOSSI, 1969). Tal faixa não se apresenta necessariamente de maneira contínua, sendo interrompida e continuada em diferentes sítios nos dias de hoje. Os depósitos de loess são muito friáveis e porosos, formados majoritariamente pelo tamanho silte; apresentam-se maciços ou raramente com pequena laminação paralela. Dados de Kruck *et al.* (2011) apontam para estas formações loéssicas idades, principalmente, para 16.000 anos A.P., mas os dados mais antigos chegam a até 26.000 anos A.P..

Se a passagem do EIM 3 para o EIM 2 foi marcada por uma nova fase de aridez e de grande potência dos agentes eólicos, vemos uma interrupção deste padrão a partir dos 16.000 anos A.P., a exemplo do que ocorreu entre o EIM 4 para o EIM 3. Esta fase é marcada por um melhoramento climático, com o aumento da umidade, gerando um ciclo de pedogênese, suavizando a cobertura de depósitos eólicos e promovendo a dissolução de carbonatos de cálcio encontrados em paleo-horizontes enterrados (ver S3 na Figura 86). Datações em antigos perfis de solo apontam que esta fase, de talvez semiaridez ou subsumida, aconteceu entre 15.690+-1720 anos A.P. para áreas próximas à Mesopotâmia argentina. Esses perfis de solo são caracterizados por estruturas colunares com frequentes fissuras verticais e concreções de CaCO₃, típicas de clima seco. Muitos desses solos estão dissecados por episódios erosivos,

sugerindo o entalhamento vertical por águas correntes, que promoveu o surgimento de pequenos lagos nas áreas deprimidas interdunas. Esta disponibilidade de água, processo de pedogenização e dissolução dos carbonatos de cálcio, sugerem uma umidificação do clima (IRIONDO, 1999; IRIONDO, 2010).

5.4.3. Argentina: Mesopotâmia

Primeiramente descrita para a região da Mesopotâmia na Argentina, observa-se uma ampla formação denominada como Formação Oberá (IRIONDO e KROHLING, 1997), o “teto” geológico para a região.

A Formação Oberá é descrita como um depósito sedimentar eólico de coloração vermelha a amarelada que cobre a paisagem em forma de um manto. Sua composição granulométrica para um perfil típico indica a predominância de argila (43-54%), seguida de silte (29-48%) e pouca presença de areia mal selecionada (8-23%), (IRIONDO e KROHLING, 1997). Apresenta-se com estratificação maciça, é friável e porosa. Hoje, processos de pedogenização organizam esses sedimentos em feições colunares. Tipicamente com espessuras entre 2 e 3 m, pode atingir eventualmente até 8 m, e se depositar em discordância erosiva sobre arenitos e derrames basálticos cretáceos, altos terraços antigos, como a Formação Palmar, e níveis de *stone lines* na base (embora possam ser encontrados em meio perfil em diversas situações). Na Mesopotâmia argentina, é o topo da coluna sedimentar da região, cobrindo topo de colinas a fundos de vale (Figura 89).

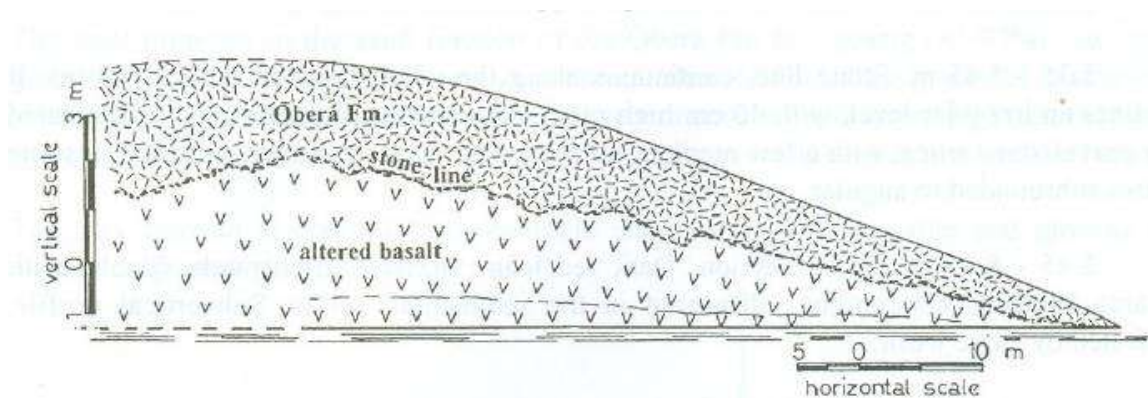


Figura 89 – Formação Oberá, convexizada em tempos recentes pela umidificação do clima. Fonte: Iriondo e Krohling (1997).

Iriondo e Krohling (1997), Iriondo (2010) e Iriondo e Bruneto (2016) têm persistentemente propondo a origem da Formação Oberá como um “Loess tropical”, formado em clima seco com datações por termoluminescência que a enquadram entre 23.000 e 18.560+-1340 anos A.P.. Possui gênese similar ao loess clássico, mas onde a argila entraria no lugar da silte em sua composição e a frequente percolação e migração de óxidos e hidróxidos de ferro seria ativa em uma fase pós deposicional, tendo os minerais de ferro desempenhando o mesmo papel que os carbonatos de cálcio encontrados no loess clássico em climas temperados.

Este loess tropical se desenvolveria, então, sob regime de um clima de savana estépica. Com o posterior melhoramento climático, ocorreria a dissolução e a migração do ferro, sendo a carbonatação completamente ausente, de acordo com Iriondo e Krohling (1997). A maior umidade promoveu o retrabalhamento em muitos sítios na Formação Oberá através de movimentos de massa, corridas de lama e diferentes formas de coluvionamento pelas águas da chuva e ação da gravidade, gerando um perfil côncavo nos dias atuais (Figura 89), onde se desenvolvem classes de argissolos e latossolos.

Fedoroff *et al.* (2010), através de estudo de micromorfologia de amostras da Formação Oberá, coletados na Província de Misiones, interpretaram que o material parental desses depósitos seriam o retrabalhamento eólico do manto de intemperismo pré-existente na região, em regime eólico intenso o suficiente para desagregar um saprólito ferruginoso resistente.

Para Iriondo e Krohling (1997), a Formação Oberá é mineralogicamente composta entre 85-97% de quartzo, subarredondados a arredondados. O restante é dividido entre vidro vulcânico, alteritas e sílica amorfa. A fração argila é caracterizada por caulinita, quartzo e hematita. Devido à granulometria em suspensão dos rios Paraná e Uruguai indicarem granulometria similar, argila (82%), silte (18%), aos encontrados nos depósitos da Formação Oberá, Iriondo e Krohling (1997) indicam-os como sua fonte a deflação de sedimentos desses rios, em épocas em que o rio abaixaria drasticamente em estações de estiagem, em situação paleoclimática mais seca que os dias de hoje. Os níveis de *stone line* contidos no perfil trazem mais um argumento para um momento de aridez pronunciada.

Segundo Iriondo e Krohling (1997), Iriondo (2010) e Iriondo e Bruneto (2016), a Formação Oberá é encontrada não só na região Mesopotâmia argentina, mas em áreas do norte do Uruguai, sul do Paraguai e sul e sudoeste do Brasil (Figura 90), representando um grande padrão de distribuição de sedimentos finos por ação eólica durante o final do Pleistoceno. Segundo Iriondo e Bruneto (2016) no município de Rivera, na fronteira entre o Brasil e o Uruguai, é onde se registra as maiores espessuras da Formação Oberá na região do Uruguai (fora do mapa, Figura 90), aí composta por um sedimento franco arenoso massivo, friável, de cor avermelhada e cobrindo arenitos cretáceos. Na região é coberta por um campo de areias eólicas de origem holocênica.

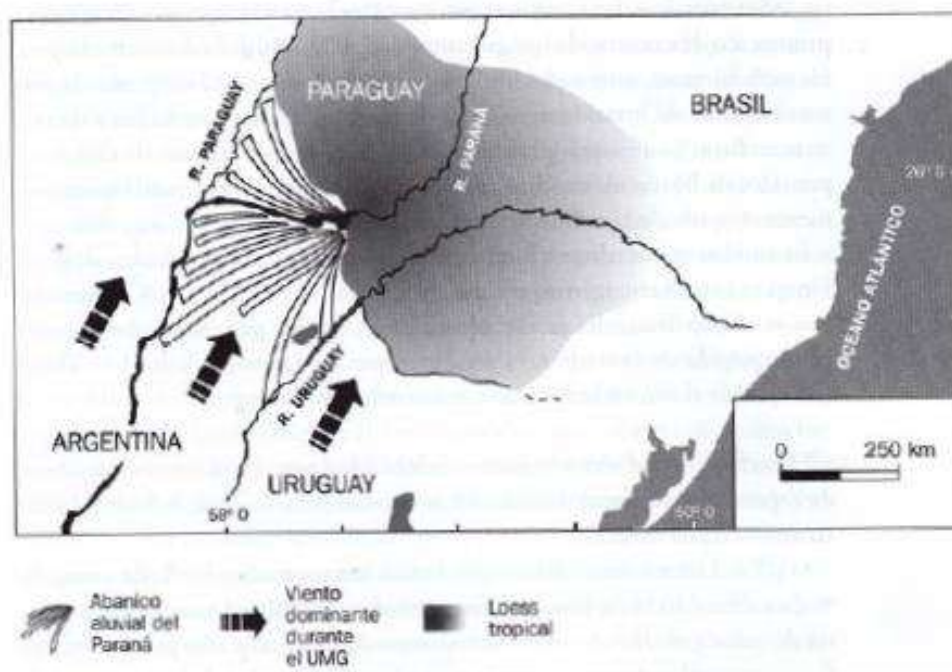


Figura 90 – Distribuição de depósitos de Loess tropical. Fonte: Iriondo e Krohling (1997).

Como possuem muitas similaridades com um loess clássico – cobrem a paisagem em forma de manto, estratificação maciça, predominância de sedimentos finos, dissolução de óxidos (ocupando lugar dos carbonatos) –, Iriondo e Krohling (1997) têm proposto esta denominação de loess tropical para esses pacotes homogêneos encontrados em diferentes partes subtropicais e tropicais do continente. Em muitas passagens de trabalhos chegam inclusive a questionar que vários episódios de coluvionamento descritos para as regiões sul e sudoeste do Brasil seriam, na realidade, depósitos loéssicos eólicos

retrabalhados em clima úmido atual (IRIONDO e KROHLING,1997; IRIONDO, e BRUNETO, 2016). A falta de dados sistemáticos apresentados pelos autores leva a uma argumentação pouco convincente em relação à origem eólica para grande parte dos sedimentos argilosos encontrados nas regiões subtropicais e tropicais de boa parte do continente.

Em trabalhos realizados por Moretti e Morras (2013) em sedimentos da Formação Oberá é oferecida outra interpretação, sendo o pacote sedimentar produto da alteração do basalto, rocha mais significativa da região, promovendo, via intemperismo químico, boa parte da quantidade de argila encontrada na Formação. A análise dos grãos sob microscópio eletrônico aponta a dissolução e a precipitação de sílica, sem nenhum traço de transporte eólico. Invés dos grãos muito arredondados produzidos no transporte eólico, Moretti e Morras (2013) descrevem grãos angulares com arestas bem definidas. Não há sinal de impacto por ação de deslocamento eólico na superfície dos grãos, mas sim covas produzidas pela corrosão do intemperismo químico.

5.4.4. Uruguai: norte do Uruguai

Assentado sobre os terraços altos (Formação Palmar) e baixos (Formação Sopas) do rio Uruguai, em faixas contíguas ou afastadas dos canais fluviais, ou em contato erosivo sobre arenitos e basaltos, existe um depósito de rampa que se confunde ora com movimentos de massa ora com processos pedogenéticos, denominada de Formação Yapeyú (IRIONDO, 2010; IRIONDO e BRUNETO, 2016).

Este é descrito (IRIONDO, 1996) como um sedimento franco arenoso a franco argiloso massivo, de coloração vermelha escura, contendo uma porção escassa de seixos e grânulos dispersos de maneira desordenada em seu perfil, podendo alcançar até 5 m de espessura. Sua gênese é entendida como movimentos de fluxo de lama em períodos de chuva concentrada, que afetaram diretamente a Formação Oberá. Nessas condições de saturação, os depósitos da Formação Oberá colapsariam, se comportando como um fluido de alta densidade, fluindo vertente abaixo e incorporando material arenoso e clastos mais grosseiros em seu conteúdo. Eventualmente pode conter fragmentos de troncos silicificados. As descrições para esta formação enquadram o conteúdo de silte entre 10% a 26%, de argila entre 15 % a 30% e de areia entre 45% e

70%, em comportamento granodecrescente no perfil. A Formação Yapeyú pode se apresentar com ação de pedogênese, com padrões colunares de organização e de maneira que sua consolidação vai se tornando cada vez mais friável em direção ao topo do perfil (IRIONDO, 1996).

Ela é entendida com idade de formação imediatamente posterior à Formação Oberá, a qual se vincula intimamente. Datações por termoluminescência do referido autor apontam idade típicas para 18.330+-1.780 anos A.P..

Embora descrita neste trabalho dentro do subitem “Uruguai”, a Formação Yapeyú vincula-se geneticamente a um retrabalhamento da Formação Oberá; assim, está presente por onde esta formação persististe. Foi primeiramente descrita por Bossi (1969) para a localidade de Yapeyú, no Uruguai, cobrindo de forma residual os altos terraços do rio Uruguai e unindo a paisagem de terras altas na forma de uma série de rampas. Bossi *et al.* (1975), posteriormente, agrupa a Formação Yapeyú como um membro ora da Formação Asencio, ora como membro da Formação Las Arenas. Devido a essa multiplicidade de enquadramentos, preferimos manter as descrições como Formação Yapeyú, nomenclatura ainda utilizada por colegas na Argentina (IRIONDO, 1996 e 2010; IRIONDO e BRUNETO, 2016).

No norte uruguaio, a Formação Yapeyú aflora na região de Tacuarembó, diretamente sobre a Formação Oberá, cobrindo a paisagem de colinas e vales na forma de um manto avermelhado irregular. Por vezes recobre rochas cretáceas, como os basaltos e arenitos regionais. Bossi *et al.* (1975) agrupou as Formações Obera (inferior) e Yapeyú (superior) como dois membros da Formação Las Arenas. No norte uruguaio a granulometria da Formação Oberá é identificada como franco arenosa, em contato erosivo sobre um conglomerado de seixos basal. Sobrepondo a Formação Oberá se encontra a Formação Yapeyú, como descrita anteriormente. Bossi *et al.* (1975) interpretam então a Formação Las Arenas como uma sedimentação continental produto da remobilização do manto de alteração na forma de fluxos de lama e outros processos de colúviação em episódios de chuvas torrenciais. Bossi, ao interpretar o membro basal (Formação Oberá) como manto de alteração, parece estar mais de acordo com a origem local descrita posteriormente por Moretti e Morras (2013), do que a de origem loéssica, descrita por Iriondo (1969).

Para a região de Tacuarembó, Bossi (1975) e Iriondo e Bruneto (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 encontra-se em um 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, formado por prismas verticais.

A Formação Yapeyú ocorre vinculada à Formação Oberá em ambos os lados das margens do rio Uruguai, presente em toda Mesopotâmia argentina, e do lado brasileiro, conforme a Figura 90 (IRIONDO e BRUNETO, 2016).

Do lado brasileiro, a Formação Yapeyú é encontrada também na bacia do rio Ibicuí, descrita por Iriondo e Kröhling (2008) em uma barranca do rio Itú, tributário do rio Ibicuí. Lá se encontra como um terraço massivo de 4,5 a 5 m de espessura, composta de areias finas com até 10% de seixos e grânulos dispersos de maneira irregular em sua massa de coloração amarelo avermelhado. Os grânulos e seixos são tanto de origem basáltica como arenítica, de alta esfericidade. Aí a Formação está coberta por areias de origem eólica. No mesmo vale, pode-se observar também a formação Oberá cobrindo arenitos cretáceos, recoberto, por sua vez, pela formação Yapeyú (IRIONDO e BRUNETO, 2016). Embora sem precisar o local de observação, Iriondo e Bruneto (2016) descrevem-na em um sítio próximo ao município de Manoel Viana uma sequência similar parecida, contendo na base a Formação Oberá, seguida pela Formação Yapeyú, recoberta, por sua vez, por areias eólicas holocênicas. Esta sequência de pacotes deposicionais de origem hídrica, seguida por eólicos, se enquadra de maneira notadamente similar para as descrições deposicionais encontradas por muitos outros autores ao estudar a região de arenização (SUERTEGARAY, 1987; MEDEIROS *et al.*, 1989; SUERTEGARAY, 1998; OLIVEIRA, 2011; OLIVEIRA e SUERTEGARAY 2012; VERDUM *et al.*, 2014; GOMES, 2019).

Além da proposição de um loess tropical, que deu origem a Formação Oberá, encontra-se amplamente distribuído pelo Uruguai o típico loess siltoso, de mesma origem periglacial do encontrado no Pampa argentino (Figura 91).



Figura 91 – Distribuição de depósitos de Loess retrabalhados no Uruguai, em *hashura* e em negro. Fonte: Panario (1999).

Os depósitos loéssicos, em forma de um manto de 1 a 2m de espessura, cobrem a grande maioria das colinas, apresentando diferentes graus de erosão, desde a evolução de litossolos para material intensamente retrabalhados (PANARIO, 1999). Existem duas formações pleistocênicas de origem de loess, denominadas de Libertad I e Libertad II. A Formação Libertad I é mais antiga, massiva, porosa, siltosa e com concreções calcárias, cobrindo rochas de idades distintas, hoje em dia encontradas principalmente no topo de colinas (Bossi,

Navarro, 1988). Os autores interpretam sua formação durante um período seco e frio, fazendo parte do cinturão de loess do mar de areia pampeano.

A Formação Libertad II é mais recente, mais espessa (até 10 m), mais argilosa e contém grânulos e seixos em sua matriz arenosa, forma estruturas prismáticas típicas de solos. Segundo Panario (1999) e Gosso (2006), é um retrabalhamento via hídrica em forma de fluxos de lama da formação Libertad I, em clima quente e úmido. Segundo o autor, em muitos setores, a paisagem se assemelha a um antigo pedimento cortado pela ação hídrica, produzindo uma inversão do relevo, onde os depósitos loéssicos são retrabalhados para altitudes mais baixas, revelando, no topo de certas porções do relevo, depósitos mais antigos de origem fluvial. Castiglioni (2019) aponta que as datações para a formação Libertad (não as diferencia entre I e II em seu trabalho) indicam idades de 19.030 +/- 770 anos A.P..

Embora de origem diferente da proposta para o loess tropical, a sequência de ambientes deposicionais é praticamente a mesma que a ocorrida entre a Formação Obera e a Yapeyú. Primeiramente se observa um momento seco onde os depósitos eólicos cobrem a passagem como um manto, seguidos de um momento de retrabalhamento por via hídrica destes depósitos, em um clima mais úmido.

5.4.5. Planalto Meridional: planalto paranaense e catarinense

Foram também levantados dados paleoambientais da bacia do rio Uruguai para áreas localizadas no Planalto Basáltico paranaense e catarinense. Paisani *et al.* (2019) levantam registro estratigráfico, sedimentológico, polínico e pedológico em material coluvial, aluvial e colúvio-aluvial em colinas convexas e vales na superfície de Palmas/PR.

Os autores apontam que entre 23.690 e 28.350 anos A.P., aproximadamente, ocorreu, em clima seco no Último Máximo Glacial, o início de processos de pedogênese sobre rampas de colúvio que preenchem cabeceiras de vale e vales de pequena ordem. Nessa época, os depósitos colúviais estariam restritos a rampas em encostas de colinas e pequenos leques aluviais na base de pequenos vales de 4ª ordem. As cabeceiras dos vales estariam sob o efeito

de processos de erosão em lençol, dissecando e truncando a formação de solos. Os autores trazem dados que ocorreu, a esta época, uma mudança de vegetação de floresta para campo cerrado (Paisani *et al.*, 2019).

Nessa época, que passa por uma mudança dos 23.690 anos até o meio do Holoceno, vemos, então, a manutenção de regolitos em encostas e a sedimentação coluvial inexpressiva na base de vales de baixa ordem. Observa-se uma progressiva colmatação e preenchimento de depressões e cabeceiras de vales, bem como o amplo avanço nos processos de pedogênese nas colinas.

Ao redor dos 16.750 anos A.P., instalaram-se processos de ravinamento nas rampas de colúvio, promovidos pela erosão em fluxos superficiais. Os autores interpretam uma fase de eventos hidrológicos marcantes, os quais geraram fluxos de lama que culminariam por gerar camadas coluviais e aluvio-coluviais lamosas e com seixos dispersos. Esperar-se-ia uma fase de melhoramento climático da condição árida anterior, para uma mais úmida, capaz de promover este tipo de erosão. Os dados de vegetação não corroboram esta interpretação, marcados pela gradual substituição de campos cerrados para campos limpos. Se interpreta então que esta seria em uma fase árida ou semiárida, espessada por períodos de condições umidades milenares (PAISANI *et al.*, 2019).

Na região do planalto catarinense, em área tributária ao rio Uruguai, a continuidade do trabalho de Lima (2010) aponta que um período de forte erosão, ou de não sedimentação, resultou em uma falta de registro sedimentar até 15.000 anos A.P. nos dados coletados no Parque Estadual Da Serra do Tabuleiro (SC). Vemos, então, que, aproximadamente, entre 15.000 anos e 11.400 anos A.P. houve um período de umidade suficiente para a criação e manutenção de turfeiras na região. Além de mais úmida, seria também uma fase mais quente, visto que o registro palinológico encontrado na turfeira datada aponta para o início da expansão de florestas na região. A expansão das florestas na área em estudo parece ter durado somente o tempo de manutenção da turfeira, visto que após 11.400 anos A.P. se observa sua regressão. Nesse período de passagem do Pleistoceno ao Holoceno vemos um ressecamento climático.

5.4.6. Rio Grande do Sul: litoral

Se durante o EIM 3 se descreveu depósitos fluviais no litoral do Rio Grande do Sul (Formação Santa Vitória), vemos que durante a passagem, e boa parte do EIM 2 esta é sobreposta em uma discordância erosiva por depósitos loéssicos pertencentes à Formação Cordão (LOPES *et al.*, 2016). As datações por LOE realizadas por Lopes *et al.* (2016) indicam idades entre 27.100+-4.300 anos A.P. e 26.000 +- 3.800 anos A.P., colocando os depósitos de loess durante o Último Máximo Glacial.

Esses depósitos formam uma camada entre 1.5 e 2 m de espessura, com composição granulométrica, em média, de 6% de argila, 72% de silte e 22% de areia. Possuem uma estrutura maciça, friável quando saturada, cores entre marrom claro e amarelo claro, formando estruturas prismáticas devido à presença de argila. O topo do depósito encontra-se modificado pela pedogênese e pelo retrabalhamento por ação hídrica em ambientes úmidos e, provavelmente, mais quentes (LOPES *et al.*, 2016).

As análises morfooscópica de Lopes *et al.* (2016) apontam que a fração areia é bem arredondada quando polida e com grãos subangulares foscos. A mineralogia aponta principalmente quartzo e plagioclásio e uma pequena contribuição de mica e epidoto. Embora a bibliografia descreva a presença de vidro vulcânico em depósitos de loess, a formação em análise possui muito mais similaridade com a Barreira III do litoral do Rio Grande do Sul, sugerindo uma contribuição por deflação eólica. Ainda assim, a elevada presença de silte sugere a contribuição dos depósitos loéssicos encontrados no Uruguai, via um grande sistema eólico regional (LOPES *et al.*, 2016).

Embora ocorram depósitos eólicos sobrepondo topicamente depósitos fluviais e marinhos, nesse momento de glaciação o nível do mar seguia muito abaixo do atual, configurando um período frio e árido. Amostras no litoral do Rio Grande do Sul (MANZOLLI, 2016) apontam que nesse período o nível médio do mar estaria em ampla descida, atingindo aproximadamente 120 m abaixo do atual (Figura 92).

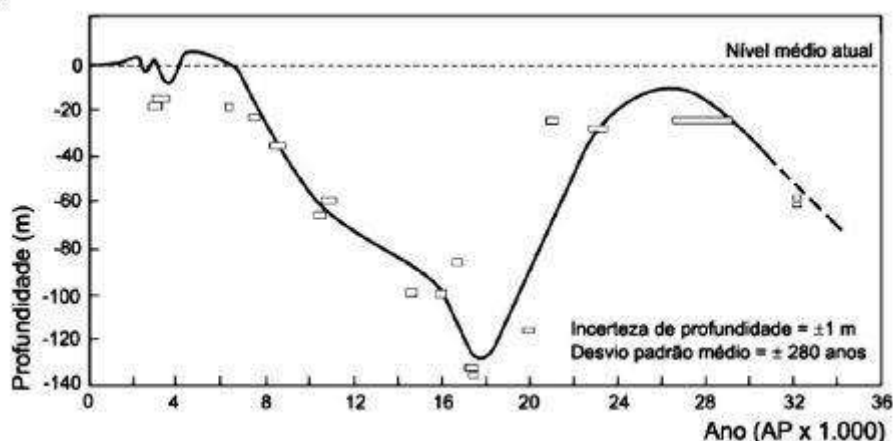


Figura 92 – Paleocurva do nível do mar no litoral do Rio Grande do Sul. Fonte: Manzolli (2016).

5.4.7. Rio Grande do Sul: área continental

Além das Formações Oberá e Yapeyú, já descritas para dentro das áreas continentais do Estado, este subitem traz outros dados para melhor entender a evolução paleoambiental da região.

Ao estudar a palinologia em Cambará do Sul, município em região planáltica no Rio Grande do Sul, Behling *et al.* (2004) 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*, por espécies gramíneas de *Poaceae* e por alguns gêneros aquáticos, configurando uma paisagem de pequenos lagos rasos cercados por árvores, segundo os autores. A partir dos 27.000 anos A.P., observa-se uma ampla queda na quantidade de espécies arbóreas e de gêneros aquáticos, sendo a paisagem dominada por gramíneas, constituindo um campo. Isso indica, então, a passagem de um clima mais úmido no EIM 3 para um mais seco e frio no EIM 2, ou com longa estação seca.

Oliveira, M.G. (2011), Oliveira e Suertegaray (2012, 2014), na continuidade do estudo para colunas sedimentares em rampas de pedimento e de depósitos de várzea, apontam uma nova mudança ambiental para o EIM 2 para a região de São Francisco de Assis, / RS. Observa-se que entre duas camadas de turfeiras, durante aproximadamente 40.000 anos e 23.000 anos A.P., ocorreu 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 2. Cruzando com resultados da palinologia encontrados em São Francisco de Assis (BEHLING *et al.*, 2005), confirma-se um clima seco e frio através da abundância dos grãos de pólen de *Eryngium sp.* para esse período, que é de aridificação do Último Máximo Glacial (26.000 anos A.P. até 17.000 anos A.P.), 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 o ressecamento de lagos ou banhados em T1.

Mesmo sendo esse um período marcadamente frio e seco, é improvável que não tenha ocorrido canais efêmeros controlados pelas chuvas torrenciais. Evers (2010) inclusive aponta a existência de paleodrenagens para a região em torno dos 20.000 anos A.P., as quais possivelmente alimentaram o freático próximo a superfície nas *bajadas*, de modo a fornecer condições geradoras para uma turfeira voltasse a se estabelecer novamente nas áreas deprimidas aos 23.000 anos A.P..

Tais 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. Essas condições de umidificação relativa são marcadas nos depósitos aluviais nas áreas deprimidas, sobrepondo a turfeira, onde a presença de argila e a volta das pelotas de argila são marcas sugestivas da ação hídrica. Behling *et al.* (2005) registra, 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 temos uma camada de areia com argila, mas sem as pelotas de argila, que seriam depositadas a jusante. Essa camada coluvial marca uma grande mistura de grãos finos com areia grossa, bem como um ápice de minerais estáveis como a turmalina, indicando uma significativa mudança ambiental. Essa fase mais úmida carrega consigo as condições para a pedogenização do sedimento exposto e para 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.

Na continuidade da interpretação da Formação Touro Passo, Bombim (1976) descreve a presença de um membro lamítico sobrepondo o membro rutáceo anterior. Este possui 4 m de espessura, essencialmente composto pela alternância de fácies silte-argilosas e areia siltosa, de cores marrons claras até acinzentadas. Observam-se localmente fácies de cinzas vulcânicas e de CaCo_3 , próximos ao solo atual.

Na base do grupo lamítico, Bombim (1976) descreve uma estratificação cruzada tabular e acanalada, além de laminação convoluta incipiente, sugerindo a presença um ciclo de sedimentação fluvial em regime de corrente torrencial alternada com períodos de anastomosamento do canal, passando de um ambiente típico de canal para um de planície de inundação. Observa-se, então, uma transição de um período mais úmido para um mais seco.

Bombim (1976) ao analisar a morfoscopia dos grãos da fração areia interpreta que além de clastos de origem tipicamente fluviais ocorre uma mistura de grãos com uma origem aparente eólica. Para o autor a provável origem deste aporte eólico poderia ter três proveniências distintas, sendo elas as areias derivadas do arenito Botucatu e trazidas pelos ventos SE e NE dos campos de dunas da Campanha sul-rio-grandense. Poderiam vir de poeiras silticas provenientes de campos loessóides da planície pampeana trazidos por ventos SW da Argentina e do Uruguai. Ou ainda poderiam ser de origem de cinza derivada da atividade vulcânica da cordilheira dos andes. Independente da proveniência, essa mistura de grãos de aporte eólico indicaria uma época mais seca, na qual a falta de cobertura vegetal teria permitido a remobilização de areias eólicas para os compartimentos de planície de inundação onde se encontram a Formação Touro Passo.

Na porção média do grupo lamítico observam-se níveis de CaCo_3 relacionados a períodos mais secos, quando esses sedimentos de origem fluvial estariam expostos (emersos), permitindo a evaporação de água carbonatada e a deposição do CaCo_3 nestes níveis a uma época mais seca.

Oliveira e Kerber (2009) ao analisarem mais recentemente as fácies fluviais do membro lamítico, assentados em discordância sobre níveis conglomeráticos, dataram restos de moluscos para idades entre 15.970+-90 e 16.650+-203 anos A.P., momento que havia umidade disponível suficiente para a manutenção de canal fluvial dentro do EIM 2. Assim, intui-se que um período

mais seco (indicado pela discordância erosiva) provavelmente relacionado ao Último Máximo Glacial, seguido de uma melhora climática, relacionada ao degelo dos glaciais e ao surgimento de um canal.

Milder (2000) em sua tese investiga dois afloramentos na bacia da Sanga da Cruz, no município de Alegrete, região pertencente a bacia do Ibicuí e fortemente afetada por processos de arenização. O autor entende que esses depósitos fazem parte do mesmo ciclo ambiental daquele responsável pela gênese da Formação Touro Passo, e vem contribuir para interpretação paleoambiental do Rio Grande do Sul continental com novas datações.

Milder (2000) denominou os afloramentos de Salatiel I e Salatiel II. Segundo o autor, o afloramento Salatiel I seria um meandro abandonado, onde a sequência encontrada seria um membro rutáceo na base datado para 31.190+-300 anos A.P.. Recobrando este último existe um membro lamítico maciço com idade datada para 26.800+-1100 anos A.P.. Milder (2000) relaciona este membro lamítico com a base para os solos negros da Campanha, devido a concreções de CaCO₃ indicadoras de um clima mais seco que o atual. Estas concreções se encontram em via de dissolução atualmente devido ao aumento da umidade disponível no meio.

O afloramento Salatiel II representa um antigo terraço do rio Ibicuí, hoje entalhado pela Sanga da Cruz. Apresenta em sua base um nível conglomerático passando para um lamítico, este sem a presença de carbonatos. As datações nesse afloramento parecem apontar um 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, possui 13,800+-800 anos A.P. (MILDER, 2000). Diferentes trabalhos (MILDER 2000, SCHERER, 2005 e KERBER e OLIVEIRA, 2008) têm relatado 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.

Os diferentes trabalhos consultados (UBILLA, 1996; MILDER 2000; DA-ROSA, 2003; SCHERER *et al.*, 2005; KERBER e OLIVEIRA, 2008) a respeito das idades da Formação Touro Passo e Sanga da Cruz têm apresentado interpretações que reavaliam a história evolutiva do SW do Rio Grande do Sul, colocando-a em idades mais antigas do que o sugerido por Bombim (1976) em

uma primeira interpretação. Ao que tudo indica, não se trata de apenas um episódio contínuo de sedimentação durante a passagem Pleistoceno para o Holoceno, mas de diversos episódios geneticamente relacionados, de maneira diacrônica. De acordo Kerber e Oliveira (2008), tratam-se de depósitos policíclicos, com idades que os trazem para o Pleistoceno Superior.

5.5 EIM 1: 13.000 anos A.P. até o Presente – Holoceno

O EIM 1 abarca o período desde a passagem do Pleistoceno para o Holoceno até os dias de hoje, tratando-se do último e atual estágio interglacial. O marco de distinção do EIM 2 para o 1 é um abrupto evento a nível global que interrompe o aquecimento da Terra promovido pelo fim do Último Máximo Glacial, abaixando as temperaturas em até 15°C, como apontam alguns registros na Groelândia (ALLEY, 2000).

Para o hemisfério norte o evento de resfriamento súbito é chamado de *Younger Dryas*, o qual iniciou a aproximadamente 13.000 anos A.P., marco do início do EIM 1, e se estendeu até aproximadamente 11.000 anos A.P., início da época holocênica. Esse evento marca a volta de condições glaciais, estendendo-se mantos de gelo pelo interior de áreas continentais e promovendo um ressecamento climático nas regiões periglaciais, com registros de vastos campos de loess na Ásia e partes da Europa (ALLEY, 2000).

Acredita-se que este evento foi desencadeado devido às águas de degelo modificarem o padrão de circulação termoalina no Atlântico Norte, visto que a água doce, de menor densidade, promove mudanças de ascendência de correntes frias e quentes, desencadeando um reajuste no balanço de distribuição de temperatura até que a “água tampão” se disperse (BLEIL e THIEDE, 1988).

O evento *Younger Dryas* é bem documentado e sincrônico para o hemisfério norte, e possui um correlato para o hemisfério sul, o qual é chamado de Inversão Antártica. Ao que tudo indica, teve seu início há aproximadamente 1.000 anos antes do que o *Younger Dryas*;, e de maneira similar promoveu a expansão de geleiras nas áreas altas dos continentes e faixas de ressecamento em outras regiões (HEUSSER, 2003).

O EIM 1 é marcado por uma série de flutuações climáticas, entre períodos mais secos e frios e mais quentes e úmidos, influenciando amplamente a distribuição de ambientes encontrados pela área de estudo e regiões adjacentes.

5.5.1. Andes

Após o final do Último Máximo Glacial, e com o estágio glacial encerrado no EIM 2, o EIM 1 é entendido como um período mais quente e interglacial. Isso não significa que foi um momento estável e sem mudanças. Observam-se pequenos avanços e retrocessos em geleiras nos Andes e Patagônia, indicando momentos de clima mais frio e seco, o que acaba por refletir no sul do continente.

Durante o Holoceno ocorreram episódios chamados de Neoglacial e de Pequena Idade do Gelo, nos quais as glaciações se restringiram às zonas Andinas de altitude superior a 900 m, possuindo uma série de morainas como seu registro evolutivo (CORONATO *et al.*, 2007). Após um relativo aquecimento, ocorrido entre 8.500 e 6.500 anos, observa-se o início do avanço de geleiras em dois momentos: o primeiro entre 4.700 e 4.200 anos A.P., e um segundo entre 2.000 e 2.700 anos A.P. – esses os momentos conhecidos pelo termo Neoglacial, um esfriamento generalizado da atmosfera em escala global (IRIONDO, 2010 e FUCKS, 2017).

Muito recentemente ocorreu um outro fenômeno de esfriamento detectado no continente sul-americano, denominado de a Pequena Idade do Gelo, o qual foi caracterizado pelo avanço de geleiras na Patagônia e da faixa climática tipo patagônica para o norte, produzindo um ressecamento na região pampeana por alguns séculos (IRIONDO, 2010; FUCKS, 2017). Cronologicamente a pequena Idade do Gelo coincide com o período de ocupação colonial das Américas, entre os anos de 1.500 e 1.800 (CORONATO *et al.*, 2007).

Dados da palinologia retirados da Terra do Fogo confirmam essas flutuações mais frias durante o EIM 1. Durante o tardiglacial, momento após a deglaciação, se observa uma vegetação de tundra estépica na região, indicando um clima frio e seco entre 15.000 e 10.000 anos A.P. coincidindo com os momentos de Inversão Antártica e com o equivalente ao *Younger Dryas* no Hemisfério Norte (HEUSSER, 2003).

O melhoramento climático ao redor dos 8.000 anos A.P. promoveu o aumento do nível das águas devido à deglaciação, observado em inundações nas ilhas próximas ao canal de Beagle e na instalação de bosques de *Nothofagus* em climas mais ameno. Esse período durou até aproximadamente 5.000 anos A.P., quando uma fase regressiva alcançou o nível do mar atual na região, seguido do avanço de geleiras (CORONATO *et al.*, 2007).

Registros polínicos retirados em turfeiras corroboram o acontecimento da chamada Pequena Idade do Gelo, mostrando a retração das áreas de bosque (período mais seco e frio) entre 781 e 412 anos A.P. (FUCKS *et al.*, 2017).

5.5.3. Argentina: Pampa

Observa-se uma constante mudança climática durante o EIM 2. Após o seu início, que se deu por uma fase de aridez seguida por um melhoramento climático (que acompanhou o degelo das áreas andinas), ocorreu uma nova fase de aridez bem marcada na passagem para o Holoceno, visto que os perfis de solo gerados nessa curta fase se encontram soterrados por um manto de depósitos eólicos constituídos de areias finas a muito finas, ver D3 e L3, figura 86 (IRIONDO, 1999). Portanto, essa nova fase de aridez é marcada como o início do EIM 1. Os depósitos dunários e de loess provenientes de tal situação são incluídos na Formação Tezanos Pinto.

Nesse momento de passagem do Pleistoceno para o Holoceno se observa o surgimento de uma multiplicidade de *lunettes*, depressões rasas causadas pela deflação eólica que vem a se tornar pequenos lagos. O vento que mobiliza as areias do fundo da depressão e as deposita no sentido de sua direção. Assim, pode-se deduzir a direção dos ventos a esta época, majoritariamente vindos do oeste, seguidos pelo sudoeste. Existe aqui uma diferença na direção dos ventos entre os episódios frios do EIM 4 e do EIM 2, tendo os ventos do EIM 1 uma direção provinda do oeste, e não do sul/sudoeste. Nos dias atuais, esses ventos praticamente não são observados na região, devido ao efeito de cobertura da cordilheira dos Andes a oeste. Para que este regime eólico tenha se instalado, Iriondo e Krohling (1995) sugerem um deslocamento do ciclone oceânico do Pacífico Sul para posição mais ao norte e mais a leste. Dados de datação apresentados por Iriondo (1999) e Kruck *et al.*

(2011) sugerem que esse período de novo ressecamento climático se deu entre 14.000 e 8.500 anos A.P., equivalentes ao *Younger Dryas* do hemisfério norte.

Ao redor do Holoceno médio ocorreu um período de aquecimento a nível global conhecido na literatura como *Optimum Climático* ou *Hypsithermal* (IRIONDO, 2010; AB'SABER, 1960). Na região do Pampa, esse período, entre 8.500 e 3.500 anos A.P., foi conhecido como Piso Platense, caracterizado por um clima úmido e quente, no qual amplos cursos fluviais se instalaram e a ação de pedogênese avançou rapidamente desde o mar de areia pampeano até a Mesopotâmia argentina. Na Figura 86 é representada pela formação de S2 (solo *Hypsithermal*). Na marca dos 5.000 anos A.P. se observa algum terraceamento fluvial, uma dinâmica de enchente e de conseqüente aparecimento de banhados na região de fronteira entre Argentina, Brasil e Uruguai. Esse período de *Optimum Climático* coincide com a extinção das últimas espécies sobreviventes da megafauna pampeana bem como o assentamento de populações humanas na região. (IRIONDO, 1999 e IRIONDO, 2010).

Em um período subsequente ao do *Optimum Climático*, no Holoceno superior (entre 3.500 e 1.400 anos A.P.), um momento seco se instalou na região do Pampa, desde o mar de areia pampeano até as regiões vizinhas. Esse foi um momento semiárido no qual os campos de dunas parabólicas se desenvolveram em diferentes porções da região (IRIONDO, 1999 e 2010). Na Figura 86 está representado pela formação de D2 (dunas) e L2 (loess).

Após este período de aridificação na região, identifica-se um outro período de aquecimento, a nível global, o qual trouxe umidade e calor acima dos níveis atuais para o Pampa argentino (IRIONDO, 1999, 2010). Esse momento é conhecido como o Máximo Medieval, ou Período Quente Medieval, que ocorreu entre 1.400 e 800 anos A.P.. Tais dados são interpretados na região a partir de registros pedológicos, faunísticos, arqueológicos e geológicos. Como alguns exemplos o autor traz a existência de várias paleolagoas, que hoje são bacias de deflação. A sequência sedimentar sugere que essas lagoas estariam cobertas de água durante todo o ano, fornecendo água para povoados humanos que deixaram resquícios arqueológicos nos sítios estudados em todo o oeste argentino. Essas lagoas e povoados (Cultura Agrelo) são datados entre 1.500 e 1.000 anos A.P.. Turfeiras são muito comuns também nessa mesma época, sugerindo que havia uma quantidade de umidade suficiente para a

manutenção de um ambiente pantanoso. A fixação de novos canais fluviais, que hoje podem ou não existir, são observáveis através de sedimentos aluviais e restos de moluscos, onde entre 1.600 e 800 anos A.P. se desenvolveram na fronteira entre a Argentina e o Uruguai. Iriondo (1999) através de evidências palinológicas, como as de florestas tropicais que estariam a aproximadamente 400 km mais ao sudoeste do que na atualidade, postula a influência do anticiclone do Atlântico Sul “empurrando” massas de ar mais quentes e úmidas para regiões ao SW do interior do continente. Ao que tudo indica, a faixa tropical estaria deslocada mais para o sul, elevando as temperaturas em até 2,5 °C, e aumentando a umidade para a região do Pampa. Na coluna da Figura 86, esse momento é marcado pelos perfis de solo S1.

O EIM 1 é caracterizado pela mudança constante. Seguido do Período Quente Medieval o mundo entra em um ciclo de séculos de resfriamento conhecido como a Pequena Idade do Gelo, coincidindo, aproximadamente, com o período colonial na América do Sul. Na Argentina, desde os Andes até a Terra do Fogo, observam-se avanços de geleiras e, conseqüentemente, aridez nas terras baixas da planície pampeana (IRIONDO, 1999 e 2010). Por toda a região do Pampa se observa a deposição de um manto fino e friável de areias eólicas, ocupando partes altas e baixas da paisagem na forma de um manto. Esse manto aparece de forma descontínua, intercalado por faixas circundantes de loess. Na coluna estratigráfica da Figura 86 são representados pelo D1 e L1.

Nesse momento existe não só a documentação geológica do clima, mas também relatos escritos constituem importantes dados *proxy* no deciframento paleoambiental. No relato das crônicas do Frei de Parras, que viveu na área nos meados do século 18, aponta a existência de áreas pantanosas cercadas de grandes campos de dunas arenosas na área do que é hoje fica o lago de Mar Chiquita (30°45' S e 62°30' W), na atualidade o maior lago da Argentina (PARRAS, 1943; IRIONDO, 1999). Nesse mesmo período, Frei de Parras relatou também que as águas do rio Carcarañá, que são tidas como o limite NE do mar de areia pampeano, se encontravam salinizadas demais para serem consideradas potáveis, situação que hoje não mais se concretiza. O mesmo frei ainda relata que a paisagem entre as Províncias de Córdoba e Buenos Aires seria ventosa e desvegetada (PARRAS, 1943). Hoje a região é uma pradaria permanentemente vegetada, com 800 a 1000 mm de chuva por ano.

Frei de Parras ainda relata que no ano de 1752 a vazão do rio Paraná estava tão pequena que navios com calados de 5 pés já não navegavam em suas águas, sendo usados somente pequenas embarcações (PARRAS, 1943). Se hoje observarmos que o rio Paraná é navegado por embarcações comerciais de até 18 pés de calado, desde Assunção no Paraguai até sua foz no rio da Prata. Portanto, temos aqui um forte indicador que essa época de seca afetou a região da bacia do Paraná como um todo, desde o Paraguai até setores do sudeste e sul do Brasil (IRIONDO, 1999). Por fim, Frei de Parras relata que a viagem desde Santa Fé até Córdoba era muito difícil para os viajantes, devido à grande escassez de água. Atualmente esse trecho é caracterizado pela ampla presença de pequenos lagos e riachos (PARRAS, 1943; IRIONDO, 1999).

A Pequena Idade do Gelo se encerrou por volta do ano 1.800, começando ao redor de 1.500, embora seu início ainda seja um pouco incerto (IRIONDO, 1999; CORONATO *et al.*, 2007). As datações dos campos de dunas e loess encontrados (D1 e L1) possuem idades por termoluminescência para 760 +- 10 anos A.P., o que colocaria a Pequena Idade do Gelo com início por volta de 800 anos A.P. na região (IRIONDO, 1999 e 2010). Após 200 anos A.P. se observa uma mudança para as condições atuais de temperatura e umidade.

Tripaldi e Formam (2007) vêm estudando três paleocampos de dunas no noroeste da região pampeana, todos eles atualmente bem vegetados. Atualmente, observa-se uma redução da vegetação nessas paleodunas, com diferentes estados de reativação de ergs mais antigos que a atualidade (Figura 93). As datações encontradas parecem corroborar a cronologia interpretada por Iriondo (1999 e 2010).

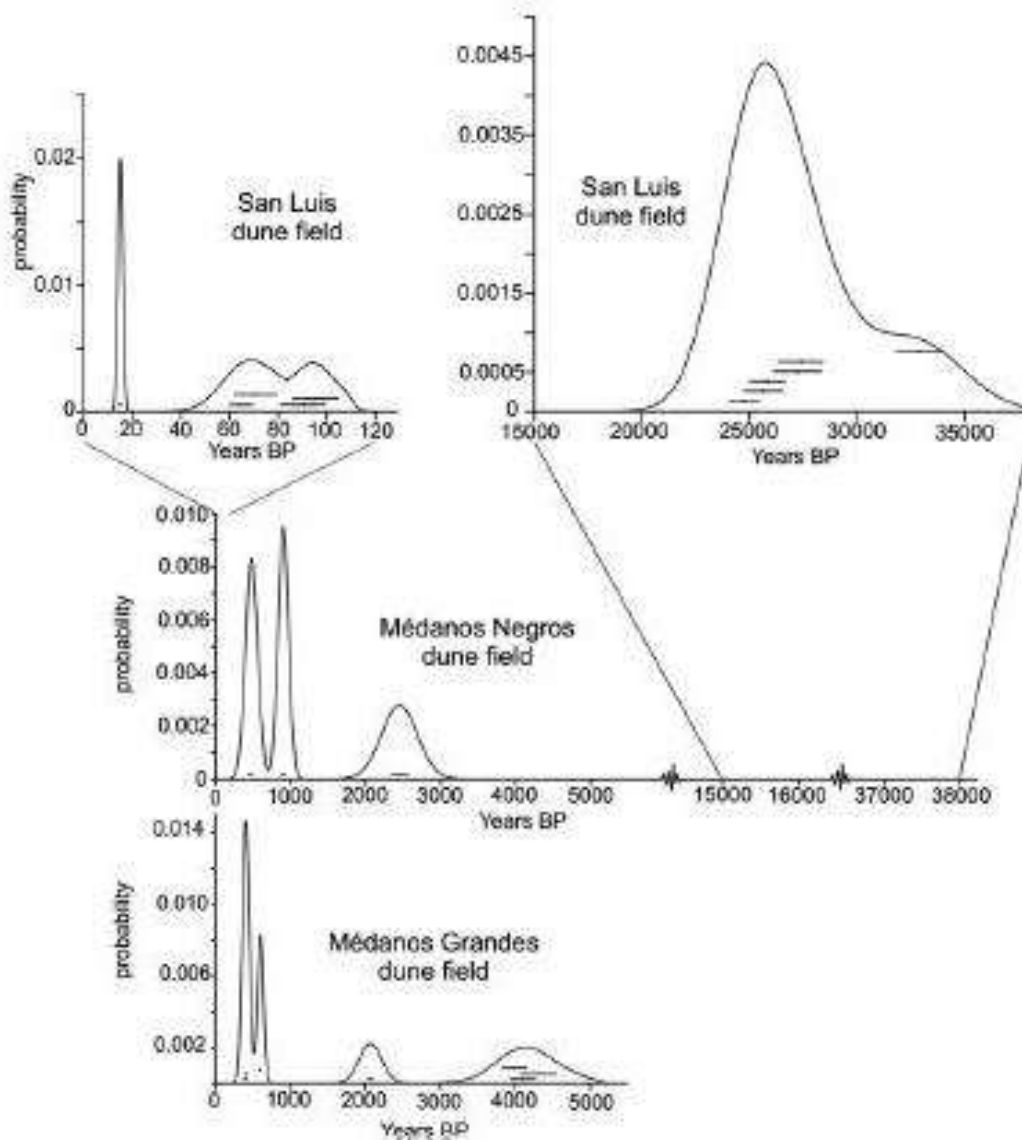


Figura 93 – Síntese das reativações de dunas no EIM 1. Fonte: Tripaldi e Formam (2007).

O Campo de Dunas Médanos Grande, o mais seco dos três estudados, está atualmente erodido e rodeado por grandes canais fluviais, fornecendo material de areias fluviais como fonte para os depósitos eólicos atuais. No perfil estratigráfico estudado, observa-se uma sequência intercalada entre leques aluviais e areias eólicas, encerrando em coberturas de solos atuais. Observa-se uma migração de dunas em episódios áridos do Holoceno e seu soterramento em episódios úmidos. A sequência de movimentação de dunas em episódios secos se dá aos 4.300 anos A.P., 2.000 anos A.P., 600 anos A.P. e 400 anos A.P.. Os horizontes eólicos analisados apresentam cores amareladas ou

amarronzadas, e são compostos de areias finas e médias subordinadas, apresentando estrutura maciça ou eventualmente cruzada. Quando organizados em estratificação cruzada, a orientação dos mergulhos sugere que a direção do vento atuava no sentido N-NE e S-SW. Os episódios úmidos não foram datados, mas apresentam estrutura maciça ou laminada, com maiores teores de argila e grânulos dispersos em sua massa (TRIPALDI e FORMAM, 2007).

O Paleo Campo de dunas Médanos Negros, um antigo erg bem ondulado, encontra-se atualmente muito bem vegetado, tendo os autores relatado a dificuldade de encontrar um bom perfil para análise. Observados através da incisão de uma drenagem, remonta-se a história de formação/reativação de dunas em episódios de atividade eólica intensa. O erg apresenta-se como um lençol de areia maciço, composto de areias finas, e é intercalado por episódios de coluviamento, de areia grossa. Três episódios de reativação eólica recente são datados, o primeiro aos 2.540+- 240 anos A.P., depois aos 900 anos A.P. e outro aos 400+-65 anos A.P. (TRIPALDI e FORMAM, 2007).

O último sítio estudado foi o paleocampo de dunas San Luis, atualmente descrito como um manto arenoso bem vegetado e estabilizado. No entanto, observam-se areias com diferentes graus de deflação em seu interior, com remobilização eólica em diferentes períodos. Nota-se que as datas mais novas de mobilização de areias eólicas foi datada para os últimos 100 anos (70+- 10 e 95+- 10 anos A.P.), cobrindo um antigo campo de dunas depositado para o Último Máximo Glacial, entre 33.000 e 22.000 anos A.P. (TRIPALDI e FORMAM, 2007).

5.5.4. Uruguai: costa do Uruguai

Iriarte (2006), ao combinar o estudo de pólen e fitólitos no sudeste do Uruguai, apresentam a evolução paleoambiental da região para os últimos 14.810 anos A.P., através de datações por ^{14}C . Os dados para a base da interpretação apontam uma paisagem de campos, caracterizada pela abundância de gêneros de gramíneas adaptadas a climas frios, e, devido ao pico de pólen de *Chloridoid phytoliths*, haveria um provável clima seco, pois esta gramínea possui uma particular adaptação à escassez de água. Em comparação

aos outros estratos analisados, teria ocorrido até 9.450 anos A.P. uma porcentagem muito pequena de gêneros de plantas de áreas úmidas e de gêneros arbóreos e arbustivos. As matas galerias devem ter sido suprimidas devido a um momento de clima frio e seco na passagem Pleistoceno para Holoceno.

Existe uma grande mudança no depósito sedimentar analisado nesse momento, passando de uma camada de silte cinzento da amostra anterior para uma grande camada de turfeira negra, completamente decomposta, que marca o intervalo entre 9.450 até 6.620 anos A.P.. Tal período é marcado pelo aparecimento de terras úmidas na região, com o surgimento da turfeira descrita, pela franca queda de gêneros adaptados para climas áridos e o avanço de espécies adaptadas a enchentes de canais e áreas alagadas.

Em um terceiro momento, Iriarte (2006) descreve uma oscilação para um período mais seco, com o soterramento da camada de turfa por siltes e areias. O Holoceno Médio, entre 6.620 e 4.020 anos A.P. nos dados retirados de Iriarte (2006) demonstram a queda das espécies de gêneros adaptadas para áreas alagadas, embora alguns picos de *Myriophyllum*, adaptada às áreas com presença d'água, sugiram um período seco com interrupções de estações mais úmidas.

Dos 4.020 anos A.P. até os dias atuais, Iriarte (2006) descreve o aumento dos gêneros de espécies típicas de áreas úmidas, as quais, junto das demais espécies encontradas, refletem uma situação de estabilidade climática. Desde o início desse período até hoje se instalou o que se observa na atualidade na paisagem do litoral uruguaio – áreas de campos entremeadas por alagadiços, adaptadas para um clima subtropical.

5.5.5. Planalto Meridional: planalto paranaense e catarinense

Na região do planalto catarinense, em área tributária ao rio Uruguai, a continuidade do trabalho de Lima (2010) aponta que na passagem Pleistoceno para o Holoceno observa-se no registro polínico uma diminuição de espécies arbóreas e de pteridófitas entre 15.000 e 11.400 anos A.P.. A autora relacionou este dado com o *Younger Dryas*, apontando para a região do planalto catarinense

um momento mais seco e mais frio, embora não seja interpretado com um período árido ou de semiaridez, visto que o material analisado foi retirado de uma turfeira, onde há a necessidade de uma certa condição de umidade para sua manutenção.

Após esta breve oscilação para um momento relativamente mais seco, observa-se a subida das condições de umidade em mais dois momentos distintos. Ao redor dos 6.000 anos A.P. se identifica uma intensificação dos episódios de precipitação, resultando em uma fase de intensa erosão. Na área em estudo, os depósitos sugerem a atuação de processos aluviais, soterrando as antigas camadas de turfeira, na forma de planícies de inundação. Até ao redor de 3.800 anos A.P. observa-se a agradação contínua das áreas de vale, o desenvolvimento de novas camadas de turfeira e a expansão de florestas, sugerindo mais um pulso de umidade e calor no planalto de São Bento. Entre 670 e 400 anos A.P., observa-se uma queda nas condições de alta umidade e temperatura, onde a paisagem de campo avança sobre a floresta (LIMA, 2010).

Na continuidade dos estudos de Paisani *et al.* (2019), para o planalto paranaense, na superfície de Palmas/PR, observam-se pelo menos duas fases bem marcadas para o EIM 1.

A primeira fase seria um cenário contínuo do que vinha acontecendo desde o Último Máximo Glacial: um período seco com flutuações para curtos períodos úmidos, promovendo uma fase de forte ravinamento e voçorocamento em encostas e colinas, soterrando os vales, principalmente aos 6.800 e novamente aos 4.600 anos A.P.. Essas fases de forte erosão estão relacionadas a eventos hidrológicos intensos nos pulsos úmidos dentro do período seco, promovendo a formação de depósitos colúvio-aluviais, na forma de fluxos de lama e detritos, e rampas de colúvio a partir de pequenos leques aluviais nas encostas. Os dados palinológicos para esse período sugerem que até aproximadamente 4.500 anos A.P. a paisagem era dominada por campos subtropicais, levando à interpretação que se tratava de um momento mais seco e frio. Após esta data, observa-se lentamente o surgimento de espécies arbóreas.

Essas condições só apresentam um novo cenário aos 2.600 anos A.P., no qual o clima se assemelha aos padrões atuais de umidade, promovendo uma ampla fase de pedogênese, gerando nas colinas e nas vertentes, solos espessos

com horizonte A húmico e solos hidromórficos nas áreas de vales. Os fluxos de lama nunca chegaram a cessar totalmente, sendo observáveis até os dias de hoje nas vertentes de colinas e rampas de colúvio.

5.5.6. Rio Grande do Sul: litoral

Durante o Último Máximo Glacial, evento que se encerrou há aproximadamente 16.000 anos A.P., o nível médio do mar estava a uma cota 120 m mais baixa que o atual, devido ao represamento das águas nas geleiras ao redor do globo. (TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000). Com o derretimento desses mantos de gelo, o nível do mar sobe de cota, e promove no litoral do Rio Grande do Sul uma dinâmica de progradação que possibilita a formação da Barreira IV, durante o Holoceno.

Lima (2012) ao realizar o estudo em três transectos estratigráficos no litoral do Rio Grande do Sul, aponta um modelo evolutivo para a transição de fases transgressivas e regressivas na planície costeira do Estado. O autor dividiu essas duas fases em cinco estágios ambientais, sendo os três primeiros pertencentes à fase transgressiva, a de subida do nível do mar, e as duas últimas pertencentes à fase regressiva, a de descida do nível do mar.

O primeiro estágio é indicado pelo início do Holoceno, próximo a 9.985 +/- 205 anos A.P., quando se observou a ocorrência de um paleossolo na base do perfil estudado, gradativamente sendo inundado pela subida do lençol freático que, por sua vez, acompanha a subida do nível do mar. Assim, a antiga paleosuperfície transforma-se em um perfil de solo para um ambiente pantanoso. Embora o trabalho de Lima (2012) comece sua cronologia a partir das datações encontradas para o início do Holoceno, outros trabalhos como os de Correa (1990; 1996) e Manzolli (2016) apontam que a subida do nível do mar começou por volta de 17.000 anos A.P., com o fim do Último Máximo Glacial, liberando água em estado líquido das geleiras para os oceanos.

Com a continuidade da marcha de subida do nível do mar, observa-se a ampla inundação de faixas litorâneas, que se no período anterior estavam transacionando de terras emersas para pântanos alagadiços, agora se encontram transacionando de pântanos para ambientes lagunares e estuarinos. Este segundo estágio foi datado entre 10.000 e 8.500 anos A.P..

O terceiro estágio apresentado marca o máximo transgressivo ocorrido durante o Holoceno, o qual aponta que entre 8.500 e 7.200 anos A.P. o nível do mar alcançou sua máxima altitude, estando aproximadamente 5 m acima do atual. Nesse momento se observa a formação de uma barreira transgressiva, assinalando o limite da linha de costa e o fim de sua migração em direção ao continente.

O quarto estágio, de 7.200 e 5.100 anos A.P., marca o início da descida do nível do mar, progradando a linha de costa em direção ao oceano. Esta descida do nível do mar veio acompanhada de episódios erosivos, como os ravinamentos e a incisão de canais fluviais em direção à nova linha de costa, observáveis em fácies sedimentares típicas de fluxos fluviais. Nesse momento o nível do mar ainda se encontrava aproximadamente 2,1 m acima do atual.

O último estágio começa a aproximadamente 5.100 anos A.P. e se estende até os dias atuais. Vemos uma mudança do ambiente erosivo anterior, em busca pelo equilíbrio de um novo nível de base, para um momento essencialmente deposicional. Instalou-se uma grande barreira em forma de um campo de dunas frontais, marcando a atual dinâmica da linha de costa do Rio Grande do Sul.

Essa movimentação da linha de costa reflete diretamente a condição do nível do mar a cada época, indicando aumento de temperaturas globais em episódios transgressivos, e diminuição em episódios regressivos. Esta movimentação influencia, por sua vez, a disponibilidade de umidade para o interior do continente.

5.5.7. Rio Grande do Sul: área continental

Para as áreas continentais do Rio Grande do Sul e adjacentes, áreas em estudo deste trabalho, foram encontrados na bibliografia alguns trabalhos que descrevem uma flutuação climática semelhante às das demais áreas de referência utilizadas.

Oliveira (2011) e Oliveira e Suertegaray (2012) ao realizarem análises sedimentológicas e ao cruzarem-nas com dados da palinologia extraídos de Behling *et al.* (2005), em São Francisco de Assis /RS, na bacia hidrográfica do rio Ibicuí e a 140km de Quaraí, apontam algumas tendências.

No início do Holoceno, entre 9.000 e 7.500 anos A.P., uma fase seca e quente é interpretada, devido à elevada taxa de esporos do musgo *Phaeoceros Laevis*, adaptado a solos secos, e a um grande hiato deposicional na maioria dos gêneros florísticos, provavelmente relacionados a uma aridificação ambiental e a não formação de uma significativa cobertura vegetal (BEHLING *et al.*, 2005). Oliveira (2011) relata uma linha de pedras bem marcada neste momento nos dados sedimentológicos, corroborando a ideia de um momento árido através deste possível paleopavimento detrítico.

Em uma próxima fase do Holoceno, entre 7.500 e 3.500, instalou-se uma fase úmida segundo Behling *et al.* (2005). Observa-se uma queda na taxa dos musgos indicadores de ambiente seco e um aumento na taxa de espécies arbóreas, configurando o avanço de matas de galerias e de encostas. Esse momento se relaciona a um máximo nível do mar, corroborando a interpretação de um momento mais quente e úmido no interior do continente. Oliveira e Suertegaray (2012) identificam uma camada de areia lodosa soterrando a antiga linha de pedras. Interpreta-se a gênese dessa nova camada como um leque aluvial, formado pela ação das águas de escoamento, responsável também por escavar novos leitos e promover condições para que as novas matas galerias em expansão se instalem.

Em um novo pulso seco, entre 3.500 e 2.000 anos A.P., Behling *et al.* (2005) descrevem a volta de gêneros florísticos típicos de ambientes secos, como pólen de *Eryngium* e esporos de *Phaeoceros Laevis*. Essa é uma condição que dura até os 2.000 anos A.P., onde evidências de cultivo de milho são encontradas nos registros palinológico, sugerindo não só a volta para condições úmidas, mas como o assentamento de povoados sedentários na região. Nos testemunhos analisados por Oliveira e Suertegaray (2012), o ressecamento é marcado pelo desaparecimento de restos de raízes e das pelotas de argila, apontando a diminuição do transporte hídrico e da presença vegetal. Em termos sedimentológicos, há a presença de areias amareladas, produtos da exposição ao ar livre e consequente oxidação de compostos de ferro na superfície dos grãos, e da colmatação dos antigos canais efêmeros entalhados durante a fase úmida.

Por fim, dos 2.000 anos A.P. até a atualidade, ocorre a volta das condições de umidade e temperatura. Essa fase é marcada pelo declínio das

espécies adaptadas ao clima seco e a franca expansão de gêneros arbóreos e arbustivos em matas de encosta e de galerias (BEHLING *et al.*, 2004). O topo das colunas sedimentológicas em análise são coroadas por um espesso horizonte A de um solo hidromórficos negro, relacionados com ambientes alagadiços e, talvez, com os solos negros da Campanha descritos por Bombim e Klamt (1974).

Edvaldt *et al.* (2014) realizou um estudo palinológico em afloramento às margens do rio Quaraí, no Parque Estadual do Espinilho, adjacente à área de estudo deste trabalho. O trabalho permite reconstruir a evolução em três fases ambientais da área. A primeira fase enquadra-se entre 3.380 +/- 25 e 2.350 +/- 25 anos A.P., na qual dados sedimentológicos apontam que a área provavelmente seria uma planície de inundação, com pequenos corpos d'água onde colônias de alga se formavam. As áreas emersas estariam recobertas por áreas de campo, indicando um momento úmido e frio. Entre 2.350 e 2.262 anos A.P. se observa uma queda da umidade, devido ao desaparecimento das colônias de algas, e um aumento de temperatura, graças ao grande aumento nas taxas de briófitas. De 2.130 até 1.940 +/- 20 anos A.P., observa-se um momento de franca expansão de matas galerias e do grande aumento de sedimentos fluviais, sugerindo um grande incremento de umidade na região.

Bombim e Klamt (1974) descrevem para a região da Campanha sul-riograndense, e como estágio terminal da Formação Touro Passo, um solo argiloso negro, com presença de carbonatos de cálcio em vias de dissolução em sua base. 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 convergente para os solos negros da Campanha, colocando-os em 6.000 anos A.P., Bombim (1976) e Bombim e Klamt (1974) apontam datação entre 4.000 e 2.400 anos A.P., momento de clima seco no interior do Estado. Atualmente, o CaCo₃ encontra-se em vias de dissolução ou já foi totalmente lixiviado pela ação contínua da água em um clima bem mais úmido do que na gênese desse solo.

A sequência evolutiva desse solo (Figura 94), é descrita com o início da pedogênese no antigo membro lamítico, tendo sua deposição continuada até aproximadamente 11.000 anos A.P. (DA-ROSA, 2003; OLIVEIRA e KERBER, 2009). Tais depósitos fluviais ou lacustres depositados em um clima úmido

sofreram oscilações para um clima mais seco, expondo os sedimentos anteriormente subaquosos, e promovendo, em seu período mais seco, a decantação do CaCO_3 em um sedimento já exposto ao ar.

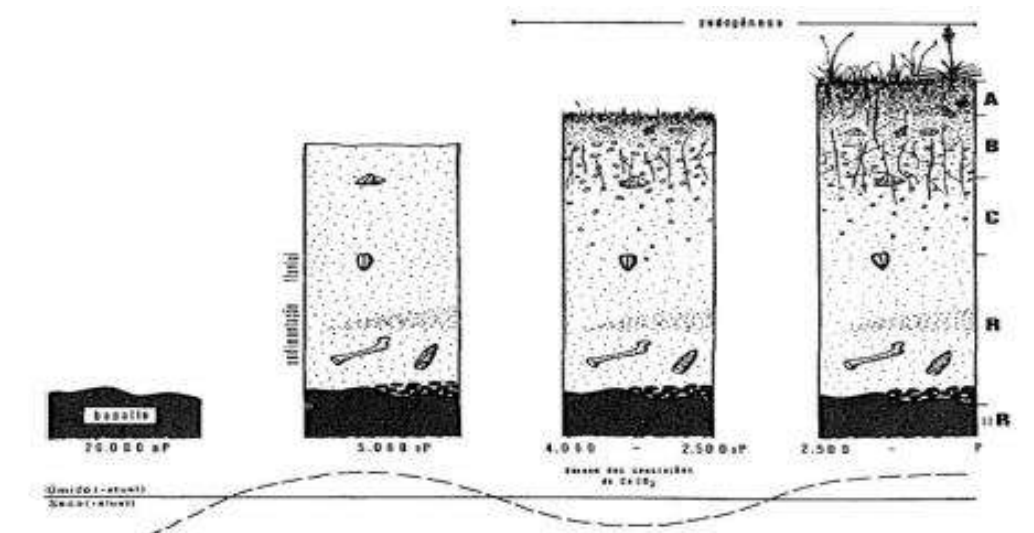


Figura 94 – Evolução dos Solos Negros da Campanha. Fonte: Bombim e Klamt (1974).

Mais recentemente, Gomes (2019), ao realizar datações por termoluminescência em depósitos arenosos em topos de colinas no município de Alegrete, pertencente a bacia hidrográfica do rio Ibicuí, e a aproximadamente 80 km da área de estudo deste trabalho, traz a interpretação de três momentos de ressecamento climático durante o Holoceno.

A autora descreve depósitos eólicos estáveis, na forma de um campo de paleodunas atualmente recobrando as colinas regionais na forma de um manto maciço de areia fina, de aproximadamente 1.5 m de espessura, imediatamente acima dos arenitos regionais. Gomes (2019) relaciona e atribui a mesma classificação dos depósitos eólicos encontrados nas regiões vizinhas do Pampa do Uruguai e da Argentina, situando os depósitos eólicos do Pampa do Brasil em um mesmo sistema de erosão e deposição.

Os campos de dunas são considerados estáveis quando vegetados e instáveis, quando apresentam movimentação eólica ativa, na forma de areais. Além da identificação da forma de depósitos dunários., a autora descreve presença de muitas *lunettes*, ou lagos de deflação eólica, formas de *yardangs* e

pontos de ancoragem para as areias eólicas, compondo um cenário de intensa mobilização eólica em momentos do Holoceno mais antigos e árido que o atual.

O primeiro momento de ressecamento foi datado para 8.200 +- 700 anos A.P., coincidindo com o início do Holoceno. A segunda datação de um campo de dunas estáveis indica um novo pico de ressecamento climático no Holoceno Médio, aos 5.650 +- 1.120 anos A.P.. Nesse segundo momento de ressecamento, Gomes (2019) interpreta o depósito dunário como uma reativação eólica do momento anterior. O terceiro momento de ressecamento climático é datado pela autora aos 1.910 +- 275 anos A.P., no Holoceno Superior, indicando quão jovens esses depósitos podem ser.

A autora estabelece um sentido de deslocamento das areias, assim inferindo também qual seria a direção dos paleoventos. Segundo Gomes (2019), as areias situadas no quadrante mais a NO de sua área de estudo são mais bem classificadas do que as encontradas em SE, existindo um ordenamento no sentido SE/NO na seleção do tamanho dos grãos.

6. Síntese

Neste capítulo final se propõe a realização de uma síntese interpretativa entre os resultados levantados por este trabalho e pela investigação bibliográfica de dados paleoambientais das regiões de estudo e áreas adjacentes. Para reconstituir a cinemática da evolução ambiental encontrada na janela de Botucatu, podemos observar os resultados desta tese expressos na Tabela 19:

EIM	Coleta	Datação em anos A.P	Clima	Depósito	Encontardo Hoje em
1	P6 A	100+-15	Úmido	Areal	Colina
	P4 R A	140+-45	Úmido	Areal	Encosta
	P6 B	775+-55	Seco	Colúvio exumado	Colina
	P3V B	700 ± 70	Seco	Depósito eólico	Várzea
	P3V C	1.580 ± 130	Úmido	Planície de inundação	Várzea
	P3V D	1.730 ± 135	Úmido	Planície de inundação	Várzea
	P2	1.850 ± 150	Úmido	Perfil de solo	Encosta
	P5A	4.500+-260	Seco	Duna	Colina
	P3	11.000 +- 1.030	Seco	Duna	Encosta
	P5C	13.660+-1.230	Seco	Duna	Colina
2	P4 TM	19.800+-1.980	Úmido	Solo/regolito	Encosta
	P4 UNB A	19.750+-1.870	Úmido	Colúvio-aluvionar	Colina
	P4 UNB B	23.670+-1.1670	Úmido	Colúvio-aluvionar	Colina
3	P7	31.850+-2.520	Úmido	Colúvio	Colina
4	P4 UNB	x	Seco	Linha de Pedra	Colinas e Rampas
5	P4 UNB C	88.820+-8.740	Úmido	Colúvio-aluvionar	Colina
	P4 UNB D	122.590 +- 13.180	Úmido	Colúvio-aluvionar	Colina

Tabela 19 – Organização dos resultados obtidos para este trabalho. Fonte: elaboração própria.

A história ambiental de que se obteve registro se inicia com as fácies **P4 UNB C e D** entre **122.590+-13.180** anos A.P. até **88.820+-8.740** anos A.P.. Esses se traduzem em estratos avermelhados mal selecionados de areias finas a média com lama, momentos de laminação fraca e momentos maciços, com presença de caulinita.

Nesse momento no final do EIM 5, estágio interglacial que ocorreu entre 128 a 75 mil anos A.P. dentro do Pleistoceno, existiria na região do Pampa e

Mesopotâmia argentina um sistema climático de alta umidade, atestado pela movimentação fluvial de rios como o Uruguai e Quaraí, responsáveis pela gênese das Formações Palmar, Salto e Guterres – e da unidade Cati. O ponto P4 UNB provavelmente representa um antigo terraço acima das calhas dos rios atuais. Assim como os depósitos encontrados no planalto, o mais provável é que depósitos coluviais tenham entulhado as partes mais rebaixadas do sopé da vertente, misturando-se com a planície de aluviões e configurando uma *bajada* dentro do novo nível de base local.

Hoje a forma tabular herdada da antiga planície de inundação se apresenta 16 m acima da sanga atual mais próxima, atestando a movimentação da rede hidrográfica, mas registrando um momento pretérito de umidade na região como um todo. P4 UNB C e D são o primeiro registro encontrado no trabalho relacionado à Unidade Fluvial Cati (B), em acordo com a interpretação de um momento mais úmido dentro do Plesitoceno que gerou esta unidade.

A ossatura do relevo, evidenciada pelo contato erosivo plano diretamente no arenito do Botucatu, deveria representar uma fase anterior previamente aplainada, talvez relacionada aos embutimentos pós o sistema de falha Jaguari-Mata. Esse falhamento regional acarretou a movimentação de blocos via basculamento, possibilitando aos arenitos originalmente capeados pelos derrames de lava aflorarem, resultando na janela de Botucatu no interior da Cuesta do Haedo.

Nesse momento se instala a rede hidrográfica encaixada em falhas no sentido NE-SW, bem representadas pelas sangas da Divisa, do Lajeado, do Salso, e dos Arroios Camoatim, Areal e Cati. Vemos, então, a organização hídrica de maneira consequente para o rio principal – o Quaraí –, e de maneira subsequente para seus afluentes principais, organização típica para relevos em *cuesta*.

Assim, é esta a história da tectônica cenozoica que alça o arenito da Formação Botucatu, permitindo que ele aflore e, conseqüentemente, inicie o ciclo de processos erosivos e deposicionais que irão gerar os pacotes sedimentares quaternários em análise neste trabalho. É provável que deposições anteriores à P4 UNB D tenham sido evacuadas em sucessivas fases erosivas para a rede de drenagem em direção ao rio da Uruguai, ou que não se tenham encontrado alvos mais antigos.

Do que se tem registro neste trabalho a janela de Botucatu se apresentaria como uma rampa ou pedimento rochoso em direção a calha do rio Quaraí, pontilhada por morros testemunhos, a exemplo de *isenbergs*. Com uma mudança climática no EIM 5, sob influência de alta precipitação, teria ocorrido a remobilização dos colúvios estocados nas encostas das áreas altas de basalto e nas vertentes de morros testemunhos até as áreas de várzeas, colmatando setores rebaixados e aumentando o nível de base na forma de bajadas.

Após o EIM 5 ocorre uma grande glaciação dando lugar a temperaturas mais baixas e a uma menor disponibilidade de água em estado líquido no ambiente. Temos, então, o início de um novo ciclo glacial, entre 75.000 e 65.000 anos A.P., no EIM 4.

Os dados de pesquisas feitas para o continente sul-americano demonstram que a glaciação afetou de maneira severa toda a cordilheira dos Andes, com evidências de registros glaciais do sul do Chile até as morainas presentes no Equador, Colômbia e Venezuela. Na Argentina observa-se um extenso campo de dunas denominado de mar de areia pampeano, com largas faixas de deposição de loess. Para as regiões adjacentes, no planalto de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, os registros sedimentares apontam um forte período de erosão, onde a região subtropical estaria ocupada por um período frio e seco. Dentro do registro dos trabalhos consultados há um hiato sedimentar nas colunas em análise, que só reaparece durante episódios de clima mais ameno durante o EIM 3, situação igual a encontrada neste trabalho.

Na bacia do rio Quaraí são identificados dois níveis de terraceamento: um durante o EIM 5 e outro em período mais ameno durante o EIM 3. Entre os dois níveis de terraceamento, também registrados em P4 UNB, observa-se uma linha de pedra que configuraria um antigo paleopavimento detrítico, típico piso rochoso de áreas áridas ou semiáridas. Esse pavimento detrítico é observável por toda a extensão da área de estudo, ora capeando diretamente as vertentes expostas do arenito Botucatu, ora no interior de pacotes colúvio-aluviais, ou ainda sobre o reverso da Cuesta do Haedo, expondo uma dimensão regional do efeito de aridez assinalado pela feição.

Se tratando a janela do Botucatu de uma área embutida dentro da Cuesta do Haedo, observa-se entre os relevos mais elevados e escarpados de basalto uma superfície de erosão inclinada em direção a calha do rio Quaraí. Essa

descrição coincide com a forma de um pedimento, a essa época, classificado como um pedimento rochoso, no qual as linhas de pedra denunciariam um antigo paleopavimento detrítico, hoje ainda perceptível como forma herdada de um clima mais seco. Aí se vê uma provável volta das condições anteriores ao momento de umidade do EIM 5, no qual a janela de Botucatu seria representada por colinas e encostas pouco vegetadas, com formação de pedimentos detríticos. O mais provável é que durante o EIM 4 a região de estudo deste trabalho estaria, como de maneira geral todo o sul do continente sul-americano, ocupado por um período frio e seco, sob o regime do sistema eólico pampeano.

Representando um intervalo mais ameno dentro do um episódio glacial extenso, o EIM 3 (entre 65.000 e 32.000 anos A.P.) é marcado por um momento de melhora climática entre duas fases frias e secas.

Na região do Pampa argentino, uruguaio e brasileiro assinala-se uma melhora climática através de fases de pedogenização dos antigos campos de dunas e do encharcamento de áreas deprimidas. Observa-se a intensificação das chuvas, marcada por uma fase de erosão, retrabalhando e aplainando o antigo relevo através da ação de chuvas torrenciais, que ao saturarem as camadas superficiais de areias pouco coesas e desvegetadas, redistribuem essas formações superficiais em amplas áreas aplainadas, configurando colinas baixas. Assim como no Pampa, nas áreas de planalto brasileiro percebe-se o escoamento das águas na vertente de forma semelhante a corridas de lama em eventos de retrabalhamento de colúvios em rampas, atulhando áreas deprimidas com material areno-lamoso.

Para a janela de Botucatu estudada nesta tese, o ponto P7 apresenta a datação limite entre o EIM 3 e o EIM 2, onde evidencia um ciclo de umidificação há pelo menos **31.850+-2.520** anos A.P. P7 é constituído por um material de transporte avermelhado, provavelmente vinculado às corridas de lama e ao colúvio durante transição climática de um clima árido para um mais úmido. Nesse cenário, as vertentes ainda desvegetadas não apresentariam coesão e resistência a um regime pluviométrico mais intenso, promovendo a movimentação de depósitos de vertente para áreas mais deprimidas, misturando-se com depósitos de vales e várzeas. Atualmente, esse depósito se encontra em vias de pedogenização, apresentando-se com estruturas prismáticas e oxidação de compostos de ferro, como a hematita. Tal cenário

lembra em muito o ocorrido nas regiões adjacentes, mostrando a fragilidade de um ambiente árido frente à mudança para um período úmido. A paisagem da janela de Botucatu nesse momento final do EIM 3 estaria respondendo na forma de entulhamento contínuo em áreas deprimidas, mobilizando o material sedimentar estocado nas encostas durante fases secas e pedogenizando os depósitos após transporte e deposição.

Após um intervalo de clima mais ameno, o EIM 2 (entre 32.000 e 13.000 anos A.P.) traz o retorno das condições glaciais, sendo conhecido como o Último Máximo Glacial (UMG), encerrando o ciclo que se iniciou no EIM 4 e dando passagem para o Holoceno.

Não necessariamente de forma contínua, mas percebe-se que a condição de mobilização do material coluvial em trânsito das encostas para as áreas deprimidas de *bajadas*, misturando-se a alúvios, identificada no final do EIM 3 segue em curso até o UMG, há aproximadamente 20.000 anos A.P.. O derretimento das geleiras com o aquecimento do globo promoveu um novo ciclo de umidificação, gerando um grande número de turfeiras bem documentadas para as regiões consultadas, bem como um novo ciclo de pedogênese.

Os dados levantados nesta tese para a janela de Botucatu, a essa época do UMG, são representados pelas amostras de topo e base da vertente P4. Aí se observa uma dinâmica de pedogenização em clima úmido no terço superior da vertente estudada, em P4 TM, onde se forma um argissolo, sobre um horizonte Cr de Botucatu alterado, a pelo menos **19.800+-1.980** anos A.P.. Observa-se muita contribuição de argilas provindas do basalto, rocha que mantém o topo do morro testemunho a montante na forma de uma cornija.

Com o aumento da precipitação, sem, contudo, uma resposta rápida da cobertura vegetal, é provável que o material que estivesse sofrendo pedogênese na vertente acabasse por ser erodido e transportado para áreas mais deprimidas, atulhando o antigo nível de base na forma de corridas de lama. Esse processo é encontrado em P4 UNB B e A, que, após um hiato deposicional de 65.150 anos, observa-se o soterramento do antigo paleopavimento detrítico representado pela linha de pedras estudada, há **23.670+-1.1670** anos A.P. e **19.750+-1.870** anos A.P.. Aí se observa a volta das condições para a deposição colúvio-aluvionar, onde em clima bem mais úmido do que o UMG o pós-glacial, capaz de promover uma fase de mobilização dos colúvios estocados nas encostas durante fases de

climas áridos. Possivelmente os depósitos de colúvio, ao se depositarem no sopé das vertentes e das áreas de várzea, misturam-se com depósitos de planície de inundação da nova rede de drenagem que estaria a se instalar em época úmida.

O fim do período glacial é marcado por uma instabilidade climática, na qual a paisagem respondeu e se adaptou a um novo regime climático, retrabalhando antigos depósitos eólicos e de vertente, produzindo diversas corridas de lama e depósitos colúvio-aluviais. Se tomarmos a descrição de gênese coluvial em clima seco, pré mobilização na passagem para climas úmidos, a grande quantidade de areias finas encontradas nas nossas amostras colúvio-aluviais indicaria a contribuição de áreas eólicas em regime árido ou semiárido ancoradas nas encostas, que após sofrerem erosão e transporte por episódios de chuvas torrenciais, se misturaria a sedimentos lamosos, seixosos e de arredondamento e esfericidades baixas.

O Pampa argentino e uruguaio respondem ao UMG de maneira muito parecida com a janela de Botucatu em estudo, onde extensas faixas de loess e dunas sofrem a ação de mobilização em regime pluviométrico intenso, e posterior pedogenização. As formações Oberá e Yapeyú atestam não só os mesmos processos morfogenéticos descritos, como também se enquadram na mesma época. Sedimentologicamente e minerológicamente, ambas as formações, bem como as amostras aqui descritas, apresentam-se como depósitos essencialmente quartzosos e subarredondados, mas com a fração argila caracterizada pela caulinita e hematita. Tanto na região do Pampa como na do planalto se percebe que a mobilização de material coluvial nas encostas acabou por conectar a paisagem de terras altas as baixas na forma de uma série de rampas e baixas colinas.

Se observarmos o mapa de Clapperton (Figuras 87 e 88), vemos que a região de estudo se encontra bem na faixa de transição das dinâmicas de colúviação encontradas para as terras altas do Brasil e das dinâmicas eólicas e de *bajadas* nas terras baixas da planície chaco-pampeana. Assim, não à toa, podemos observar que o embutimento da janela de Botucatu no reverso elevado da Cuesta do Haedo apresenta feições de ambas as dinâmicas.

O EIM 1 abarca desde a passagem do Pleistoceno para o Holoceno até os dias de hoje, tratando-se do último e atual estágio interglacial. O limite entre o EIM 2 e 1 é um evento global que de forma abrupta interrompe o aquecimento

global promovido pelo fim do UMG, abaixando a temperatura média em até 15°C. Este evento recebe o nome de *Younger Dryas*, no hemisfério norte e de Inversão Antártica no hemisfério sul, ocorridos entre aproximadamente 13.000 e 11.000 anos A.P..

Para as terras baixas da planície pampeana, a passagem do Pleistoceno ao Holoceno é marcada por um período de ressecamento climático se deu entre 14.000 e 8.500 anos A.P., no qual ocorreu o avanço de campos de dunas e faixas de loess, além do surgimento de muitas *lunettes*, depressões rasas causadas pela deflação eólica, as quais se tornaram pequenos lagos em fases úmidas posteriores.

Os dados levantados nesta tese parecem ir de encontro com as flutuações climáticas ocorridas nas regiões vizinhas, a começar pela passagem do Pleistoceno para o Holoceno, período bem marcado por uma fase de aridez com extensas deposições de areias eólicas, muitas destas ancoradas nas vertentes de morros testemunhos e altas colinas. Nesse momento, identificam-se os primeiros depósitos da unidade eólica Areal (B). O ponto P3 apresenta uma duna de cavalgamento ancorada na vertente de um morro testemunho, assentada sobre contato erosivo com o arenito Botucatu. Há **11.000 +- 1.030** anos A.P. se interpreta que ocorreu na região do Pampa um clima seco sob ação de fortes ventos, capaz de fosquear e de selecionar grãos de areia fina que configuram a atual paleoduna. Atualmente esta se apresenta com estruturas maciças, na forma de uma rampa arenosa, sugerindo a participação de algum retrabalhamento pela ação do escoamento das águas pluviais.

P5 C apresenta outro ponto de amostragem de um ambiente árido nessa época de transição, na qual há **13.660+-1.230** anos A.P., na base da trincheira estudada, se observa o registro de um material de transporte eólico. Ao que tudo indica, parece se tratar de uma pequena duna ou lençol de areia ancorado na vertente e topo do obstáculo, correspondente à alta colina de arenito no qual se encontra. Novamente, em P5 A, há **4.500+-260** anos A.P. aparecem laminações onduladas paralelas no mesmo perfil, interpretadas como *ripple marks* eólicas. As duas fácies amostradas são separadas por uma forte marca ondulada pigmentada de vermelho, sugerindo aí um momento de oxidação dos óxidos de ferro que deveriam estar expostos a superfície sobre alguma influência de umidade, mesmo que sazonal. Aí se percebe que o ponto P5 A seria o registro

de uma fase Neoglacial, na qual teria ocorrido um novo pequeno avanço das condições frias e secas pelo sul do continente, interrompendo uma breve melhora climática.

A elevada porcentagem de grãos de quartzo em transição nos depósitos representantes da Unidade Areal (B) nos permite deduzir que estes depósitos eólicos evoluíram de um material fonte, provavelmente depositado com o auxílio da ação hídrica (indicado como os depósitos da Unidade Cati), capaz de polir os grãos e conferir a estes brilho. Mesmo que a competência eólica seja altamente eficiente em arredondar o grão de quartzo à alta esfericidade, o arredondamento é um forte indicador de areias policíclicas, sendo este um outro indicador de retrabalhamento de unidade mais antiga. Em situação cronológica e topográfica, esta interpretação também parece fazer sentido, visto que a Unidade Areal se encontra, em determinadas situações, sobreposta a unidade Cati. Pyer e Tsoar (2009) inclusive apontam que processos pluviais e fluviais muitas vezes desempenham um papel fundamental na pré-classificação e na concentração dos produtos do intemperismo antes que o transporte eólico ocorra.

Após o período de aridificação da passagem do Pleistoceno ao Holoceno e das fases neoglaciais seguintes, identifica-se um outro período de aquecimento, a nível global, trazendo umidade e calor acima dos níveis atuais para o sul do continente. Esse momento é conhecido como o Máximo Medieval, ou Período Quente Medieval, que ocorreu entre 1.400 e 800 anos A.P.. Aí se observa a fixação da rede de drenagem atual para muitos pontos de estudo, principalmente entre a fronteira Argentina e Uruguai.

A resposta a umidificação climática na área de estudo parece ter começado alguns séculos mais cedo. A partir dos **1.850 ± 150** anos A.P. se observa a tendência de um umedecimento climático, conforme um perfil de solo começou a surgir nas encostas de basalto representadas por P2. Concomitante a isso, nas áreas rebaixadas observa-se o aparecimento de uma nova rede de drenagem, onde a planície de inundação de P3 V tem seu início há **1.730 ± 135** anos A.P.. Ao que parece, o material da planície de inundação recebeu grande contribuição dos depósitos eólicos que até então estavam estocados nas vertentes, mostrando a fragilidade e a adequação das vertentes a um novo momento de umidificação do clima e a possível evacuação dos depósitos dunários para a rede de drenagem.

Em algum momento por volta de **700 ± 70** anos A.P. existe uma mudança na fácies de deposição do material no perfil de planície de inundação, com um perceptível incremento dos grãos foscos, ocorrendo a passagem de deposição laminar horizontal para uma fraca estratificação cruzada de areias mais avermelhadas. Nesse momento, que coincide com a Pequena Idade do Gelo, muito provavelmente algum depósito eólico avançou sobre a área de várzea, soterrando os depósitos laminares e acinzentados da planície de inundação, assinalando um breve retorno de condições secas na região. A Pequena Idade do Gelo é caracterizada pelo avanço regional de um clima frio. Nos Andes observa-se uma retração de áreas de bosque entre 781 e 412 anos A.P. e a expansão de geleiras, com os consequentes ressecamento na região do Pampa argentino e deposição de um campo de dunas muito recente. Na região do planalto observa-se entre 670 e 400 anos A.P. a queda nas condições de alta umidade e temperatura, onde a paisagem de campo avança sobre a floresta.

Nesta mesma época se percebe a exumação de antigos depósitos colúvio-aluviais representantes da Unidade Cati (A), através da remoção de cobertura da Unidade Areal (B), onde há **775±55** anos A.P. uma fase erosiva exposta à superfície P6 B. Se tratarmos esse momento como o de exumação de depósito dentro de uma nova fase de mudança climática, durante a Pequena Idade do Gelo, é possível que corresponda ao momento do início da configuração dos areais pela região.

Em relação à datação dos depósitos arenosos que configuram as manchas arenosas (areais) atuais, percebe-se uma constante mobilização eólica, na qual há **100±15** anos A.P. a mancha arenosa de P6 A mostra contemporaneidade com a mancha arenosa datada em P4 R A (**140±45** anos A.P.), revelando um ciclo de movimentação contínuo para os areais, desde a Pequena Idade do Gelo, provavelmente. Tratando-se de depósitos de intensa mobilização, não significaria que os areais existam há apenas 100 anos, mas que, devido a diferentes momentos à exposição solar, o último registro de deposição estaria enquadrado nessa época. Aponta-se aqui que a presença dos areais é mais antiga que a datação ao redor dos 100 anos, sendo este somente o último momento de exposição solar das areias móveis constituintes das manchas arenosas. Isso pois os relatos de viajantes do século XIX, a exemplo

de Ave-Lallemant (*apud* SUERTEGARAY, 1987), relatam a presença de areais no município de Alegrete desde antes de 1858.

Tem-se como síntese, então, que a paisagem da janela de Botucatu se inicia após os episódios tectônicos que alçaram os arenitos mesozoicos e que embutiram uma rampa sentido NE-SW no reverso da Cuesta do Haedo. Em sucessivas fases de umidificação e ressecamento climáticos, os arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral foram intemperizados e trabalhados em sistema morfogenético que gerou estoques de colúvios nas encostas durante climas secos e sua posterior mobilização em forma de corridas de lama na passagem para climas úmidos no Pleistoceno. A unidade Cati (A) foi identificada neste trabalho através da colúviação das vertentes e do terraceamento de níveis de base locais, configurando uma paisagem de pedimento em encostas pouco vegetadas e de *bajadas* colmatadas pela unidade Cati. Em momentos de extrema aridez durante o Pleistoceno, a paisagem deveria se apresentar como um conjunto de vertentes recobertas de pavimento detrítico. Em momentos de maior umidade, a ação pedogenética atua sobre esses depósitos superficiais

A passagem do Pleistoceno para Holoceno é invadida por um momento seco a nível global, sendo essa a datação para o início de deposição da unidade eólica Areal (B), provavelmente a partir de um retrabalhamento dos depósitos da Unidade Cati (A). A esta época os campos de dunas ou mantos de areias cobririam a paisagem da área de estudo, onde o anteparo da topografia agiria como pontos de ancoragem para as areias em trânsito. Observou-se pelo menos dois picos de aridez relacionados à Unidade Areal, sendo o primeiro relacionado ao evento *Younger Dryas/Inversão Antártica*, e o segundo à neoglaciação ocorrida na América do Sul.

A umidificação do clima, a exemplo do atual, deu-se ao redor de 2.000 anos A.P., algum tempo anterior ao período quente medieval. Aí a rede hidrografia ganha feições atuais, onde o aumento da pluviosidade inflete na erosão de vertentes, mamelonizando colinas e evacuando depósitos friáveis da Unidade B para a rede de drenagem. Uma nova fase de pedogênese também é apreciável.

Como registros mais recentes, tem-se uma fase erosiva que pode ser relacionada à Pequena Idade do Gelo, quando é possível que este breve

ressecamento climático tenha agido não só na área de estudo, mas no sul do continente como um todo, produzindo o início da erosão relacionada ao processo de arenização. Observam-se não só depósitos eólicos atulhando áreas de várzea e a exumação do topo da unidade Cati, mas diversas formas de deflação eólica como *lunettes*, *nebkhas*, e dunas barcanoides. Feições como ventifactos e *honeycombs*, somados a pavimentos detríticos no interior dos areais, parecem reforçar a ideia de uma fase árida, provavelmente repetidamente trabalhadas desde o EIM 4 e agora exumadas em fase de retrabalhamento da Unidade Areal (B), depósito que é identificado como material parental para os areais atuais.

7. Conclusão

A respeito das hipóteses aventadas nesta tese, a primeira delas seria que a área de estudo passou por pelo menos três fases climáticas bem definidas: de um momento úmido para um seco, e novamente para um úmido. De acordo com os dados consultados na pesquisa bibliográfica e com os dados levantados nesta própria tese, a janela de Botucatu em estudo apresenta pelo menos sete variações entre períodos secos e úmidos. Estas variações se vinculam a períodos de grandes mudanças, comportadas dentro dos últimos cinco estágios isotópicos marinhos. Aí se observa que o ambiente responde às flutuações climáticas entre períodos glaciais e interglaciais de maneira mais diversa do que simplesmente amplos períodos de estabilidade e instabilidade.

De maneira geral, o que se observa é que na passagem de períodos secos para úmidos ocorrem os registros mais significativos de mudança, nos quais o aumento de precipitação é mais rápido do que o avanço da cobertura vegetal, ocasionando movimentos dos colúvios estocados nas encostas durante as fases secas. Esse material de trânsito é observável atulhando áreas deprimidas, misturando-se com depósitos aluviais ou sofrendo pedogênese em diferentes altitudes. Nos períodos secos, os pavimentos detríticos, assinalados por linhas de pedra, e os depósitos de dunas ancoradas em vertentes, assinalados por areias eólicas, são os principais registros dessa fase.

Como uma segunda hipótese, tem-se que o final do Pleistoceno e início do Holoceno representam um momento de umidade para o interior do continente, em especial para o Pampa sul-rio-grandense. Durante o Holoceno Médio ocorreu uma fase de ressecamento climático, atenuada somente nos últimos dois milênios, quando as condições climáticas atuais tomaram espaço. Para responder essa hipótese a datação por LOE se mostrou como uma ferramenta fundamental. Tratando-se de um ambiente essencialmente quartzoso, essa técnica permitiu datar diferentes depósitos sem presença de matéria orgânica o suficiente para aplicação de outros métodos como o C14, além do próprio alcance em anos A.P. ser adequado para a janela temporal da área em estudo.

A história geológica dos depósitos quaternários da área pesquisada começa bem antes do que o esperado, sendo o momento de umidade apontado

para a passagem entre Pleistoceno e Holoceno na realidade um período marcadamente seco. O primeiro período de umidade que se obteve registro para a área de estudo começou na passagem do Pleistoceno Médio para o Superior.

De fato, o Holoceno Médio parece ter sido afetado por uma fase de ressecamento climático, e os últimos dois mil anos realmente representam uma atenuação da aridez – embora seja observável um breve período de baixa umidade recentemente durante a Pequena Idade do Gelo.

E por fim, a última hipótese refere-se aonde encontrar o registro dessas três supostas fases climáticas, sendo a Unidade Cati (A) o momento úmido do Pleistoceno, a Unidade Areal (B) o momento árido do Holoceno, e as machas arenosas e os depósitos aluviais o último momento úmido atual. Para esta última hipótese, os dados levantados na tese corroboram, apesar de algumas diferenças sobre qual seria o momento do Pleistoceno e Holoceno em que se iniciaram os depósitos. Enquanto Suertegaray (1987) havia apontado que a unidade Cati (A) teve seu início no final do Pleistoceno, ele ocorreu na passagem do Pleistoceno Médio para o Superior, como já comentado. A Unidade Areal (B) havia sido indicada para o Holoceno Médio, mas pelos dados levantados teve o início de sua gênese na passagem Pleistoceno para o Holoceno. Cabe observar que as datações em Suertegaray (1987) são datações relativas. Técnicas de datação absoluta configuram procedimentos fundamentais para um melhor deciframento da gênese e da evolução de uma paisagem, permitindo um maior detalhamento na sucessão histórica dos depósitos. Os depósitos aluviais atuais realmente se enquadram dentro do último momento de umidificação regional, embora o início dos processos de arenização, enquanto remobilização de depósitos pretéritos, pode estar relacionado a um momento de aridez muito recente no Holoceno, sendo continuamente retrabalhados em clima úmido.

A respeito dos resultados obtidos através do caminho metodológico e de técnicas de mapeamento e de laboratório, aplicados para construir esta tese, apresentam-se alguns apontamentos:

- A análise granulométrica do arenito Botucatu (areia média) foi dado importante para diferenciar a meteorização do arenito e depósitos superficiais cujo agente eólico selecionou o grão (areia fina).

- A análise granulométrica mostrou-se útil para a diferenciação de depósitos, para os quais a boa seleção de areia fina evidencia processos eólicos; a falta de boa seleção granulométrica evidencia processos de colúviação; e a presença de grãos finos evidencia a participação hídrica.
- A análise da textura superficial dos grãos mostrou-se um dado relevante para diferenciação de agentes de transporte eólico (grãos foscos), hídricos (grãos polidos), ou ainda quando ocorre mais de um agente de transporte em grãos policíclicos (grãos em transição).
- Dados de arredondamento e esfericidade foram úteis para inferir a competência e a distância dos agentes de transporte.
- A difratometria de raios X foi útil para evidenciar o material de origem e os momentos de clima úmido, através do conteúdo de argilominerais, como a caulinita e hematita.
- O CIA mostrou-se um dado proxy útil para corroborar períodos úmidos e secos através da capacidade de intemperismo do meio.
- A datação por LOE foi fundamental para diferenciar distintos períodos de deposição.
- O levantamento bibliográfico a respeito de evolução paleoambiental das regiões adjacentes serviu como guia comparativo para melhor entender a própria área de estudo.
- O levantamento bibliográfico a respeito de formas e depósitos foi útil para tensionar processos deposicionais ao encontrado em campo na própria área em estudo.
- Limites erosivos atuam como importantes marcadores em campo para evidenciar os materiais de transporte.
- A coloração dos depósitos é um dos primeiros indicadores visuais para diferenciar depósitos eólicos (cores amareladas claras) e colúvio/aluviais (cores avermelhadas).
- A janela de Botucatu apresenta-se como um pedimento embutido no reverso da Cuesta do Haedo, no sentido NE/SE, constituindo uma rampa desde a encosta em conexão com as altas colinas de basalto até a calha do rio Quaraí.

- A Unidade Cati (A) tem o início de sua gênese datada para a passagem do Pleistoceno Médio para o Superior, e continuada de forma diacrônica durante episódios interglaciais úmidos (EIM 5, 3 e 2).
- Os períodos úmidos do Pleistoceno são marcados por grandes eventos de movimentos de massa dos colúvios estocados nas encostas, depositando-se nas áreas deprimidas, misturando-se a depósitos aluviais e configurando prováveis *bajadas*.
- Períodos úmidos promovem a pedogênese de depósitos superficiais.
- Os períodos secos são bem marcados pelos depósitos de dunas e pela presença de linhas de pedras;
- A Unidade Areal (B) tem seu início durante a passagem 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.
- A Unidade Areal pode ser entendida como um retrabalhamento da Unidade Cati.
- Morros testemunhos e encostas atuam como pontos de ancoragens para as areias eólicas em trânsito, fazendo sentido a maioria dos depósitos eólicos hoje serem encontrados em área de interflúvio marcada por morros testemunhos como divisores de água.
- Os períodos úmidos do Holoceno são bem representados pela formação dos depósitos aluviais atuais e pelos momentos de pedogênese.
- A Unidade Areal (B) parece ter tido o começo de sua exumação durante a Pequena Idade do Gelo, época sugerida para o início dos areais.
- A Unidade Areal (B) é o material fonte para os areais modernos.

De todo o modo, ficam abertas possibilidades de pesquisa futuras para melhor entender em que época o embutimento das formas de relevo atuais se iniciou pelo interior da janela de Botucatu. Na realidade, os embutimentos e a presença das unidades A e B parecem ser fenômenos comuns no médio curso da bacia do rio Ibicuí, região de ocorrência mais expressiva dos processos de arenização. Essas regiões, onde há a presença de areais (janela de Botucatu em Quaraí e médio Ibicuí), parecem ter passado por uma história geológica e

geomorfológica muito parecida, onde primeiramente ocorreram depósitos de rampas de pedimentos e *bajadas*, para uma posterior mobilização eólica, ancorada por uma série de morros testemunhos entre as encostas do Planalto meridional e o *front* da Cuesta do Haedo. Essas próprias encostas configuram altas vertentes que serviriam de limites para uma área deprimida. Não à toa, Pyer e Tsoar (2009) indicam que virtualmente todos os mares de areia estão confinados a bacias deprimidas e se enceram ao encontrarem uma quebra de declive. Segundo os autores, quando encontrados em depressões topográficas, os depósitos arenosos podem ser formados por retrabalhamento eólico de sedimentos que foram transportados para o interior da bacia, por processos hídricos ou pelo retrabalhamento de areias previamente transportadas para o interior da bacia por processos eólicos pretéritos. Portanto, indicaria-se a comparação das áreas do Ibicuí com as de Quaraí, para investigar se de fato uma unidade regional colúvio-aluvial Cati (A) é material parental para a unidade eólica Areal (B) para toda a região de processo de arenização.

Também seria interessante investigar, com um foco maior, sobre quando a unidade eólica Areal (B) teve o início de seu retrabalhamento na forma dos modernos areais. Se confirmado que este processo se iniciou durante a Pequena Idade do Gelo, exumando depósitos superficiais em clima árido, seria interessante ampliar a explicação genética para seu início de formação com a umidificação climática através de ravinas e voçorocas. A Figura 69 mostra um areal com bacia de deflação, lembrando em muito a associação entre um lago de *playa* e uma *lunette*. Nesse processo, a duna (areal) aparenta ter sido formada através da deflação eólica, sem a participação de ravinamento e voçorocamento. Aí seria necessária uma datação da duna a oeste e de uma sondagem do lago de *playa* a leste para confirmação de sua gênese ao redor dos 700 anos A.P., em dinâmica de transporte eólico de NE para SW. Outra interpretação que se poderia retirar desse estudo seria que o ravinamento e voçorocamento, vinculados à gênese dos areais, teriam seu início apontados para a nova umidificação ao final da Idade do Gelo.

A importância dessas unidades sedimentares tem sido subestimada. Observa-se que a maioria dos mapas geológicos existentes, mesmo aqueles em escalas 1:50.000 ou maior, raramente trazem menção a esses tipos de depósitos superficiais, à exceção dos aluviões atuais de grande porte e algumas raras

coberturas inconsolidadas. Contudo, esses depósitos são mais expressivos do que corriqueiramente cartografados e apresentam implicações de grande importância no uso que se faz do solo, pois são eles os mais suscetíveis à ação processos erosivos acelerados, afora representarem o registro geológico dos tempos mais recentes. De qualquer forma, esses são apenas apontamento pensados para trabalhos futuros.

8. Referências

AB'SABER; A.N. O relevo brasileiro e seus problemas. **Brasil, a Terra e o Homem**. V. I. p.135-217, 1968.

_____. Nótula sobre as superfícies aplainadas do Rio Grande do Sul. **Notícia Geomorfológica, Campinas**, v. 3, n. 5, p. 54-56, 1960.

_____. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**. São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969

_____. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Rio Grande do Sul. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 11, p. 1-17, 1969b.

AB'SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlin, n. 3, p. 286-312, 1964.

ANDRADES FILHO, C. O., SUERTEGARAY D. M. A., GUASSELLI, L. A. **Arenização no Sudoeste do Rio grande do Sul: investigação sobre a relação entre areais, drenagem e orientação do relevo**. Anais... VI Simpósio de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology. Goiânia, 2006.

ALLEY, R.. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. **Quaternary Science Reviews**. v. 19.,p. 213-226, 2000.

ANGEL, I.; GUZMÁN, O.; CARCAILLET, J.. Pleistocene Glaciations in the Northern Tropical Andes, South America (Venezuela, Colombia and Ecuador). **Cuadernos de Investigación Geográfica**. n. 43, 2017.

ANTÓN, D. **Evolución geomorfológica del norte del Uruguay**. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Ministerio de Agricultura y Pesca, Montevideo, 1975.

AGUIRRE, M.L., DONATO, M., RICHIANO, S., FARINATI, E.A., Pleistocene and Holocene interglacial molluscan assemblages from Patagonian and Bonaerensian littoral (Argentina, SW Atlantic): **Palaeobiodiversity and Palaeobiogeography. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, p. 277-292, 2011.

AVILA, A. **Reconstituição paleoambiental no sul do Brasil, durante um intervalo glacial: ambientes continental e oceânico.** 78 p. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Mestrado em Oceanologia: Geologia Marinha e Costeira, Rio Grande, 2019.

BATES, R. L. & JACKSON, J. A. **Glossary of Geology.** 2nd ed., American Geological Institute, Fulls Church, 1980.

BEHLING, H.; PILLAR, V.; ORLÓCI, L. E BAUERMANN, S. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 2004.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D.; BAUERMANN, S. G. 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 and Palynology**, v. 133, p. 235-248, 2005.

BELLANCA, E.T. **Uma contribuição para a explicação da gênese dos areais do Sudoeste do Rio Grande do Sul.** 88 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

BETTINELLI, M. ; DILLENBURG, S. ; LOPES, R.P.; CARON, F. 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** , v. 86, p. 200-215, 2018.

BIGARELLA, J.J.; HARTKOPF, C.C.; SOBANSKI, A. & TREVISAN, N. Textura superficial dos grãos em areias e arenitos. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, 10(11): 253-275. 1955

BIGARELLA, J. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no Revestimento florístico do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, p. 221-231, 1964

_____. Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná. **Secretaria de Planejamento e Associação Defesa e Educação Ambiental (ADEA)**, Curitiba, 249 p. 1978.

_____. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 2003

BIGARELLA, J.J e ANDRADE. G.O; Contribution to study área of Brazilian Quaternary. **Geology Association Paper**. n. 84, p. 433-451, 1965.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16 e 17, 1965.

BITTENCOURT, A.C.S.P., MARTIN, L., VILAS BOAS, G.S., FLEXOR, J.M.,. 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, pp. 232–253, 1979.

BLEIL, U; THIEDE, J. Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. **Kluwer Academic Publishers**, p. 187-211, 1988.

BRADY, N.C e WEIL, R.R. **Elementos da Natureza e propriedades dos Solos**. 3 ed..São Paulo. Editora Bookman. p. 685. 2013.

BROOKFIELD, M. **Aeolian processes and features in cool climates**. Geological Society, London, Special Publications, 2011.

BOLARINWA, A.;IDAKWO, S.; BISH, D.. Paleo-Environmental Conditions, Paleoclimatic Significance and Effects of Weathering on Clay Deposits in the Lower Benue Trough, Nigeria. **Mineralogical Approach. Journal of Environmental & Earth Sciences**. n.1, 2019.

BOMBIN, M. **Modelo Paleoecológico Evolutivo para o Neoquaternário da Região da Campanha-Oeste do Rio Grande do Sul (Brasil)**. 1976. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre, 1976.

BOMBIN, M; KLAMT, E. Evidências paleoclimáticas em solos do Rio Grande do Sul. **Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia da PUCRS**, v. 13, p. 1-12, 1974.

BONORINO, F.. Soil clay mineralogy of the Pampa Plains, Argentina. **J. Sediment. Petrol.** n. 36, p. 1026–1035, 1966.

BOSSI, J. **Geología del Uruguay**. Universidad de la República, 464 pág. Montevideo, 1969.

BOSSI, J., FERRRANDO, L., FERNÁNDEZ, A., ELIZALDE, G., MORALES, H., LEDESMA, J., CARBALLO, E., MEDINA, E., FORD, I. Y MONTAÑA, J. **Carta geológica del Uruguay**. Dirección de Suelos y Fertilizantes, MAP. Montevideo, 1975.

BOSSI J, NAVARRO R: **Geologia del Uruguay**, Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 970p, 1991.

_____. **Geologia del Uruguay**, Vol. 2, Universidad de la Republica. Montevideo. 1988

BUCHMANN, F.S.C.; CARON, F.; LOPES, R.P.; UGRI, A. & LIMA, L.G. Panorama geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. In: A.M. Ribeiro; S.G. Bauermann & C.S. Scherer (eds.) **Quaternário do Rio Grande do Sul – integrando conhecimentos**, Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 35–56, 2009.

CASTIGLIONI, E. **Variaciones del nivel del mar, glacio e hidroisostáticas en la laguna de Rocha y zonas aledañas, Uruguay**. Tesis de doctorado. Montevideo : Universidad Nacional del Sur, 2019

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas – Uma introdução à geografia física**. Tradução: Francisco Eliseu Aquino (et al.). Porto Alegre: Bookman, 7ª edição, 727p, 2012.

CLAPPERTON, C., **Quaternary Geology and Geomorphology of South America** Ed. Amsterdam, Nova York: Elsevier, 1993

CLARKE, M. L.; VOGEL, J. C.; BOTHA, G. A. ; WINTLE, A. G. Late Quaternary hillslope evolution recorded in eastern South African colluvial badlands.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, n. 197, p. 199-212, 2003.

COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS - CPRM. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Escala 1:750.000. CPRM, 1 CD - ROM, 2008.

_____. **Projecto piloto demonstrativo Cuenca del Cuareim: memoria de la carta hidrogeologica [carta geológica da Bacia do Quaraí; carta hidrogeológica da Bacia do Quaraí]**. [Brasília]: CPRM, 2015. 19 p. + 2 mapas. Escala 1:250.000.

CORRÊA, I.C.S. **Analyse morphostructurale et evolution paléogéographifque de la plate-forme continentale atlantique Sud-Brasilienne (Rio Grande do Sul-Brésil)**. 314 f. Tese – Université de Bordeaux I, France, 314p, 1990.

_____. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. **Marine Geology**, v. 130, p. 163-178, 1996

CORONATO, A., BORROMEI, A.M., RABASSA, J. Paleoclimas y paleoescenarios en la Patagonia Austral y en Tierra del Fuego durante el Cuaternario. **Boletín Geográfico**. Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, n. 30, p. 18-28, 2007.

CRUZ JUNIOR, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHANG, H.; WERNER, M.; R. L. E.; KARMANN, I.; AULER, A.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west anti-phasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, n. 2, p. 210-214, 2009.

DA-ROSA, A.A.S.. Preliminary correlation of fluvial deposits at the extreme West of Rio Grande do Sul State, Brazil. In: **LATIN AMERICAN OF CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY**, 3, Belém, Abstracts, p. 243-245, 2003.

_____. Geologia do Quaternário Continental do RS: situação atual e perspectivas de trabalho. In: **WORKSHOP “O QUATERNÁRIO DO RIO GRANDE DO SUL: INTEGRANDO CONHECIMENTOS”**, Canoas, Resumos, p. 7-13, 2007.

_____. Geologia do Quaternário Continental do RS: estado da arte e perspectivas de trabalho. In: Ribeiro, A.M.; Bauermann, S.; Scherer, C.S.. (Org.). **Quaternário do Rio Grande do Sul: integrando conhecimentos**. Porto Alegre: Pallotti, p. 17-34, 2009.

DA-ROSA, A.A.S.; MILDNER, S.E.S.. Aloformação Guterrez: uma nova unidade estratigráfica para o extremo oeste do Estado do Rio Grande do Sul. In: **VIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO**, Imbé, boletim de Resumos, p. 253-254. 2001

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL/DNPM - Mapa Hidrogeológico do Brasil (1983), Escala de 1: 5.000.000.

DE SANTA ANA, H., VEROSLAVSKY, G. **La tectosecuencia volcanosedimentaria de la cuenca norte de Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano** Capítulo III-La Tectosecuencia volcano sedimentaria de la Cuenca Norte Pp. 51-73, 2004.

DE SANT ANA, C F; GARRASINO E JV FULFARO. **Primeiro informe geológico. Consórcio Guarani**. pdf,pg.115, 2006.

DOHRENWEND, J.C. **Pediments in arid environments**. Em: ABRAHAMS, A. D.; PARSONS, A.J. (Org.) *Geomorphology of Desert Environments*. 1 ed. Cambridge: University Press, 1994.

EMBRAPA. Brasil em Relevo. Campinas: **Embrapa Monitoramento por Satélite**, 2005.

EMILIANI, C. Pleistocene Temperatures. **Journal of Geology**, v. 63 p. 535-578, 1955.

ETCHEBEHERE, M. L. C.. Aloestratigrafia – revisão de conceitos e exemplos de aplicação, com ênfase nos depósitos neoquaternários de terraço da Bacia do Rio do Peixe, SP. **Revista Universidade Guarulhos – Geociências**. Guarulhos, n. 6, 2002

EVALDT, A.C.P; BAUERMANN, S. G.; SOUZA, P.A. Registros polínicos para o Holoceno Tardio da Região da Campanha (Rio Grande do Sul, Brasil) e seu

significado na história dos Paleoambientes da Savana Estépica Parque. **Revista Sociedade Brasileira de Paleontologia**, v. 17(2), p. 183-194, 2014.

EVERS, H. **Relação entre paleodrenagens/valões e a ocorrência de areais no sudoeste do RS**. 71 f. Trabalho de Conclusão de Curso - Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

FEDO, C.M., WAYNE, N.H., YOUNG, G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. In: **Geology**, n. 23, p. 921–924. 1995

FEDOROFF, N., COURTY, M.-A., & GUO, Z. Palaeosoils and Relict Soils. **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**, n. 27, p. 623–662, 2010.

FETT JÚNIOR, N. **Aloestratigrafia e evolução do relevo do pleistoceno médio ao holoceno no médio curso do Rio Pardo, região Centro-Leste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil**. 467 p. Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis, 2011

FLEMMING, B. W. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis ternary diagrams. In: **Continental Shelf Research**, n. 20, pp. 1125-1137, 2000.

FONDO DE UNIVERSIDADES, **Caracterización de áreas de recarga y descarga del sag en Santana/Rivera y Quarai/Artigas. Estudio de la vulnerabilidad en Quarai/Artigas.**, Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní, Montevideo, Uruguay, 2005

FRANCIA, A., CARLINI, A.A., ZURITA, A.E., VERZI, D.. Galea (Rodentia, Caviidae) in the late Pleistocene of Corrientes province (Argentina): taxonomic and paleobiogeographic implications. **Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie Abhandlungen**, n. 266, p. 173–184, 2012.

FRIEDMAN, G.M.. Distinction between Dune, Beach and River Sands from Their Textural Characteristics. **Journal of sedimentary Petrology**, n. 31, p. 514-529, 1961.

FUCKS, E.. **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, 2017.

FUCKS, E. E D´AMICO, G. Capítulo VIII - Litoral Pampeano. Em **Cuaternario y geomorfología de la Argentina : distribución y características de los principales depósitos y rasgos geomorfológicos**. Fucks, E. e Pisano, F. (org) 1a ed. - La Plata: Universidad Nacional de La Plata, 2017.

FUCHS, M.; LANG, A. Luminescence dating of hillslope deposits – A review. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 109, p. 17-26, 2009.

GAGLIARDI, S. **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, 2008.

GODOY, M.M; BINOTTO, R.B; WILDNER, W. **Projeto Geoparque**. Ministério De Minas e Energia Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral Serviço Geológico Do Brasil – CPRM, 2001.

GOLDBERG, K. & HUMAYUN, M. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. In: **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 293, p. 175-183, 2010.

GOMES, T. C. **Feições eólicas quaternárias e vulnerabilidades agrícolas em áreas de arenização no pampa brasileiro**. 2019. 294 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. v. 1. Londres: Routledge, 2006.

_____. The History and Nature of Wind Erosion in Deserts. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**. v. 36, p. 97-119, 2007.

GOSO, C.. Aspectos sedimentológicos y estratigráficos de los depósitos cuaternarios de la costa platense del Departamento de Canelones (Uruguay). **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**. v. 13, p. 77-89, 2006.

HAUSMAN, A. Comportamento do freático nas áreas basálticas do Rio Grande do Sul. **Boletim Paranense de Geografia**. Nº18/20 p. 177-215, 1966.

_____. Províncias hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**. UNISINOS, São Leopoldo, p. 125. 1995.

HEUSSER, C.J., Ice Age Southern Andes. A chronicle of paleoecological events: Developments. **Quaternary Science**, Elsevier, Amsterdam, 240 p., 2003.

HUGGETT, R. **Fundamentals of Geomorphology**, Third Edition. Routledge, London, 2011.

INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY CHART. Chronostrat Chart, 2018.

IRIARTE, J. Vegetation and climate change since 14,810 C-14 yr. BP in southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies. **Quaternary Research**, v. 65, p. 20-32, 2006.

IRIONDO, M.H. **Estratigrafía del Cuaternario de la Cuenca del Río Uruguay**. XIII Congresos Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 15- 25, 1996.

_____. Models of deposit of loess and loessoids in upper quaternary of South America. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 10, n. 1, p. 71-79, 1997.

_____. Climatic changes in the South American plains. **Quaternary International**, n.57, p. 93–122, 1999.

_____. **Introducción a la Geología**. Editorial Brujas, Buenos Aires, 2007.

IRIONDO, M. **Geología del Cuaternario en Argentina**. Museo Provincial de Cs. Nat. Florentino Ameghino, Santa Fe, 2010.

IRIONDO, M H.; BRUNETTO, E. **Cuaternario de Brasil, Paraguay y Uruguay.** 1 ed. ilustrada. Córdoba, 494p, 2016.

IRIONDO, M.H; KRÖHLING, D. **El Sistema Eólico Pampeano.** Museo Prov. Ciencias Naturales. n. 5, p. 1-68, 1995.

_____. The tropical loess Proceedings of the 30th International Geological Congress, vol. 21. **International Union of Geological Sciences,** Beijing, p. 61-77, 1997.

_____. **La Formación El Palmar (informalmente Fm Salto Chico) y el acuífero San Salvador,** Entre Ríos. V Congreso Argentino de Hidrogeología, Actas:433-441. Paraná, 2007.

_____. **Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay (Desde dos millones de años hasta el Presente).** Universidad Nacional. del Litoral, 358 pág. Santa Fe, 2008.

KERBER L, KINOSHITA A, JOSÉ F, GRACIANO A, OLIVEIRA E, BAFFA O Electron spin resonancedating of the southern Brazilian pleistocene mammals from Touro Passo formation, and remarks on the geochronology, fauna and paleoenvironments. **Quaternary International**, v. 245, p. 201–208, 2011.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia.** v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KOCUREK, G., & NIELSON, J. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. **Sedimentology**, n. 33, p. 795–816, 1986.

KRUCK, W.; HELMS, F.; GEYH, M.; SURIANO, J.; MARENGO, H. E PEREYRA, F. . Late Pleistocene-Holocene History of Chaco-Pampa Sediments in Argentina and Paraguay. **Quaternary Science Journal**, 2011.

KRUMBEIN, W. C. Size frequency distribution of sediments. **Journal of Sedimentary of Petrology**, v. 4, n. 2, p. 65-77, 1941.

LANCASTER, N. **Geomorphology of desert dunes.** Taylor & Francis e-Library. 244p,. 2005.

LEMES, L. ; MILDER, Saul Eduardo Seiguer ; SILVA, B. G. . **A PAISAGEM REGIONAL DA FRONTEIRA OESTE E O AREAL DE QUARÁÍ/R.S.** REVISTA DO LEPA , v. I, p. 71, 2013

LEPSCH, I.F. **Formação e Conservação dos Solos.** São Paulo, Oficina de Textos, 178p, 2002.

LIMA, G. L. **Estratigrafia e Palinologia e Depósitos Turfosos e Alúvio-Coluviais Quaternários no Parque Estadual Da Serra do Tabuleiro e Planalto de São Bento Do Sul, Santa Catarina.** Tese (Doutorado em Geografia) - – Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFSC, Florianópolis, 2010.

LIMA, L. G. **Estratigrafia e Evolução Hologênica de Uma Barreira Costeira Transgressiva/Regressiva, Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil.** 2012. 119 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.

LISBOA, N. A.; SCHUCK, M. T. G. O. ; EICK, N. C. ; CARRARO, C. C. . Identificação de uma estrutura vulcano tectônica elíptica na Formação Serra geral, RS, através de imagens Landsat, Radar e Aerofotos. In: **Simpósio Sul Brasileiro de Geologia**, 1985, Florianópolis. Anais, v. I. p. 131-145, 1985.

LOPES R.P.. Biostratigraphy of the Pleistocene fossiliferous deposits of the southern Brazilian coastal area. **Journal of Mammalian Evolution**, n. 20, p. 69-82, 2011.

LOPES, R.P., SIMONE, L.R.L., DILLENBURG, S.R., SCHULTZ, C.L., PEREIRA, J.C.,. A middle Pleistocene molluscan assemblage from the southern coastal plain of Rio Grande do Sul state, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, n. 16, p. 343-360, 2013.

LOPES R.P., DILLENBURG S.R., SCHULTZ C.L.. Cordao Formation: loess deposits in the southern coastal plain of the state of Rio Grande do Sul. Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 88, v. 4, p. 2143-2166, 2016.

LOPES, R.P., DILLENBURG S.R., CARON, F., BUCHMANN, F.S.C.,. Stratigraphy of the last interglacial Barrier III in the southern coast of the state of

Rio Grande do Sul, Brazil. In: 15 **Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Imbé, Anais, p. 187-188, 2015

LOPES, R.; DILLENBURG, S.; SAVIAN, J. E PEREIRA, J. The Santa Vitória Alloformation: an update on a Pleistocene fossil-rich unit in Southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**. n. 51, 2021.

LOWELL, T., HEUSSER, C.J., ANDERSEN, B., MORENO, P., HAUSER, A., HEUSSER, L., SCHLUCHTER, C., MARCHANT, D., DENTON, G. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. **Science**, n. 269, p. 1541–1549, 1995.

MACHADO, J.L.F. **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigrafico do Sistema de Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. Porto alegre, 237p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UNISINOS, 2005.

MACIEL FILHO, C.L., MENEGHOTTO E; SARTORI; P.L. **Geologia do município de são Francisco de Assis-RS**. Santa Maria. 1971

MARQUARDT, C; LAVENU, A.; ORTLIEB, L.; GODOY, E. E COMTE, D. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). **Tectonophysics**, 2004.

MARTÍNEZ, S., DEL RÍO, C.J., Las provincias malacológicas miocenas y recientes del Atlántico Sudoccidental. **Anales de Biología**, 24, p. 121-130, 2002.

_____. Las ingresiones marinas del Neógeno en el sur de Entre Rios (Argentina) y litoral oeste de Uruguay y su contenido malacológico. **INSUGEO - Miscelânea**, n. 14, p. 13-26, 2005.

MARTÍNEZ, S. **Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay**. 1st ed., Springer International Publishing, 2016

MARTÍNEZ, S., ROJAS, A., UBILLA, M., VERDE, M., PEREA, D., PIÑERO, G., Molluscan assemblages from the marine Holocene of Uruguay: composition, geochronology and paleoenvironmental signals. **Ameghiniana**, n. 43, p. 385-398, 2006.

MANZOLLI R.P. **Gênese e evolução do Sistema Laguna - Barreira da Feitoria**. Tese de Doutorado. Programa de Pós - Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 184 p., 2016.

MEDEIROS, E. R.; MÜLLER FILHO, I. L. & VEIGA, P. O Mesozóico no oeste do Rio Grande do Sul (São Francisco de Assis e Alegrete). **Acta Geol. Leopoldensia**, v. 29, p.49-60, 1989.

MEDEIROS, E.R.; ROBAINA, L.E.; MACIEL FILHO, C. L. Uma nova visão estratigráfica do centro-oeste do Rio Grande do Sul. In: 6 o **Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia do Cone Sul**. UFRGS/SBG, Porto Alegre. p.233-234, 1995.

MEIS, M. R. M.; MONTEIRO, A.M.F. Upper Quaternary "rampas": Doce River valley, Southeastern Brazilian Plateau. **Zeitschrift für Geomorphologie NF**, v. 23 (2), p 132-151, 1979.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J.R.S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope Evolution: Southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, v. 284 (3), p 241-254. 1984

MELLO, C.L. Aloestratigrafia e análise de fácies: "revoluções na Geologia Sedimentar e o estudo do Quaternário. **Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ**, v. 17, p. 271-286, 1984.

MENDES, J. C. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo: T.A. Queiroz: Ed. da Universidade de São Paulo, 1984.

MIALL, A. D. A review of the braided river depositional environment. **Earth-Science Reviews**, v. 13 p. 1-62, 1977.

_____. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22 p. 261-308, 1985.

_____. **The geology of fluvial deposits**: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1996.

MILDER, S. **Arqueologia do Sudoeste do Rio Grande do Sul, uma perspectiva Geoarqueológica**. 2000. 180 f. Tese (Doutorado em Arqueologia

e Etnologia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

MONTANHEIRO, T. J. ; ARTUR, A. C. ; MONTANHEIRO, F. ; NEGRI, F. A. ; GESICKI, A. L. ; BOGGIANI, P. C. . Investigação tecnológica de arenitos silicificados da Formação Botucatu (NE do Paraná) para uso como rocha de revestimento. *Geociências (UNESP. Impresso)*, v. 30, p. 237-251, 2011.

MONTGOMERY, D.; BUFFINGTON, J. Channel-reach morphology in mountain drainage basins, *Geological Society of America Bulletin*, n. 5, p. 596-611, 1997.

MORETTI, L.; MORRÁS, H. New microscopic evidences of the autochthony of the ferrallitic pedological mantle in the Misiones province, Argentina. **LATIN AMERICAN JOURNAL OF SEDIMENTOLOGY AND BASIN ANALYSIS**. n. 20, p. 129-142, 2013.

MOURA, J. R. S.; MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do quaternário no Planalto SE do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, n. 58, p. 89-102, 1986.

MOURA, J. R. S; SILVA, T. M. “Complexo de Rampas de colúvio”, In.: Guerra & Cunha, **Geomorfologia do Brasil**, Bertrand Brasil, 1998.

MUHS, D.R., ZARÁTE, M. **Late Quaternary eolian records of the Americas and their paleoclimatic significance Interhemispheric Climate Linkages**. Academic Press, p. 183–216, 2001.

MÜLLER FILHO, I. L. Notas para o Estudo de Geomorfologia do Rio Grande do Sul, Brasil. Publicação Especial n. 1. **Santa Maria: Imprensa Universitária**. UFSM. 1970

NARDY, A. J. R. ; MACHADO, F. B. ; OLIVEIRA, M. A. F.. As Rochas Vulcânicas Mesozóicas ácidas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná: Litoestratigrafia e Considerações Geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 180-197, 2008.

NEMEC, W. & KAZANCI, N. Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance. **Sedimentology**, n. 46, p. 139-170, 1999.

NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature** n. 299, p. 715–717, 1982.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NACSN). North American Stratigraphic Code. **American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, v. 67, p. 841-875, 1983.

OLIVEIRA, M. A. T.; PESSEDA, L. C. R.; BEHLING, H.; LIMA, G. L.; FERREIRA, G. M. S. S. Registro paleoambiental em depósitos aluvio-coluviais de cabeceira de vale: município de campo alegre, Planalto Norte Catarinense. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 36, p. 474-487, 2006.

OLIVEIRA, E.V.. Perspectivas para a pesquisa geo-paleontológica no Cenozóico continental do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. **Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia**, UBEA/PUCRS, n. 1, p.75-84, 1995.

OLIVEIRA, E.; KERBER, L.. Paleontologia e aspectos geológicos das sucessões do final do Neógeno no sudoeste do Rio Grande do Sul, Brasil. **Gaea - Journal of Geoscience**. n. 5, p. 21-34, 2009.

OLIVEIRA, M. G. **Paleogeografia em área de ocorrência de areais: São Francisco de Assis, RS**. Porto Alegre. 92p. Trabalho de Conclusão do Curso, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011

OLIVEIRA M. G.; SUERTEGARAY, D. M. A.. Paleo geografia da área de ocorrência de areais. SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. **Arenização natureza socializada**. Editoras ComPasso lugar cultura e Imprensa Livre, Porto Alegre, p, 201-226, 2012.

_____. Processos Geomorfológicos na Evolução Da Paisagem. **Revista Faculdade Santo Agostinho**, v. 11, p. 211-233, 2014.

PACELLA, L.; ZACARÍAS, G.; PASQUO, M.. Palaeoenvironment associated with giant tortoises of Toropí/Yupoí Formation (Late Pleistocene 50–28 ka),

Corrientes province, Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 98, 2019.

PAISANI, J. C. Análise Morfométrica e de Textura Superficial de Grãos Utilizada na Identificação de Litofácies Eólica e de Dissipação em Rampa Arenosa/Dissipação: o caso da Praia Mole (Ilha de Santa Catarina). **Geosul** (UFSC), Florianópolis, v. 20, n. 39, p. 105-118, 2005.

_____. Sedimentologia e Estratigrafia de Rampa Arenosa - Praia Mole (SC) - e sua Correlação com Eventos Paleoclimáticos Globais. **Pesquisas em Geociências**. n. 33, p. 87, 2006.

_____. Depósito arenoso estabelecido diante de obstáculo topográfico na Praia Mole - Ilha de Santa Catarina, sul do Brasil: duna de cavalgamento ou rampa arenosa?. **Perspectiva Geográfica**, v. 3, p. 131-140, 2007.

PAISANI, J.; PAISANI, S; OSTERRIETH, M; PONTELLI, M; FUJITA, R. Dinâmica de Rampa de Colúvio na Superfície de Palmas/Água Doce Durante o Quaternário Tardio – Bases Para Compreender a Evolução das Encostas no Planalto das Araucárias. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. n. 18, 2017.

PAISANI, J.; LOPES-PAISANI, S.; LIMA, S.; RIBEIRO, F.; PONTELLI, M. E FUJITA, R.. Paleoenvironmental dynamics of low-order paleovalleys in the Late Quaternary – Palmas/Caçador Summit Surface – Southern Brazil. **CATENA**, v. 182, 2019.

PANARIO, D., GUTIEHRREZ, O.. The continental Uruguayan Cenozoic: An overview. **Quaternary International**, v. 62, 1999.

PANARIO, D; GUTIÉRREZ, O; SANCHEZ, B; RABASSA, J. **Ancient Landscapes of Uruguay** In: Gondwana landscapes in South America. Springer Earth Syste Science, Springer Ed., Berlin, 2014.

PARRAS, P.. **Diario y Derrotero de sus Viajes**. Ed. Solar, 251 pp, 1943.

PAPOULIS, D. & TSOLIS-KATAGAS, P.. Formation of alteration zones and kaolin genesis, Limnos Island, northeast Aegean Sea, Greece. **Clay Minerals**, n. 43, 2008.

PATTERER, N.I., ZUCOL, A.F. Y BREA, M.. Análisis fitolíticos del perfil sedimentario Los Loros, de la Formación El Palmar (Pleistoceno superior), en el Parque Nacional El Palmar, Entre Ríos, Argentina. **Acta Geológica Lilloana**, n. 26, v. 1, p. 53-62, 2014.

PEDRON, F.A. **Mineralogia, morfologia e classificação de saprolitos e Neossolos derivados de rochas vulcânicas no Rio Grande do Sul**. Santa Maria, Universidade Federal de Santa Maria, 160p. (Tese de Doutorado), 2007.

PEREZ, A., ROCHA, L., DECOUD, P., CARBAJAL, A. **Comportamiento del Acuífero Guaraní en la Ciudad de Artigas, Uruguay**. 1st Joint World Congress on Grounwater, Fortaleza, Brasil. 2000

PETRY, K. **Feições de Interação Vulcano-Sedimentares: Seu uso como indicadores de contemporaneidade no magmatismo Rodeio Velho (Meso-Ordoviciano) e no Vulcanismo Serra Geral (Cretáceo Inferior)**. São Leopoldo, Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em Geologia, UNISSINOS, 88p, 2006.

PORTER, S.. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. **Quaternary Research**, n. 16, p. 263–292, 1981.

PYE, K. e TSOAR, H. **Aeolian Sand and Sand Dunes**. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, 2009.

QUEIROZ NETO, J. P.. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, v. 22, p. 65-78, 2001.

RABASSA, J., CLAPPERTON, C.M., Quaternary glaciations of the Southern Andes. **Quaternary Science Reviews**, n. 9, p. 153–174, 1990.

RABASSA, J.; CORONATO, A.; SALEMME, M.. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). **Journal of South American Earth Sciences**. n. 20, p. 81-103, 2005.

REIS, G. S. ; MIZUSAKI, A. M. P. ; ROISEMBERG, Ari ; RUBERT, R. . Formação Serra Geral (Cretáceo da Bacia do Paraná): um análogo para os reservatórios

ígneo-básicos da margem continental brasileira. **Pesquisas em Geociências** (UFRGS. Impresso), v. 41, p. 155-168, 2014.

RENEAU, S. L; DIETRICH, W. E; RUBIN, M; DONAHUE, D. J; JULL, A. J. T. Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. **Journal of Geology**, n. 97, p. 45-63, 1989

RITTENHOUSE, G. A visual method of estimating two dimensional sphericity. **Journal of Sedimentary of Petrology**, v. 13 n. 2. p. 79-81. 1943

RODRIGUEZ-NAVARRO, C ; DOEHNE, E.; SEBASTIÁN, E.. Origins of honeycomb weathering: The role of salts and wind. **Bulletin of The Geological Society of America.**, v. 111, p. 1250-1255, 1999.

RODRIGUEZ, T. **Proposta de Classificação Geotécnica para Colúvios Brasileiros**. Rio de Janeiro. 370p. Tese de Doutorado em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.

ROSSATO, M.S. **Os Climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 253 f. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, 2011.

_____. O Clima no sudoeste do Rio Grande do Sul. Em: SUESTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (orgs.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre: Compasso Lugar Cultura/Imprensa Livre, p. 395-411, 2012.

SALLUN, A. E. M. & SUGUIO, K. Depósitos Quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n 3, p. 385-395, 2006.

SÁNCHEZ, J. P. **Mapeamento geológico - estrutural do astroblema de cerro do Jarau - RS Brasil**. 2014. 178 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2014.

SEGVIC, B.; GIRARDCLOS, S.; ZANONI, G.; ARBIOL, C.; STEIMER, T.; BESSE, M.. Origin and paleoenvironmental significance of Fe-Mn nodules in the

Holocene perialpine sediments of Geneva Basin, western Switzerland. **Applied Clay Science**. p. 160, 2018.

SHACKLETON, N.J. E OPDYKE, N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28–238, Late Pliocene to Latest Pleistocene. **Geological Society of American Memoir**, n. 145, p. 449-464, 1976.

_____. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volume on a 105 year and 106 year scale. **Quaternary Research**, n. 3, p. 39-55, 1973.

SHELDON, N.D., TABOR, N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. In: **Earth-Science**. n. 95, p. 1–52, 2009.

SILVÉRIO S., JOSE L.; FRANTZ, L. C.; CAMPONOGARA, I.; SANTOS, E. **CARACTERIZAÇÃO DE ÁREAS DE RECARGA E DESCARGA DO SAG EM RIVERA/LIVRAMENTO E QUARAI/ARTIGAS**. In: I AGUASUL, 2005, SANTA MARIA. I AGUASUL. SANTA MARIA: ABRH, v. 1. p. 1-15, 2005.

SCHERER, C.M.S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v.137, p.63-84, 2000.

SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. C. . Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, southern Brazil. **Sedimentology** (Amsterdam. Print), v. 52, p. 1323-1341, 2005.

_____. Stratigraphic evolution of fluvial-eolian succession: the example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guar and Botucatu formations, Paraná Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 9, p. 475-484, 2006.

SCHUCK, M.T.G.C; LISBOA, N. A.; **Identificao de padrões estruturais no Grupo São Bento, Quaraí, RS, através de imagens orbitais e sub orbitais**. Pesquisas. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v. 20, p. 5-23, 1987.

SILVÉRIO, S.; FRANTZ, L.C.; CAMPONOGARA, I.; SANTOS, E.F. Caracterização de Áreas de Recarga e Descarga do Sag em Rivera/Livramento e Quaraí/Artigas. In: I **AGUASUL**, v. 1. p. 1-15, 2005.

SINGER, A., The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. **Earth Science**. n. 15, p. 303–326, 1980.

SOARES, A.P.; SOARES, P.C.; HOLZ, M. Heterogeneidades hidroestratigráficas no Sistema Aquífero Guarani. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 600-619, 2008.

STOKES, G.G.. **On the effect of the international friction of fluids on the motion of pendulums**. Trans. Cambridge Philosophy Society., vol. IX. 1850

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. **Geomorphology**, v. 29, p.153-171, 1999.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, n.10, p.1117-1142, 1952.

SUERTEGARAY, D.M.A. **A Trajetória da Natureza: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quaraí-RS**. 243 f. Tese (Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1987.

_____. **Deserto Grande do Sul: controvérsia**. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS, 1998. 74p.

_____. Arenização: Esboço Interpretativo. William Morris Davis Revista de Geomorfologia, v. 1, p. 118-144, 2020.

SUERTEGARAY, D. M. A.; SILVA, L. A. P. da; GUASSELLI, L. A. (Org.). Arenização Natureza Socializada. Porto Alegre: ComPasso Lugar-cultura/Imprensa Livre, 2012.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher; Ed. da Universidade de São Paulo, 1973

_____. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (passado + presente = futuro?). Oficina dos Textos, São Paulo, 408p, 2010.

_____. A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Rio de Janeiro, RJ, v. 1, p. 80-87, 2000.

SUGUIO, K., ANGULO, R.J., CARVALHO, A.M., CORRÊA, I.C.S., TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A., VITAL, H., 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, 2005.

SUGUIO, K; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. Florianópolis: UFSC; Curitiba: UFPR, 1990.

THOMAS, M. F.. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Inglaterra: John Wiley and Sons Ed., Winchester, 1994.

_____. Late Quaternary environmental changes and the alluvial record in humid tropical environments. **Quaternary International**, n. 72, p. 23-36, 2000.

_____. Quaternary Fans and colluvium as indicators of environmental change and landscape sensitivity. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, n. 23, p. 1-11, 2002.

_____. Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology**, n. 101, p. 146-158, 2008.

THOMAS, M. F.; NOTT, J.; PRICE, D. M. Late Quaternary stream sedimentation in the humid tropics: a review with new data from NE Queensland, Australia. **Geomorphology**, n. 39, p. 53-6, 2001.

THOMAS, M. F.; THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the Late Pleistocene and Early Holocene in the humid and sub-humid tropics. **Quaternary Science Reviews**, n. 14, p. 193-207, 1995.

TOLEDO, M. C. M. DE. Intemperismo e pedogênese. In **Geologia**. São Paulo: USP/UNIVESP/EDUSP, 2014.

TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A.,. Quaternary geological Evolution of RS Coastal Plain, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 68, p. 373–382, 1996.

_____. O Cenozoico do Rio Grande do Sul: geologia da planície costeira. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). **Geologia do Rio Sul**. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p. 375-406, 2000.

_____. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo do Rio Grande do Sul. **Gravel**, 3: 109-115, 2003.

TOMAZELLI, L.J., DILLENBURG, S.R.. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. **Marine Geology**, 244, p. 33–45, 2007.

TRIPALDI, A.; FORMAN, S. L.; Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 251; p. 300-320, 2007.

TURNER, A. K. “Colluvium and Talus”, In: **Landslides: Investigation and Mitigation**, Chapter 3, Transportation Research Board, Special Report 247, 1996.

TYSON, P. D.; PARTRIDGE T. C. **Evolution of Cenozoic climates**. Oxford University Press, Oxford, p.371–87, 2000.

TWIDALE C.R. On the origin of pediments in different structural settings. **American Journal of Science**, n. 278, p. 1138-1176, 1978.

_____. Origins and environments of pediments. **Journal of the Geological Society of Australia**, n. 28, p. 423-434, 1981.

TWIDALE, C. R. Pediments and platforms: Problems and solutions. **Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement**, n. 20, p. 43– 56, 2014.

UBILLA, M. **Paleozoologia del cuaternario continental de la cuenca norte del Uruguay, biogeografía, cronología y aspectos climáticos-ambientales**, Tese de Doutorado, 232 p.,1996.

_____. Comment on “The continental Uruguayan Cenozoic: an overview” by D. Panario and O. Gutiérrez (Quaternary International 62:75–84). **Quaternary International**, n. 77: p. 259–260, 2001.

UBILLA, M.; CORONA, A.; RINDERKNECHT, A.; PEREA, D.; VERDE, M.. Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) and Continental Beds from Northern Uruguay (Sopas Formation): **Paleontology, Chronology, and Climate**, 2016.

UBILLA, M., PEREA, D., GOSO AGUILAR, C., LORENZO, N. Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for biostratigraphic, climatic and environmental reconstruction. overview” by D. Panario and O. Gutiérrez (Quaternary International 62:75–84). **Quaternary International**, n. 114, p. 129–142, 2004.

VALENSISE, G. Tectonic Geomorphology. **Journal of Seismology**. n.17, p. 1355-1356, 2013.

VANZOLINI, P. **Zoologia Sistemática. Geografia e a origem das espécies**. São Paulo, Instituto de Geografia (Teses e Monografias) 3, 56-p. 1968

VEROSLAVSKY G, UBILLA M. A “snapshot” of the evolution of the Uruguay River (del Plata Basin): the Salto depositional sequence (Pleistocene, Uruguay, South America). **Quaternary Science Review**, n. 26 p. 2913–2923, 2007.

VILLWOCK, J.A. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, southern Brazil: a synthesis. **Pesquisas**, n. 16, p. 5-49. 1984

VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L. J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**, n. 8, p. 1-45, 1995.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J., LOSS, E.L.; DENHARDT, E.A; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DENHARDT, B.A.. Geology of the Rio Grande do Sul province. In: Rabassa, J. (ed.), **International Symposium on Sea Level Changes and Quaternary Shorelines**, São Paulo. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Balkema: Rotterdam, v.4, p79-97, 1986.

VERDUM, R.; CARMEM, L.V. FELIPE, D. JEAN, C.G. Estruturas superficiais no entorno dos areais de Quaraí/RS ? identificação dos agentes morfogenéticos e sua relação com as variações climáticas no Quaternário.. In: X Simpósio

Nacional de Geomorfologia, 2014, Manaus. **Anais do X Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Manaus: UFAM-UGB, 2014.

WANG, P.; DU, Y.; YU, W.; ZHOU, Q.; XU, Y.; QI, L.; YUAN, L.; PAN, W. The chemical index of alteration (CIA) as a proxy for climate change during glacial-interglacial transitions. In: **Earth history. Earth-Science Reviews**. n. 201, 2019.

WARREN, A. **Dunes: Dynamics, Morphology, History**. John Wiley & Sons, 2013.

WATCHMAN, A. L.; TWIDALE, C. R. Relative and “absolute” dating of land surfaces. **Earth-Science Reviews**, v. 58, p.1-49, 1999.

WHITE, I.C. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: **DNPM**, 1988. Parte I; Parte II, p. 301-617, 1908.

WHITAKER, C.R. The use of term ‘pedimento’ and related terminology. **Zeitschrift für Geomorphology NF**, v. 23 (4), p. 427-439, 1979.

WILDNER, W.. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná - Conceitos básicos e divisão faciológica. In: REUNIÃO ABERTA DA COMISSÃO BRASILEIRA DE ESTRATIGRAFIA, 2004, Porto Alegre. **Anais**. Porto Alegre: SBG, p.62-77, 2004.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G.E.; LOPES, R. da C.; I., FONTOURA, C.M.. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2005. 1 mapa color., 110 x 166 cm. Escala 1:750.000. (Projeto Mapas Estaduais – PME). CD-ROM.

ZALÁN, P.V., WOLF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A., MARQUES, A. **Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin**. In: ULBRICH, H., ROCHA CAMPOS, A. C. (eds.) Gondwana Seven. Proceedings. São Paulo, p. 83-117, 1991.

ZÁRATE, M; GILZ A.; NEME, G. **Condiciones paleoambientales y ocupaciones humanas durante la transición pleistoceno, holoceno y holoceno de Mendoza** - 1a ed. - Buenos Aires: Sociedad Argentina de Antropología, 2010.

ZÁRATE, M.; TRIPALDI, A.. The aeolian system of central Argentina. **Aeolian Research**. n. 3, 2012.
