

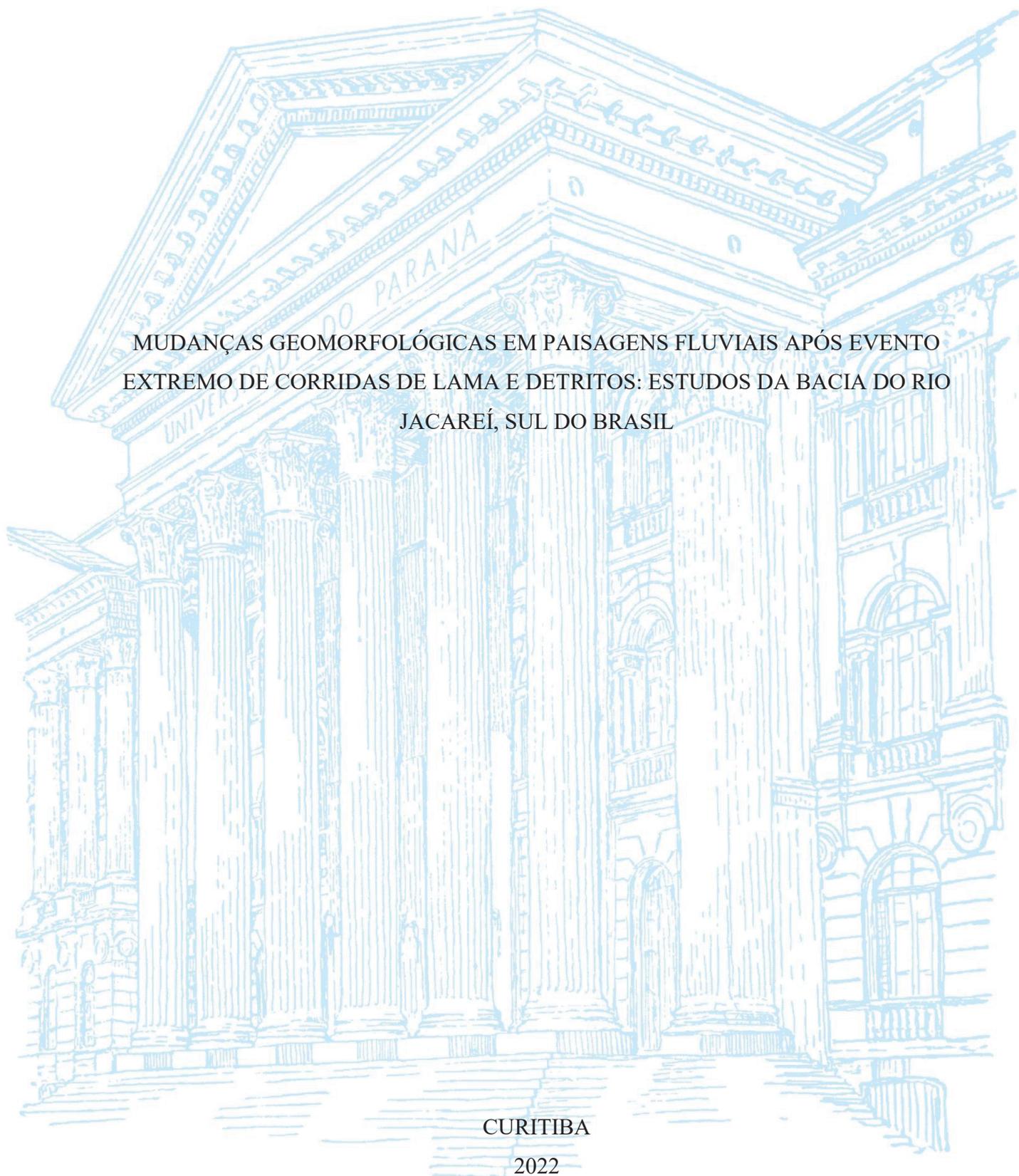
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

OTACÍLIO LOPES DE SOUZA DA PAZ

MUDANÇAS GEOMORFOLÓGICAS EM PAISAGENS FLUVIAIS APÓS EVENTO  
EXTREMO DE CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: ESTUDOS DA BACIA DO RIO  
JACAREÍ, SUL DO BRASIL

CURITIBA

2022



OTACÍLIO LOPES DE SOUZA DA PAZ

MUDANÇAS GEOMORFOLÓGICAS EM PAISAGENS FLUVIAIS APÓS EVENTO  
EXTREMO DE CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: ESTUDOS DA BACIA DO RIO  
JACAREÍ, SUL DO BRASIL

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Vedor de Paula

CURITIBA

2022

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR  
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

---

P348m Paz, Otacílio Lopes de Souza da

Mudanças geomorfológicas em paisagens fluviais após evento extremo de corridas de lama e detritos: estudos da bacia do Rio Jacareí, sul do Brasil [recurso eletrônico]/ Otacílio Lopes de Souza da Paz - Curitiba, 2022.

Tese (Doutorado) apresentada ao curso Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.  
Orientador: Prof. Dr. Eduardo Vedor de Paula

1. Geomorfologia. 2. Morfoestratigrafia. 3. Sedimentologia. I. Paula, Eduardo Vedor de. II. Título. III. Universidade Federal do Paraná

CDD 551.4

---

Bibliotecária: Vilma Machado CRB-9/1563



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA -  
40001016035P1

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **OTACÍLIO LOPES DE SOUZA DA PAZ** intitulada: **Mudanças geomorfológicas em paisagens fluviais após evento extremo de corridas de lama e detritos: estudos da bacia do rio Jacareí, sul do Brasil.**, sob orientação do Prof. Dr. EDUARDO VEDOR DE PAULA, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 19 de Abril de 2022.

Assinatura Eletrônica  
29/04/2022 07:33:50.0  
EDUARDO VEDOR DE PAULA  
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica  
26/04/2022 20:40:42.0  
RODOLFO JOSÉ ANGULO  
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica  
29/04/2022 12:42:00.0  
MONICA DOS SANTOS MARÇAL  
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO)

Assinatura Eletrônica  
28/04/2022 17:22:17.0  
RICARDO MICHAEL PINHEIRO SILVEIRA  
Avaliador Externo (INSTITUTO FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica  
26/04/2022 15:17:14.0  
MARIA CAROLINA VILLAÇA GOMES  
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DO ESTADO DE SANTA CATARINA)

Av. Cel. Francisco H dos Santos, 100 - Ed. João José Bigarella - 1º andar - sala 108 - CURITIBA - Paraná - Brasil  
CEP 81531-980 - Tel: (41) 3361-3450 - E-mail: ufprposgeografia@gmail.com

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.

Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 178369

Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp>  
e insira o código 178369

## AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Paraná (UFPR), pela estrutura e pelas oportunidades disponibilizadas durante toda minha formação científica.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001 – pela concessão da bolsa de doutorado dentro do Programa de Excelência Acadêmica (PROEX). Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPR, em especial a Alexandra Aparecida Gama por toda ajuda ao longo da caminhada.

Ao Prof. Dr. Eduardo Vedor de Paula, orientador desta tese de doutorado em Geografia. Eduardo, agradeço imensamente todo o incentivo, toda a confiança e todas as oportunidades a mim concedidas durante o processo formativo.

À equipe do Laboratório de Biogeografia e Solos (LABS). À equipe Laboratório de Geoprocessamento e Estudos Ambientais (LAGEAMB). À equipe do Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LABESED). À equipe do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR). À equipe do Centro de Pesquisas Aplicadas em Geoinformação (CEPAG). Muito obrigado pelo apoio nos levantamentos de campo, pelo diálogo ao longo da pesquisa e pela disponibilidade de equipamentos para análises.

Às Professoras Maria Carolina Villaça Gomes e Monica dos Santos Marçal e aos Professores Ricardo Michael Pinheiro Silveira e Rodolfo José Angulo pela participação na banca de defesa desta tese.

Aos Professores (e amigos) consultados em vários momentos durante a construção desta tese: Ednilson Roberto do Nascimento, Elaine de Cacia de Lima Frick, Everton Passos, Fabiano Antonio de Oliveira, Leonardo José Cordeiro Santos, Marcelo Renato Lamour, Roberto Carlos Pinto, Rodolfo José Angulo e Sony Cortese Caneparo.

À comunidade de Floresta (Morretes/PR) pela recepção durante as campanhas de campo, em especial a equipe do Aerial Jacareí, representado pelo Sr. Thiago Merks.

Às Geógrafas e amigas, Maíra Oneda Dal Pai e Marianne de Oliveira. Muito obrigado pela amizade, pelo apoio durante os campos e pelas inúmeras discussões científicas (ou não). Aos Geógrafos e amigos Utaro Borges e Robert Marques, participantes de projetos de pesquisa derivados desta tese. À minha psicóloga, Lia Marcia Finn.

À minha companheira, Ivandra Alves Ribeiro. Muito obrigado pelo apoio durante a jornada. Sempre vale a pena quando vejo você e a Dora ao meu lado. Te amo imensamente, Ivandra. À minha querida mãe, Rose, as minhas três irmãs, Tassyana, Thamyres e Taillyne, e em especial à minha amada avó, Zenaide (*in memoriam*). Amo muito vocês.

## RESUMO

Em 11 de março de 2011 uma série de processos gravitacionais foram desencadeados nas vertentes da Serra da Prata (litoral do Paraná), alterando profundamente a paisagem da bacia hidrográfica do rio Jacareí. A planície aluvial do rio Jacareí foi a área mais impactada pelo evento, soterrada pelas corridas de lama e detritos. Apesar disso, pouco se sabe sobre a interferência desse processo na estruturação sedimentar recente na planície aluvial e sobre as alterações fluviais nos trechos de canal de serra e de planície. Corridas de lama e detritos estão intrinsecamente relacionadas à morfogênese da Serra do Mar, contribuindo no aporte de sedimentos terrígenos à planície litorânea. O caso da bacia do rio Jacareí ilustra um processo comum na evolução das planícies aluviais situadas às margens da Serra do Mar, podendo revelar mais informações sobre a dinâmica de evolução desta paisagem. O objetivo desta tese é analisar as mudanças geomorfológicas na bacia do rio Jacareí, com ênfase em sua planície aluvial, a partir dos impactos das corridas de lama e detritos de 2011 no sistema fluvial. Especificamente, as análises foram pautadas em: 1) Identificar e caracterizar unidades morfoestratigráficas na planície aluvial do rio Jacareí; 2) Caracterizar a sedimentologia dos depósitos formados por corridas de lama e detritos em 2011 na planície aluvial do rio Jacareí; 3) Comparar a forma em planta de canais fluviais intramontanos, situados na Serra da Prata no período pré-evento e pós-evento; 4) Mensurar a evolução geomorfológica do rio Jacareí (trecho de planície), comparando o cenário anterior e posterior ao evento extremo de 2011. Os procedimentos metodológicos se distribuíram entre a elaboração de uma base de dados geoespaciais, campanhas de campo, análises laboratoriais, mapeamentos, análise em ambiente de Sistema de Informações Geográficas e testes estatísticos. A planície aluvial do rio Jacareí apresenta unidades morfoestratigráficas formadas pelo evento de 2011. Os depósitos formados apresentam fácies arenosas em estrutura maciça (Sm) sobreposta a fácies de material fino com elevado teor de matéria orgânica. Foi estimado que o evento de 2011 gerou um depósito com 1.7 milhão de toneladas de sedimentos, valor 8,5 vezes maior que a produção anual estimada de sedimentos nas unidades hidrográficas que drenam para o Complexo Estuarino de Paranaguá. Foram verificados processos de reorganização fluvial em canais fluviais intramontanos, divididos em capturas, formação de canais intermitentes e corte/desvio. No campo da morfodinâmica, foram constatadas maiores taxas de migração lateral do rio no período pós-evento, possivelmente relacionadas às transformações impostas pelo evento de 2011 e obras de engenharia executadas posteriormente. Os resultados obtidos permitem reflexões acerca dos processos evolutivos em planície aluvial, tais como: 1) compreensão da arquitetura sedimentar típica de evento de soterramento de planície aluvial - fácies arenosas em estrutura maciça sobrepostas a solos soterrados; 2) participação dos eventos de soterramento na dinâmica de evolução de rios meandrantés em margem serrana. A atual configuração de paisagem da planície aluvial do rio Jacareí deve ser considerada em estudos de ordenamento territorial, visto a alteração das dinâmicas da paisagem em comparação ao período anterior a 2011.

Palavras-chave: Movimentos de massas; Morfoestratigrafia; Sedimentologia; Morfodinâmica fluvial; Ordenamento territorial.

## ABSTRACT

In March 2011, a series of gravitational processes were triggered on the slopes of Serra da Prata (coast of Paraná, southern Brazil) profoundly altering the landscape of the Jacareí basin. The alluvial plain of the Jacareí River was the area most impacted by the event, buried by mud and debris flows. However, the interference of this process in the recent sedimentary structuring in the alluvial plain and on the fluvial alterations in the stretches of the mountain channel and the plain is still unknown. Mud and debris flows are intrinsically related to the morphogenesis of Serra do Mar, contributing to the contribution of terrigenous sediments to the coastal plain. The case of the Jacareí basin illustrates a common process in the evolution of the alluvial plains located on the banks of the Serra do Mar, which may reveal more information about the dynamics of this landscape evolution. In this thesis, the objective is to analyze the geomorphological evolution of the Jacareí basin, with emphasis on its alluvial plain, from the impacts of the mud and debris flows of the 2011 river system. Specifically, the analyzes were guided by: 1) Identifying and characterizing morphostratigraphic units in the alluvial plain of the Jacareí River; 2) To characterize the sedimentology of the deposits formed by mud and debris flows in 2011 in the alluvial plain of the Jacareí River; 3) Measure the geomorphological evolution of the Jacareí River (plain stretch), comparing the scenario before and after the extreme event of 2011; 4) Compare the shape in plan of intramontane fluvial channels located in Serra da Prata in the pre-event and post-event period. The methodological procedures were distributed among the elaboration of a geospatial data base, field campaigns, laboratory analysis, mapping, analysis in a Geographic Information System environment and statistical tests. The alluvial plain of the Jacareí River has morphostratigraphic units specifically formed by the 2011 event. The deposits formed have sandy facies in massive structure (Sm) superimposed on facies of fine material with a high content of organic matter. It was estimated that the 2011 event generated a deposit with 1,7 million tons of sediments, a value 8.5 times greater than the estimated annual production of sediments in the hydrographic units that drain into the Estuarine Complex of Paranaguá. Fluvial reorganization processes were observed in intramontane fluvial channels, divided into captures, channel formation and cut/diversion. In the field of morphodynamics, higher rates of lateral migration of the river were observed in the post-event period, possibly related to the transformations imposed by the 2011 event and engineering works carried out later. The results obtained allow reflections on evolutionary processes in floodplains, such as: 1) understanding of the sedimentary architecture typical of floodplain burial events - sandy facies in massive structure superimposed on buried soils; 2) participation of burial events in the dynamics of evolution of meandering rivers on the mountain bank. The current landscape configuration of the Jacareí river floodplain should be considered in territorial planning studies, given the change in landscape dynamics compared to the period prior to 2011.

Keywords: Landslides; Morphostratigraphy; Sedimentology; River Morphodynamics; Land Use Planning.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>10</b>
1.1 HIPÓTESE, OBJETIVO E APRESENTAÇÃO .....	11
<b>2 A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JACAREÍ.....</b>	<b>14</b>
2.1 O EVENTO EXTREMO “ÁGUAS DE MARÇO” DE 2011 .....	17
<b>3 REVISÃO TEÓRICA .....</b>	<b>23</b>
3.1 SISTEMA FLUVIAL E DINÂMICA DE SEDIMENTOS NA SERRA DO MAR.....	23
3.2 PROCESSOS GRAVITACIONAIS: FORMAS E DEPOSITOS ASSOCIADOS.....	29
3.3 PROCESSOS FLUVIAIS: FORMAS E DEPÓSITOS ASSOCIADOS.....	32
3.4 ABORDAGENS E TÉCNICAS NO ESTUDO DE PACOTES SEDIMENTARES.....	35
<b>4 MORFOESTRATIGRAFIA DE PLANÍCIE ALUVIAL SOTERRADA POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS RECENTES: ESTUDO A PARTIR DA BACIA DO RIO JACAREÍ - PARANÁ.....</b>	<b>38</b>
4.1 INTRODUÇÃO.....	38
4.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....	39
4.2.1 Área de estudo .....	39
4.2.2 Materiais e métodos.....	40
4.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	43
4.3.1 Unidades anteriores ao evento de 2011 .....	45
4.3.2 Unidades formadas pelo evento de 2011 .....	46
4.3.3 Unidades posteriores ao evento de 2011 .....	52
4.3.4 Discussão.....	55
4.4 CONCLUSÕES.....	59
<b>5 SEDIMENTOLOGIA E RECONSTITUIÇÃO VOLUMÉTRICA DE DEPÓSITOS DE CORRIDAS DE LAMA EM PLANÍCIE ALUVIAL: ESTUDO NA BACIA DO RIO JACAREÍ, PARANÁ .....</b>	<b>60</b>
5.1 INTRODUÇÃO.....	60
5.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....	61
5.2.1 Área de estudo .....	61
5.2.2 Dados geoespaciais e mapeamento dos depósitos e linhas de fluxo .....	63
5.2.3 Levantamentos de campo e sedimentologia .....	65
5.2.4 Reconstituição volumétrica dos depósitos.....	67
5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	67

5.3.1 Sedimentologia dos depósitos formados em 2011 .....	69
5.3.2 Reconstituição volumétrica .....	74
5.3.3 Discussão .....	76
5.4 CONCLUSÃO.....	77
<b>6 REORGANIZAÇÃO FLUVIAL EM PAISAGEM SERRANAS: INTERAÇÃO ENTRE PROCESSOS GRAVITACIONAIS E FLUVIAIS NA SERRA DA PRATA, LITORAL DO PARANÁ.....</b>	<b>79</b>
6.1 INTRODUÇÃO.....	79
6.2 PROCEDIMENTOS METODOLOGICOS .....	80
6.2.1 Construção da base de dados geoespacial .....	82
6.2.2 Critérios de análise de reorganização fluvial.....	83
6.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	84
6.4 CONCLUSÕES.....	91
<b>7 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE CANAL FLUVIAL APÓS OBRAS DE ENGENHARIA E ASSOREAMENTO POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: O CASO DO RIO JACAREÍ (LITORAL DO PARANÁ).....</b>	<b>93</b>
7.1 INTRODUÇÃO.....	93
7.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....	95
7.3 RESULTADOS .....	100
7.4 DISCUSSÃO .....	108
7.5 CONCLUSÕES.....	111
<b>8 DISCUSSÃO GERAL DOS RESULTADOS DA TESE.....</b>	<b>113</b>
8.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS ALCANÇADOS.....	113
8.2 DIÁLOGO ENTRE OS RESULTADOS DA PESQUISA E HIPÓTESES LEVANTADAS .....	114
8.3 POSSIBILIDADE DO APRIMORAMENTO DO MODELO DE SEDIMENTAÇÃO EM SISTEMAS FLUVIAIS MEANDRANTE.....	115
8.4 DESPROPORÇÃO ENTRE LARGURA DAS PLANÍCIES ALUVIAIS E O CANAL FLUVIAL E AS PLANÍCIES DE SOLEIRAS.....	122
8.5 IMPLICAÇÕES DAS CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS QUANTO À CONECTIVIDADE DA PAISAGEM NA BACIA DO RIO JACAREÍ.....	125
8.6 IMPLICAÇÕES AO ORDENAMENTO TERRITORIAL E PLANEJAMENTO AMBIENTAL.....	135
<b>9 CONCLUSÕES.....</b>	<b>140</b>

9.1 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	142
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>144</b>
<b>APÊNDICE 1 – QUADRO SÍNTESE E FICHAS DE CAMPO DOS PONTOS AMOSTRAIS UTILIZADOS NA ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA.....</b>	<b>162</b>
<b>APÊNDICE 2 – LISTA DOS PONTOS AMOSTRAIS UTILIZADOS NA ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E FICHAS DE CAMPO .....</b>	<b>175</b>
<b>APÊNDICE 3 – DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS PONTOS AMOSTRAIS UTILIZADOS NA ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA.....</b>	<b>195</b>
<b>APÊNDICE 4 – LISTA DOS PONTOS AMOSTRAIS UTILIZADOS NA ESTIMATIVA VOLUMÉTRICA DOS DEPÓSITOS PSAMÍTICOS .....</b>	<b>196</b>
<b>APÊNDICE 5 – MAPAS EM FORMATO A2: MORFOESTRATIGRAFIA, DEPÓSITOS, EVOLUÇÃO HISTÓRICA DA LINHA CENTRAL DO RIO JACAREÍ (1953-2019), ZONA DE MIGRAÇÃO HISTÓRICA DO RIO JACAREÍ (1953-2019) E CARTAS-IMAGEM DE 2011 E 2019 .....</b>	<b>199</b>

## 1 INTRODUÇÃO

No dia 11 de março de 2011 ocorreu na porção central do litoral paranaense uma série de processos gravitacionais, envolvendo predominantemente deslizamentos e corridas de lama e detritos. A bacia hidrográfica do rio Jacaréi (BRJ), situada na zona rural dos municípios de Morretes e Paranaguá, foi a área mais afetada pelo evento. Em uma estação de monitoramento próxima à BRJ, foi registrado apenas no dia 11 acumulado pluviométrico de 236,8 mm, valor superior à média climatológica mensal estimada em 227 mm (ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016).

Foi na Serra da Prata, especificamente em sua porção situada no município de Paranaguá, onde foi registrada a maior concentração de deslizamentos (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012). Nas vertentes leste, o material movimentado formou depósitos nos canais intramontanos, chegando em alguns pontos a atingir a planície litorânea, mas não formando cones de dejeção (ou leques). Já nas vertentes a oeste, que compõem a BRJ, o material movimentado concentrou-se nos vales fluviais e soterrou a planície aluvial a jusante, alterando profundamente a paisagem da área.

Neste período, eventos extremos de precipitação e suas consequências também foram registrados em outros pontos do litoral paranaense, resultando em um estado de calamidade pública na região, com diversos registros de deslizamentos e inundações em áreas urbanas, desabamentos, isolamento de comunidades e inundações generalizadas (DEFESA CIVIL, 2019). Foi um dos maiores desastres ambientais registrados na história do Paraná, demandando intensa atuação da Defesa Civil, que denominou o conjunto de ações desempenhadas de operação “Águas de Março” (ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016).

A situação de calamidade da região rapidamente ganhou destaque nos principais meios de comunicação do Paraná e do Brasil (CARRIEL, 2011; LEITÓLES; GERON; ALMEIDA, 2011; RUPP; CARRIEL; MILAN, 2011). O desastre “Águas de Março” resultou em perdas e danos materiais, destruição e interdição de importante pontos de infraestrutura no litoral do Paraná, deixando milhares de pessoas em situação de vulnerabilidade e seis óbitos (ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016).

Os movimentos de massas estão intrinsecamente relacionados ao processo de denudação da Serra do Mar. O evento de 2011 na Serra da Prata exemplifica este processo, em que as vertentes com elevado grau de conservação ainda são suscetíveis a processos gravitacionais desencadeados por eventos extremos pluviométricos. Ainda, Fiori (2016) indica que, após elevadas condições de saturação, a presença de vegetação se torna um fator

que aumenta a propensão aos deslizamentos. A presença de troncos nas corridas de lama e detritos acaba por ampliar sua força destrutiva.

Os índices pluviométricos, as características litológicas e a morfometria do relevo das vertentes da BRJ embasaram importantes estudos sobre a suscetibilidade a processos gravitacionais em toda a Serra do Mar paranaense, permitindo um refinamento dos modelos preditivos (SILVEIRA et al., 2014; PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2015b; FACURI; PICANÇO, 2021).

No meio acadêmico, a BRJ se tornou área de estudo comum em diversos estudos científicos, de diferentes instituições e com distintas temáticas e abordagens. No campo da Geomorfologia, os estudos realizados concentraram-se no ramo da Geomorfologia de Processos/Vertentes. Foram executados principalmente estudos de caracterização e classificação dos processos gravitacionais (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; PICANÇO; NUNES, 2013) e estudos de modelagem de suscetibilidade a movimentos de massa (SILVEIRA et al., 2013b, 2013a; PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2015a; FOLADOR; SILVEIRA; FIORI, 2018; PICANÇO et al., 2018; FACURI; PICANÇO, 2021).

Os canais fluviais e as planícies aluviais da BRJ foram profundamente impactados pelas corridas de lama e detritos de 2011. Em trabalhos de campo, foram observados depósitos diretamente formados pelo evento de 2011 e reajustes fluviais relacionados a esta nova configuração de paisagem. Este cenário de mudanças geomorfológicas, pautado na interface de processos gravitacionais e processos fluviais, ainda é tema pouco abordado na literatura nacional. Em suma, existe uma lacuna no entendimento de como eventos extremos de corridas de lama e detritos recentes modificam as paisagens fluviais.

Utilizando o caso da BRJ, a verticalização de estudos dentro da temática apresentada pode fornecer mais informações sobre o processo evolutivo das paisagens fluviais situada às margens da Serra do Mar, uma importante macropaisagem brasileira. Ainda, pode relevar mais sobre a participação destes processos na morfogênese da planície litorânea, através do aporte de sedimentos terrígenos.

## 1.1 HIPÓTESE, OBJETIVO E APRESENTAÇÃO

Considerando as lacunas apontadas, a pergunta central desta tese é: **quais mudanças geomorfológicas são observadas em paisagens fluviais serranas após ocorrência de eventos extremos de corridas de lama e detritos?** Considerando o questionamento central,

levanta-se hipóteses referentes a implicações desses processos na planície aluvial e implicações na rede de canais, eixos constituintes do sistema fluvial.

Quanto à planície aluvial:

H1: O intenso aporte de fluxos de lama e detritos gera uma cobertura sedimentar homogênea sobreposta à planície de inundação pretérita.

H2: O material sedimentar depositado apresenta mudanças abruptas de granulometria em comparação com a superfície pretérita, exibindo padrão geral de arquitetura sedimentar de material grosso (classe areia e acima) sobreposto a material fino (silte e argila).

Quanto aos canais fluviais:

H3: As características de velocidade e viscosidade dos fluxos de lama e detritos favorecem o rompimento de margem, gerando processos de reorganizações fluviais.

H4: As transformações impostas pelos fluxos de lama e detritos ao sistema fluvial de planície alteram o ritmo de mobilidade lateral do rio, impedindo seu retorno às condições anteriores ao evento.

Assim, o objetivo geral desta tese é **analisar a evolução geomorfológica da bacia do rio Jacareí, com ênfase em sua planície aluvial, a partir dos impactos das corridas de lama e detritos ocorridos em março de 2011 no sistema fluvial**. Considerando as hipóteses levantadas, apresentam-se como objetivos específicos:

- a) Identificar e caracterizar unidades morfoestratigráficas na planície aluvial do rio Jacareí;
- b) Caracterizar a sedimentologia dos depósitos formados por corridas de lama e detritos em 2011 na planície aluvial do rio Jacareí;
- c) Mensurar a evolução geomorfológica do rio Jacareí (trecho de planície), comparando o cenário anterior e posterior ao evento extremo de 2011;
- d) Comparar a forma em planta de canais fluviais intramontanos situados na Serra da Prata no período pré-evento e pós-evento.

Cada hipótese levantada gerou um artigo científico. Cada artigo demandou procedimentos metodológicos distintos. Assim, optou-se por apresentar cada artigo gerado como um capítulo desta tese. Logo, a estrutura de introdução, caracterização da área de estudo, procedimentos metodológicos e resultados e discussão será repetida quatro vezes ao longo da

tese. É possível que algumas informações sejam repetidas em cada subtópico do artigo, sendo estas necessárias à compreensão individual de cada artigo.

Ademais, antes dos artigos gerados, será apresentada uma caracterização da área de estudo (capítulo 2), indicando seu contexto geológico, geomorfológico, hidrográfico e climatológico. O capítulo 3 apresenta uma revisão dos principais conceitos pertinentes à tese, necessários à discussão geral dos resultados.

No artigo 1 (capítulo 4) propõe-se analisar a configuração morfoestratigráfica da planície aluvial do rio Jacaré em 2019, com ênfase na identificação das fácies estratigráficas formadas pelo evento de 2011 e formas superficiais associadas. Com base nestes resultados, o artigo 2 (capítulo 5) apresenta uma análise sedimentológica e estima o volume/massa dos depósitos formados no evento de 2011.

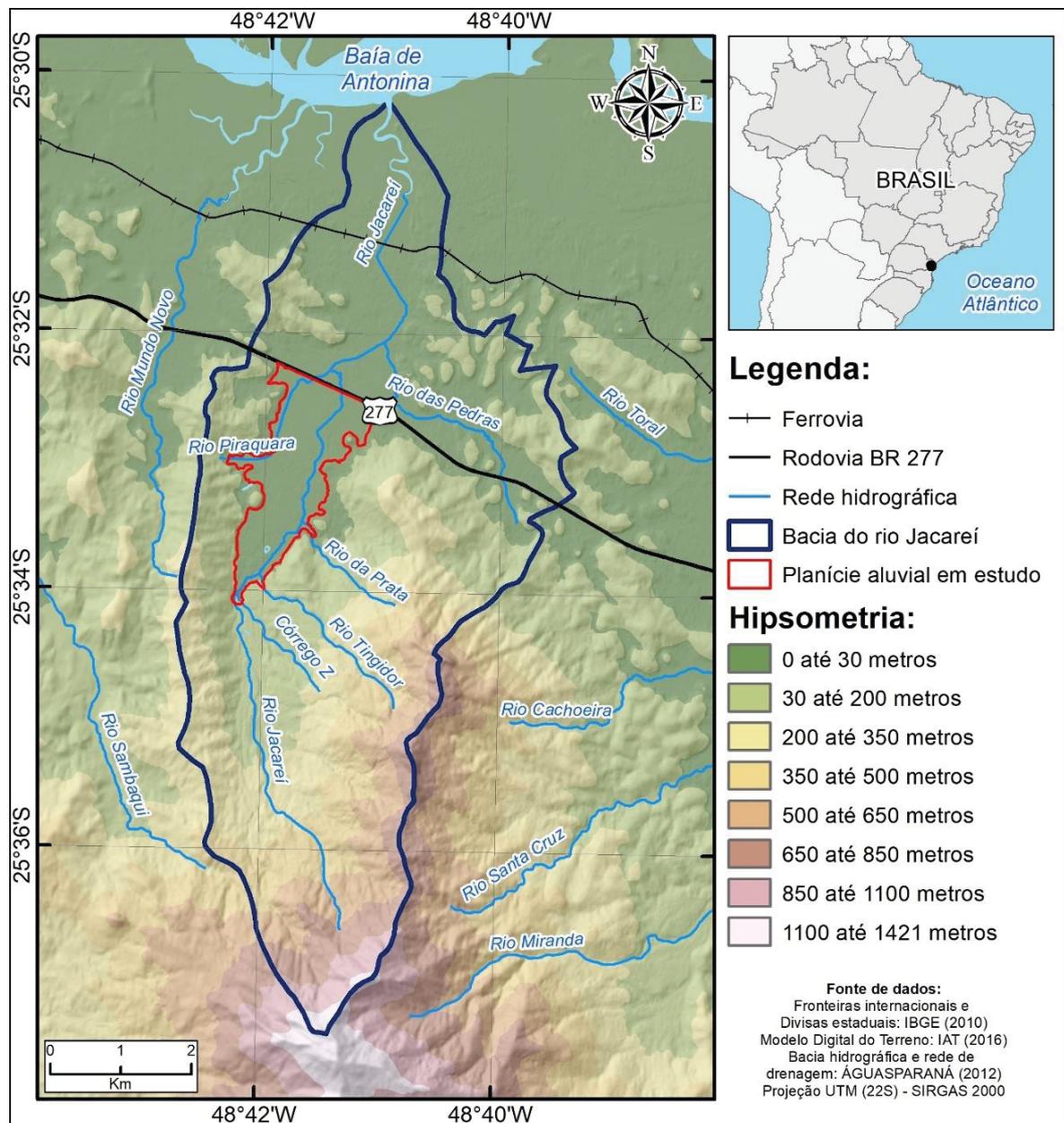
O artigo 3 (capítulo 6) tem como recorte de análise os canais fluviais situados na Serra da Prata que sofreram reorganizações fluviais decorrentes das corridas de lama e detritos de março de 2011. O artigo 4 (capítulo 7) foca no trecho do rio Jacaré situado na planície aluvial, visando comparar sua morfometria, morfologia e morfodinâmica nos períodos pré e pós o evento de março de 2011.

Em seguida, é apresentada uma discussão geral dos resultados obtidos nesta tese, seguida de avaliação das hipóteses levantadas e reflexões nos conceitos de Geomorfologia fluvial aplicados a paisagens serranas. Também se discute possíveis implicações das características de paisagens fluviais alteradas, como da Bacia do Rio Jacaré, em ações de planejamento ambiental e ordenamento territorial. Por fim, são apresentadas as conclusões da tese, sintetizando os resultados obtidos e destacando lacunas identificadas. Como apêndices do trabalho, estão representadas tabelas com descritivos dos pontos amostrais, mapas em tamanho A2.

## 2 A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JACAREÍ

A área de estudo desta tese é a bacia do rio Jacareí (BRJ), com ênfase em parte de sua planície aluvial (Figura 2.1). O rio Jacareí tem sua nascente na Serra da Prata e foz na baía de Antonina, totalizando 14,81 km de extensão, sendo 35% (5,13 km) no setor Serra e 65% (9,68 km) no setor Planície. O rio Jacareí apresenta direção geral de fluxo norte e alcança a 5ª ordem (classificação de Strahler) ao encontrar o rio das Pedras no setor de planície, afluente de margem direita, mantendo a ordem até desaguar na baía de Antonina.

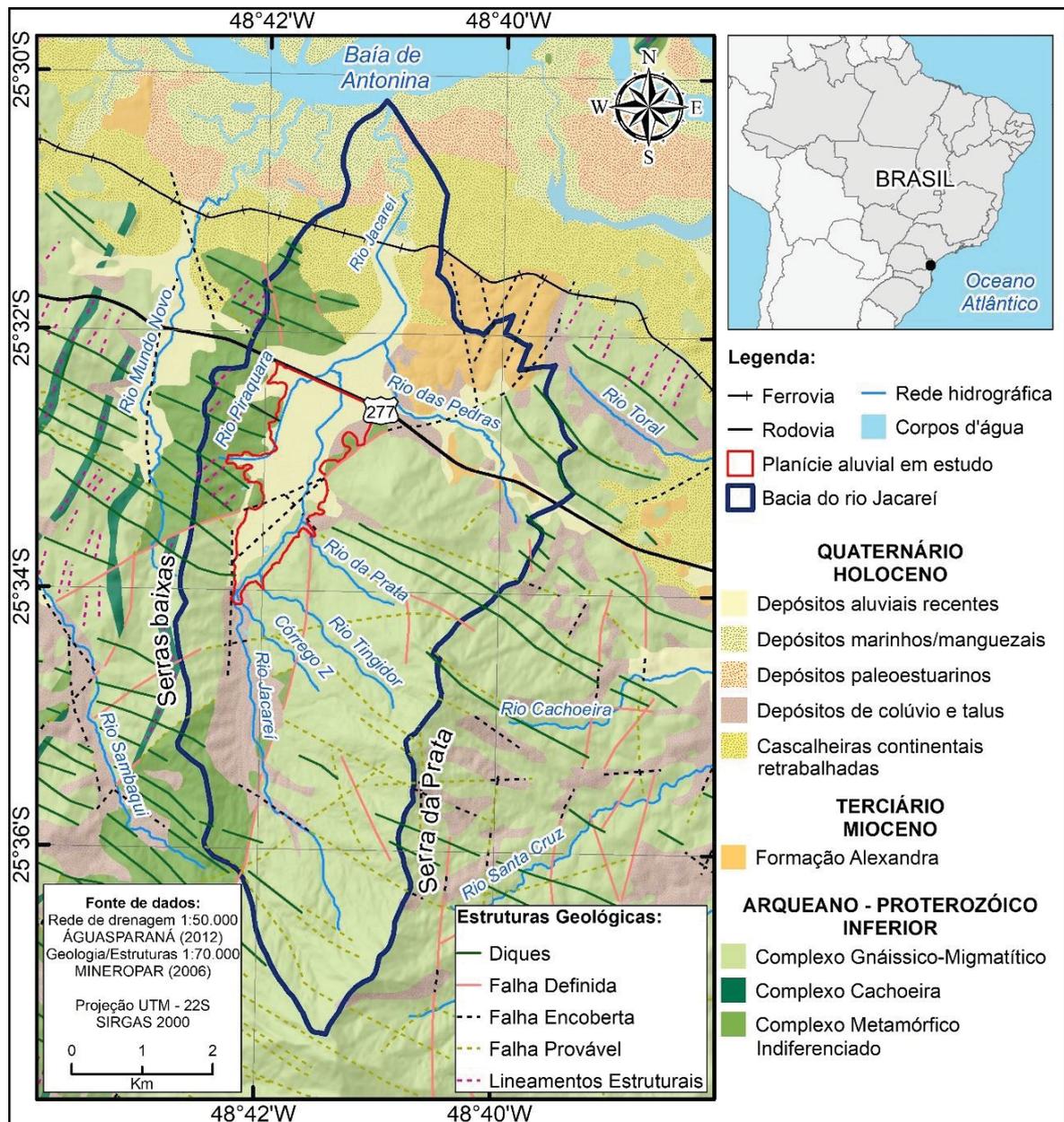
Figura 2.1 – Localização e hipsometria da área de estudo.



Organização: O autor (2022).

A BRJ apresenta 40,28 km<sup>2</sup> e situa-se entre os municípios de Paranaguá e Morretes, porção central do litoral do Paraná, no sul do Brasil. Os mapeamentos geológicos (1:70.000) apontam no recorte de planície em estudo a presença de aluviões recentes, o que justifica a designação “planície aluvial”. No interior da planície aluvial encontra-se a comunidade de Floresta (ou distrito de Floresta), pertencente a Morretes. A jusante da rodovia BR 277, a planície do rio Jacaré apresenta diversos ambientes sedimentares com distintas gênese (Figura 2.2).

Figura 2.2 – Geologia e estruturas da bacia hidrográfica do rio Jacaré.



Organização: O autor (2022).

A BRJ apresenta vale fluvial assimétrico, com configurações de vertentes distintas nas duas margens (MINEROPAR, 2011). Na margem direita, os divisores de drenagem situam-se na Serra da Prata, com altitudes variando entre 800 e 1421 metros, enquanto na margem esquerda os interflúvios localizam-se em um conjunto de serras baixas com altitudes variando entre 200 e 433 metros (MINEROPAR, 2011; SILVEIRA, 2019).

A Serra da Prata é sustentada por rochas granito-gnáissica-migmatíticas, relacionadas ao Complexo Cachoeira, enquanto as serras baixas a oeste são compostas por rochas metamórficas indiferenciadas da Formação Rio das Cobras (MINEROPAR, 2011). Também são encontradas estruturas como diques, falhas e lineamentos estruturais, estando estes relacionados com o relevo e com a rede hidrográfica da área (MINEROPAR, 2006; 2011). Entre o terço médio e inferior das vertentes encontram-se depósitos sedimentares quaternários de colúvios e leques aluviais (ANGULO, 2004; MINEROPAR, 2011).

Conforme já citado, após a rodovia BR 277 são encontrados depósitos terrígenos da Formação Alexandra (Mioceno Inferior) em colinas isoladas com altitude aproximada de 30 metros (ANGULO, 2004). Também são encontrados pacotes sedimentares em planícies fluvio-marinhas, planícies marinhas, planícies estuarinas e planícies paleoestuarinas (ANGULO, 2004).

Cabe destacar que em função das diferenças altimétricas entre os interflúvios da BRJ, os processos morfogenéticos apresentam distintos potenciais de energia (MINEROPAR, 2011). O rio Jacaréi nasce na Serra da Prata e segue com padrão retilíneo em vale encaixado com direção geral noroeste até adentrar a planície aluvial, onde muda sua direção geral para nordeste e apresenta padrão sinuoso. Neste trecho o Jacaréi se enquadra como rio de 4ª ordem, até encontrar o rio das Pedras, após a rodovia BR 277, onde se torna de 5ª ordem e mantém até desaguar na baía de Antonina.

A planície aluvial do rio Jacaréi apresenta característica típica encontrada na planície litorânea paranaense: desproporção entre o tamanho da planície aluvial e o canal fluvial (ANGULO, 2004). Enquanto o canal do rio Jacaréi apresenta em média 7,7 metros, a planície aluvial varia entre 650 e 1200 metros de largura. Tal característica é atribuída às oscilações do nível médio do mar, onde em período de mar baixo, grandes vales fluviais foram escavados e posteriormente afogados durante período de mar alto (ANGULO, 1992, 2004).

A partir desta característica, verifica-se no interior da planície áreas distais sem conexão com o canal fluvial, bem como áreas de deposição atual na planície de inundação proximal. Depósitos formados por eventos extremos de corridas de lama e detritos, como o

que ocorreu em 2011, podem ser enquadrados como depósitos atuais. Terraços fluviais são encontrados nas proximidades com as vertentes.

Quanto ao contexto climático, a Serra do Mar influencia na umidade, temperatura, precipitações e atua como barreira para o avanço das massas de ar (VANHONI; MENDONÇA, 2008). Nas porções mais elevadas da Serra do Mar tem-se significativa redução das médias térmicas, com elevada média de pluviosidade anual, o que se enquadra no tipo climático Cfb - Subtropical Úmido - Mesotérmico com verão fresco (VANHONI; MENDONÇA, 2008). O restante do litoral do Paraná apresenta-se úmido em todas as estações com verão quente, resultando na classificação climática tipo Cfa - Clima temperado chuvoso e moderadamente quente (VANHONI; MENDONÇA, 2008).

As chuvas são bem distribuídas ao longo do ano, com maior concentração no verão e menor no inverno (VANHONI; MENDONÇA, 2008). O El Niño influencia no aumento das médias anuais de precipitação (VANHONI; MENDONÇA, 2008). Eventos pluviométricos extremos são frequentemente registrados no litoral, identificados como aqueles com acumulados iguais ou superiores a 50 mm/24h, com ocorrência predominando nos meses de verão (VANHONI; MENDONÇA, 2008). Tais eventos ampliam taxas de transporte de sedimentos dos rios e podem deflagrar processos de deslizamentos e inundações (PAULA, 2010; MACHADO, 2016).

Quanto ao contexto pedológico, em mapeamentos anteriores a 2011, na planície aluvial do rio Jacareí eram encontrados Cambissolos Flúvicos (CY) associados a Gleissolos Háplicos (GX) (EMBRAPA, 1984; PAULA, 2010). Cambissolos apresentam horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial (SANTOS et al., 2018). A subordem flúvico se refere a solos com forte influência de sedimentos de natureza aluvionar ou colúvio-aluvionar (SANTOS et al., 2018).

Gleissolos são formados em ambientes permanentes ou periodicamente saturados por água, apresentando horizonte subsuperficial de cor acinzentada (horizonte Gley) (SANTOS et al., 2018). A subordem háplico descreve que estas ocorrências de Gleissolos não apresentam características para se enquadrarem em outras subordens. Tanto CY como GX são tipicamente encontrados de forma associada em planícies aluviais no litoral do Paraná.

## 2.1 O EVENTO EXTREMO “ÁGUAS DE MARÇO” DE 2011

Em 11 de março de 2011, após 10 dias de constante e elevada pluviosidade, diversos pontos no litoral do Paraná registraram deslizamentos, erosão e assoreamento de drenagens e

inundações generalizadas (ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016; DEFESA CIVIL, 2019). Tais eventos resultaram em perdas e danos materiais (casas, ruas, pontes...) e afetou profundamente a população local, deixando milhares de pessoas em vulnerabilidade e seis óbitos (ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016).

Foi um dos maiores desastres ambientais da história do Paraná. O conjunto de ações desempenhadas pela Defesa Civil (federal, estadual e municipal) e órgãos de apoio frete ao estado de emergência foi denominado operação “Águas de Março” (ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016; MINATEL, 2021). A BRJ foi a área mais afetada, com perdas e danos materiais, população desalojada, um óbito e alterações significativas na paisagem.

O instituto SIMEPAR – Sistema de Tecnologia e Monitoramento Ambiental do Paraná – realizou estudo comparando as médias históricas de precipitação com as registradas no dia do evento (Quadro 2.1). A estação no KM 15 da rodovia BR 277, distante aproximadamente 3 km da BRJ e a 20 metros de altitude, registrou no dia 11 de março 236,8 mm acumulados, valor superior ao esperado para todo mês de março. A mesma estação apresentou acumulado de 461 mm entre o dia 1º e 15 de março.

Quadro 2.1 - Precipitação acumulada em milímetros (mm) nas estações próximas a BRJ em março de 2011.

Estação/ Responsável	Distância planície do rio Jacareí	Altitude	11 de março	Entre 1º e 15 de março	Média climatológica para março	Anomalia*
KM 15 Ecovia	≅ 3 km	≅ 20 m	236,8	461	227	+ 234
Morretes SIMEPAR	≅ 12 km	50.31 m	230,6	480	227	+ 253
Serra da Igreja UFPR***	≅ 18 km	≅ 1300 m	236,5	677,4	227**	+ 450,4

\* Anomalia calculada a partir da subtração da média entre 1º e 15 de março e a média climatológica de março.

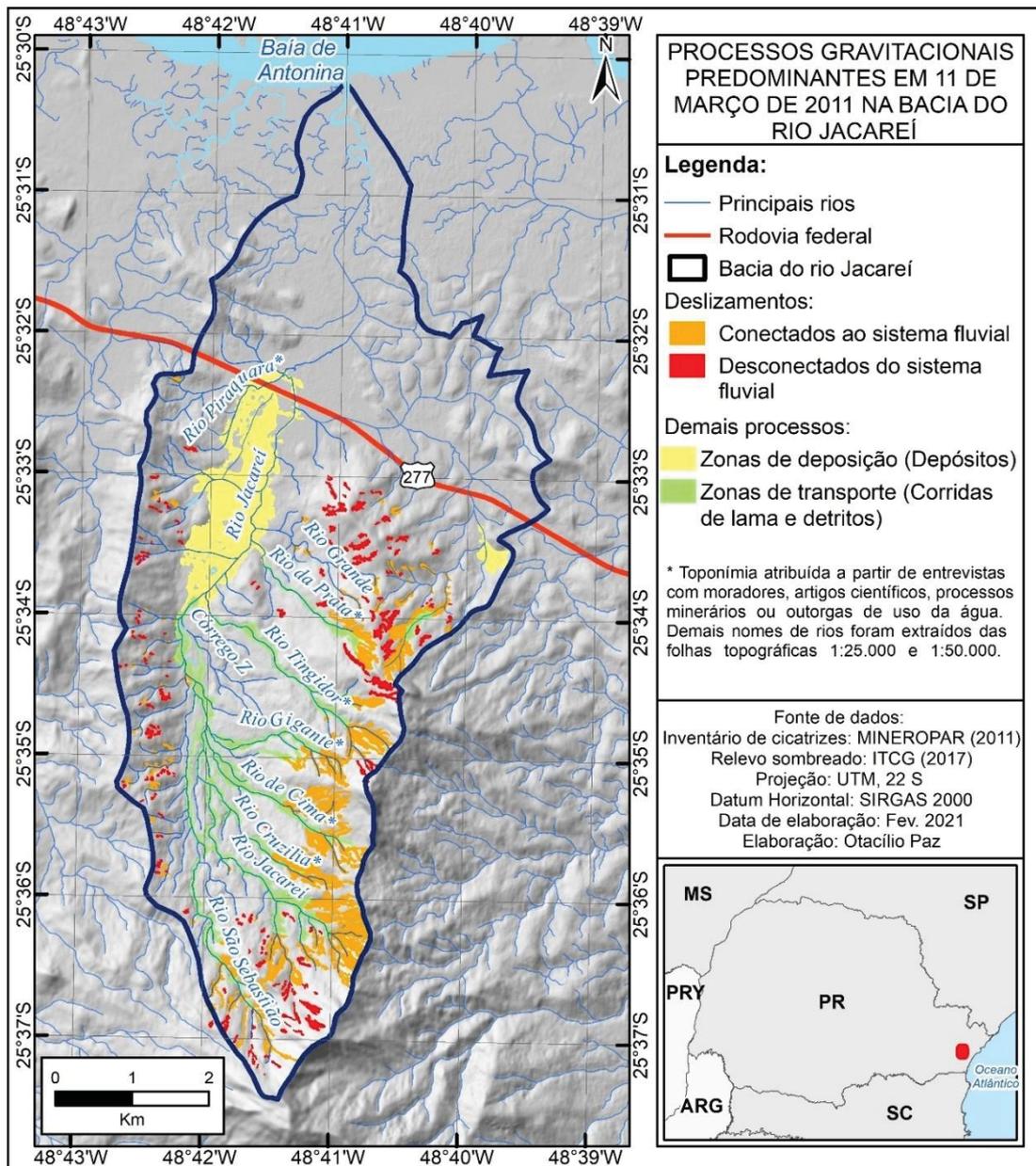
\*\* O estudo do SIMEPAR não contemplou a estação Serra da Igreja, não sendo calculada a média climatológica para março, sendo assumido o valor de calculado para a estação mais próxima (Estação Km 41 – BR 277 – Ecovia). \*\*\* Monitoramento realizado por docentes do departamento de Geografia da Universidade Federal do Paraná. Fonte: O autor (2022).

A estação Serra da Igreja, distante aproximadamente 18 km e a 1300 metros de altitude, registrou para o dia 11/03/2011 um acumulado pluviométrico de 236,5 mm, valor semelhante ao encontrado na estação Km 15. No entanto, entre 1º e 15 de março a estação Serra da Igreja marcou um acumulado de 677,7 mm, quase três vezes a média esperada para março.

Tais acumulados precipitação desencadearam deslizamentos em diversos pontos na Serra do Mar, concentrando no terço superior das vertentes da Serra da Prata (SILVEIRA et al., 2014). Também foram registrados escorregamentos rotacionais nas margens dos canais

intramontanos (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; SILVEIRA et al., 2014). O material desprendido foi transportado pelos vales na forma de corridas de lama e detritos até a planície aluvial à jusante (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2014; SILVEIRA et al., 2014). A Figura 2.3 apresenta inventário das cicatrizes deixadas pelo evento na BRJ, as classificando de acordo com o processo gravitacional e sua conectividade com o sistema fluvial.

Figura 2.3 – Processos gravitacionais predominantes ocorridos em 11 de março de 2011 na BRJ.

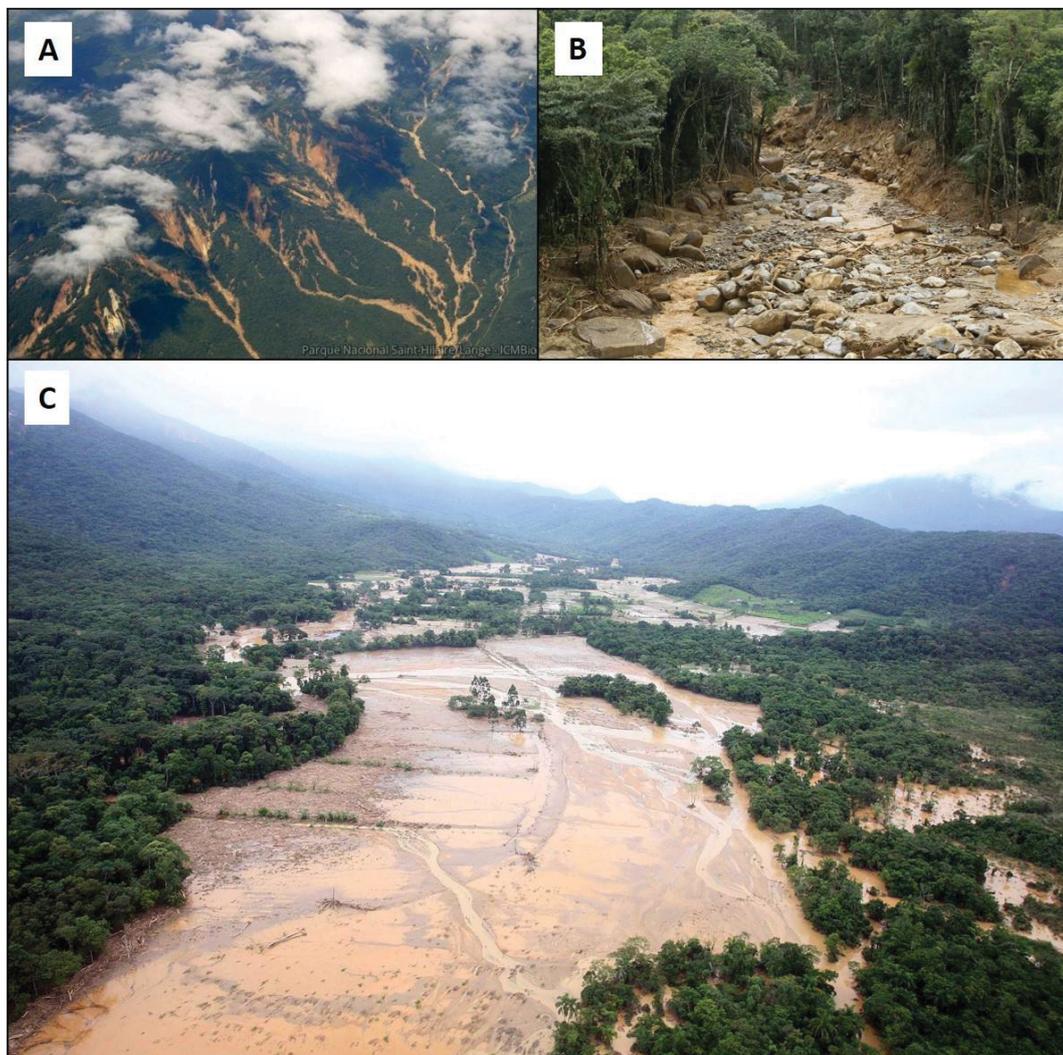


Organização: O autor (2022).

Este mapeamento indica deslizamentos (Figura 2.4 – A), zonas de transporte (Figura 2.4 – A e B) e zona de deposição (Figura 2.4 – C) na BRJ. Foram mapeados 341

escorregamentos, aproximadamente 2,33 km<sup>2</sup>. Destes, 142 estão conectados com o sistema fluvial (aproximadamente 1,84 km<sup>2</sup> - 79%). Os rios São Sebastião, Jacaréí, Cruzília, de Cima, Tingidor e da Prata formaram zonas de transporte devido às corridas de lama e detritos, somando aproximadamente 1,34 km<sup>2</sup>. A chegada dos fluxos de lama e detritos na planície se deu pelos rios da Prata, Tingidor e Jacaréí. Os rios Gigante, de Cima, Cruzília e São Sebastião se conectam ao rio Jacaréí antes de chegar à planície aluvial. A área de deposição foi estimada em 1,95 km<sup>2</sup>, se estendendo do sopé das vertentes até aproximadamente 300 metros após a rodovia BR 277.

Figura 2.4 – (A): Vista aérea de deslizamentos e zonas de transporte na Serra da Prata em 29/07/2011. (B): Exemplo de zona de transporte no vale fluvial do rio Tingidor. Note incisão resultante. (C): planície do rio Jacaréí soterrada após chegada as corridas de lama e detritos.



FONTE: (A): Parque Nacional de Saint-Hilaire/Lange (2011). (B): Orlando Kissner/AENotícias (2011). (C): Rogério Machado/SECJ (2011).

Com a força do evento, depósitos foram exumados nos vales fluviais (Figura 2.4 – B) e planície do rio Jacaréi sofreu uma inundação generalizada (Figura 2.4 – C). O material predominantemente grosso (areias, cascalhos e blocos) foi depositado nas desembocaduras dos rios, formando leques aluviais. Sedimentos mais finos (silte e argila) juntamente com material lenhoso se espalham ao longo da planície, sendo barrados pelo aterro da rodovia BR 277.

Com acúmulo de troncos, a ponte da rodovia BR 277 sobre o rio Jacaréi cedeu (Figura 2.5 – A), escoando a inundação com alta carga sedimentar para a baía de Antonina (Figura 2.5 – C). Neste processo foram formadas áreas de deposição após a rodovia BR 277. O canal do rio Jacaréi foi radicalmente descaracterizado, sendo assoreado pelos sedimentos depositados e entulhado devido ao acúmulo de material lenhoso (Figura 2.5 – A e B).

Figura 2.5 – (A): Retirada do acumulado de material lenhoso da planície aluvial do rio Jacaréi. (B): Assoreamento do rio Jacaréi em função do intenso aporte sedimentar. (C): Chegada do material a baía de Antonina, foz do rio Jacaréi.



FONTE: (A): Orlando Kissner/AENotícias (2011b). (B): Anieli Nascimento/Gazeta do Povo (2011). (C): Registro fotográfico de Oscar Salazar Junior (2011).

A excepcionalidade do evento motivou o desenvolvimento de diversos estudos na BRJ. São encontrados na literatura trabalhos caracterizando e classificando o evento (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; PICANÇO; NUNES, 2013), abordando a suscetibilidade ou risco a movimentos de massa (SILVEIRA et al., 2013b, 2013a; PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2015a; FOLADOR; SILVEIRA; FIORI, 2018; PICANÇO et al., 2018; FACURI; PICANÇO, 2021), analisando depósitos sedimentares formados (BUENO, 2016; PAZ; PAULA, 2021), identificando mudanças na paisagem após o evento de 2011 (XAVIER, 2013; SANTOS et al., 2017), relacionando o evento com diversidade e estruturação da vegetação (RODRIGUES et al., 2017) e elencando os impactos socioambientais (ZAI et al., 2017).

Mais recentemente, estações de monitoramento fluvial e pluvial foram instaladas pelo Laboratório de Geoprocessamento e Estudos Ambientais (LAGEAMB) da UFPR em parceria com a Envex Engenharia e Consultoria, sob financiamento do Terminal de Containers de Paranaguá (TCP) (LAGEAMB/UFPR, 2021, 2022). Além disso, diagnósticos socioeconômicos foram realizados em 2019 (LAGEAMB/UFPR, 2021) e uma marco geodésico está em processo de homologação junto ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), materializado em uma pesquisa de monitoramento de blocos aos longo das calhas fluviais (MARTINS, 2017).

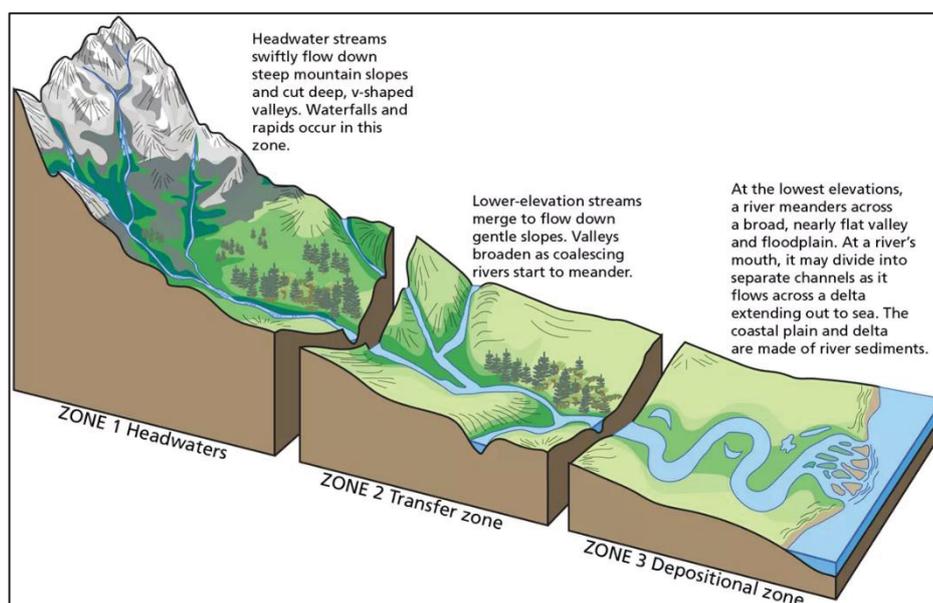
### 3 REVISÃO TEÓRICA

Considerando que o principal fator desencadeador das alterações geomorfológicas na BRJ se deu pela expressiva movimentação de sedimentos, a revisão teórica a seguir pauta-se na descrição da paisagem fluvial como um sistema, focando na sua dinâmica de sedimentos no contexto da Serra do Mar. Após, são apresentadas descrições dos processos, formas e pacotes sedimentares resultantes dos movimentos de massa e da dinâmica fluvial. Ao final, são descritas técnicas de análise dos pacotes sedimentares.

#### 3.1 SISTEMA FLUVIAL E DINÂMICA DE SEDIMENTOS NA SERRA DO MAR

Os modelos para descrever os setores de um sistema fluvial frequentemente convergem para uma divisão da paisagem a partir do relevo: alto curso (ou cabeceiras), médio curso (ou zona de transferência) e baixo curso (ou zona de deposição) (Figura 3.1) (SCHUMM, 1977; PETERSEN; SACK; GABLER, 2014). A partir dessa divisão, inferências são feitas quanto ao predomínio de processos de erosão, transporte ou deposição (embora ocorram em todos os setores). O alto curso apresenta elevada energia em função do relevo declivoso, resultando em maiores taxas de erosão e produção de sedimentos. O médio curso é marcado pelo processo de transporte. Já no baixo curso, o processo de deposição é o predominante.

Figura 3.1 – Clássica setorização de um sistema fluvial.



FONTE: Trista L. Thornberry-Ehrlich (2022).

Macedo et al. (2020) indicam que outras variáveis são alteradas conforme setor do rio. A declividade, a granulometria e a velocidade progressivamente diminuem conforme o avanço do rio pelos setores alto curso à baixo curso, enquanto a vazão, a largura e a profundidade são incrementadas (MACEDO et al., 2020). Esta dinâmica se trata de um modelo conceitual hipotético, podendo, determinados sistemas fluviais, em função de suas peculiaridades, apresentar outros comportamentos. Ainda, vale salientar que alguns sistemas fluviais podem apresentar uma ampla variedade de setores, podendo transitar entre setores declivosos e planos.

Em certos sistemas fluviais na Serra do Mar, pode-se dizer que ocorre um encurtamento deste modelo conceitual, com a presença do setor de alto curso e imediatamente o setor de baixo curso. Ou seja, trata-se de um sistema fluvial montanhoso, marcado por acentuadas declividades, alto poder erosivo dos canais e elevadas taxas de produção de sedimentos, imediatamente sucedido por um sistema fluvial de planície, com significativa redução de velocidade do fluxo e amplo predomínio de processos deposicionais.

A produção de sedimentos tem início no processo de intemperismo, caracterizado como conjunto de processos químicos e físicos que atuam na desintegração e/ou decomposição das rochas próximas a superfície terrestre, (GUERRA; GUERRA, 2001; SUGUIO, 2003). A atuação dos diferentes processos do intemperismo está intimamente relacionada aos fatores climáticos, sendo que a combinação entre o volume precipitado, latitude e altitude vai inibir ou favorecer determinado tipo de intemperismo (SUGUIO, 2003).

Tanto o intemperismo físico quanto o intemperismo químico são encontrados na Serra do Mar. O intemperismo físico é observado na ação de raízes sobre planos de juntas das rochas e na dilatação e contração térmica nos cumes de rocha exposta da Serra do Mar, enquanto o intemperismo químico ocorre na ação das chuvas, processo de lixiviação e ação de ácidos orgânicos adicionados em áreas com densa cobertura da vegetação (COIMBRA, 1992).

Parte do material resultante do intemperismo na Serra do Mar é removido pela ação da erosão, seja pela dinâmica fluvial, pluvial ou gravitacional, se tornando sedimento propriamente dito. A ação combinada do intemperismo e da erosão é chamada denudação (SUGUIO, 2003). Pela ação fluvial, o material sedimentar, ao se conectar ao sistema de drenagem e de acordo suas características, é transportado como carga em solução, carga em suspensão ou carga de fundo (CRISTOFOLETTI, 1981; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017a).

Pela ação pluvial, o escoamento superficial rege essa dinâmica de transporte, removendo material desagregado em superfície (CHRISTOFOLETTI, 1974), salientando que nem sempre o material movimentado atinge o sistema fluvial, podendo ser alocado em outros

pontos da vertente e até mesmo da planície. Os movimentos de massa, intimamente associados à Serra do Mar, também constituem agente de transporte de sedimentos, sendo o deslocamento de material regido pela ação da gravidade (BIGARELLA, 2003). Também neste processo, nem sempre o material sedimentar movimentado atinge o sistema de drenagem, podendo ser alocados em outros pontos das vertentes e das planícies. Quando atinge aos canais de drenagem, principalmente nas corridas de lama e detritos, ainda a força gravitacional rege o transporte, tendo a água um papel de lubrificante (água intersticial) (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017a).

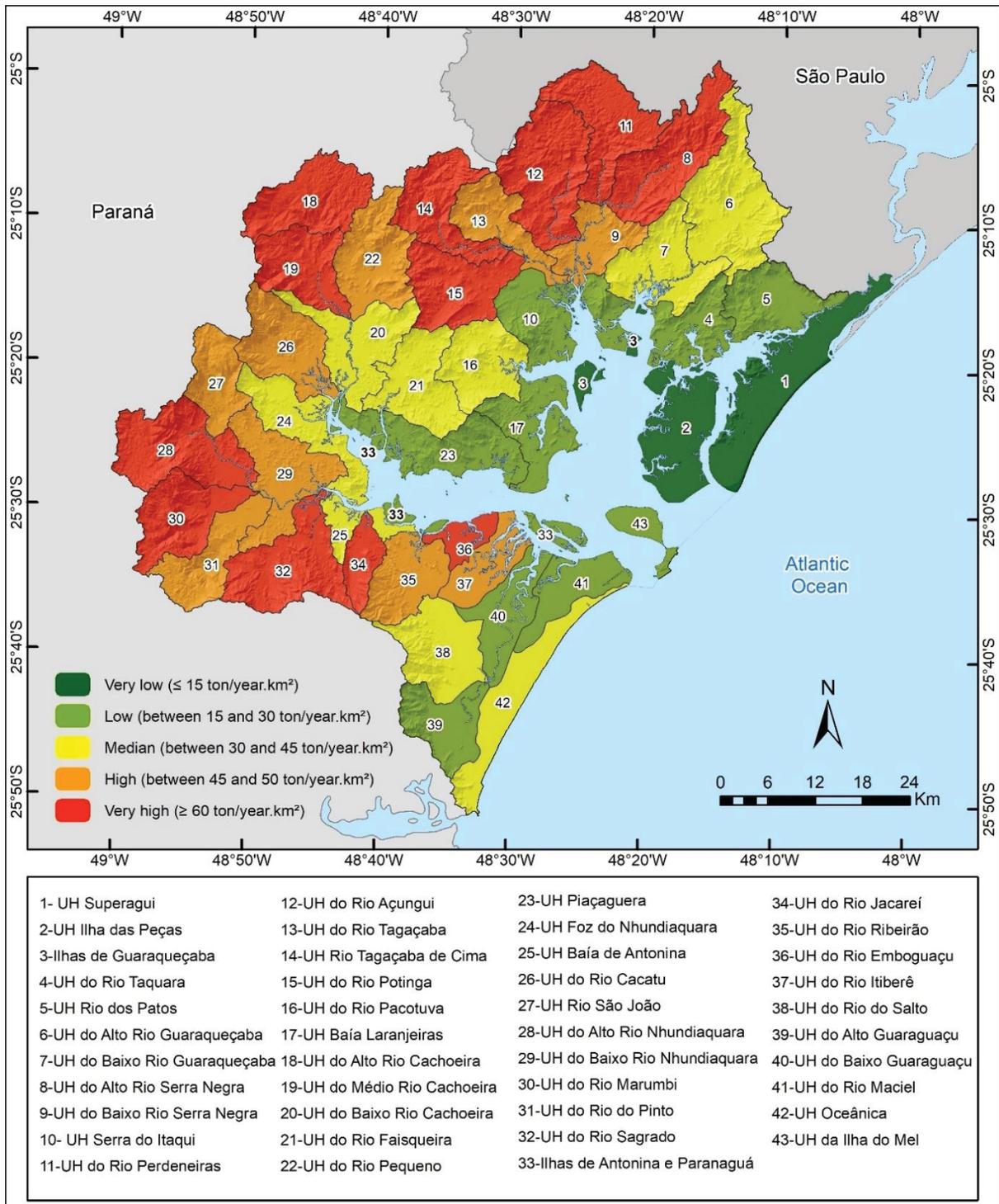
Uma porcentagem do material sedimentar transportado pela rede de drenagem é depositado em áreas intermediárias (canais e planícies de inundação) e outra parte, no caso do litoral do Paraná, chega ao Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP). Assim, constata-se que o ciclo hidrossedimentológico de um dado sistema fluvial apresenta diversos pontos de entrada, estocagem e saída de sedimentos, conforme alternância de processos de erosão, transporte e deposição e as características fisiográficas da área.

Parte do material sedimentar permanece nas encostas, parte do material sedimentar é depositado em áreas intermediárias, como planícies aluviais, e parte do material sedimentar de fato atinge o sistema fluvial, sendo este último processo referido na literatura como taxa de transferência (do inglês, *sediment delivery ratio*) (FERRO; MINACAPILLI, 1995; SANTOS et al., 2001; CARVALHO, 2008).

Atividades antrópicas podem ampliar a oferta de sedimentos no ambiente, como estradas não pavimentadas e áreas de solo exposto destinadas a atividades agrícolas. Diversos trabalhos apontam o litoral do Paraná como uma área com elevada taxa de produção de sedimentos, podendo essa taxa ser ampliada a partir de intervenções antrópicas (MANTOVANELLI, 1999; BIGARELLA et al., 2008; PAULA, 2010; PAULA et al., 2021; RUTYNA et al., 2021). O estudo de Rutyna et al. (2021) apresenta uma estimativa da produção de sedimentos nas unidades hidrográficas (UH) que drenam para o complexo estuarino de Paranaguá (Figura 3.2), considerando a abordagem da geopedologia.

Considerando a complexidade de variáveis que compõem o sistema fluvial, são necessárias abordagens sistêmicas que considerem a integração dos diversos subsistemas. A abordagem sistêmica, oriunda da Teoria Geral dos Sistemas, aplicada à Geomorfologia está presente desde o clássico trabalho de Chorley (1962). A partir de então, observa-se na literatura um consenso da classificação das bacias hidrográficas como sistemas abertos, os *inputs* de energia advindos do regime climático e o exultório como saída única do sistema (CHRISTOFOLETTI, 1979; VITTE, 2012; BRIERLEY et al., 2021).

Figura 3.2 – Estimativa da produção de sedimentos na unidade hidrográfica que drenam para o Complexo Estuarino de Paranaguá.



FONTE: Rutyna et al. (2021).

A complexa rede de elementos de um sistema fluvial se ajusta às entradas e saídas de energia, sendo os principais elementos desta rede as questões físicas do sistema (canal, planície e encostas) e a interação entre água e sedimentos (CHORLEY; KENNEDY, 1971; CRISTOFOLETTI, 1981; BARROS; MAGALHÃES JÚNIOR, 2020a).

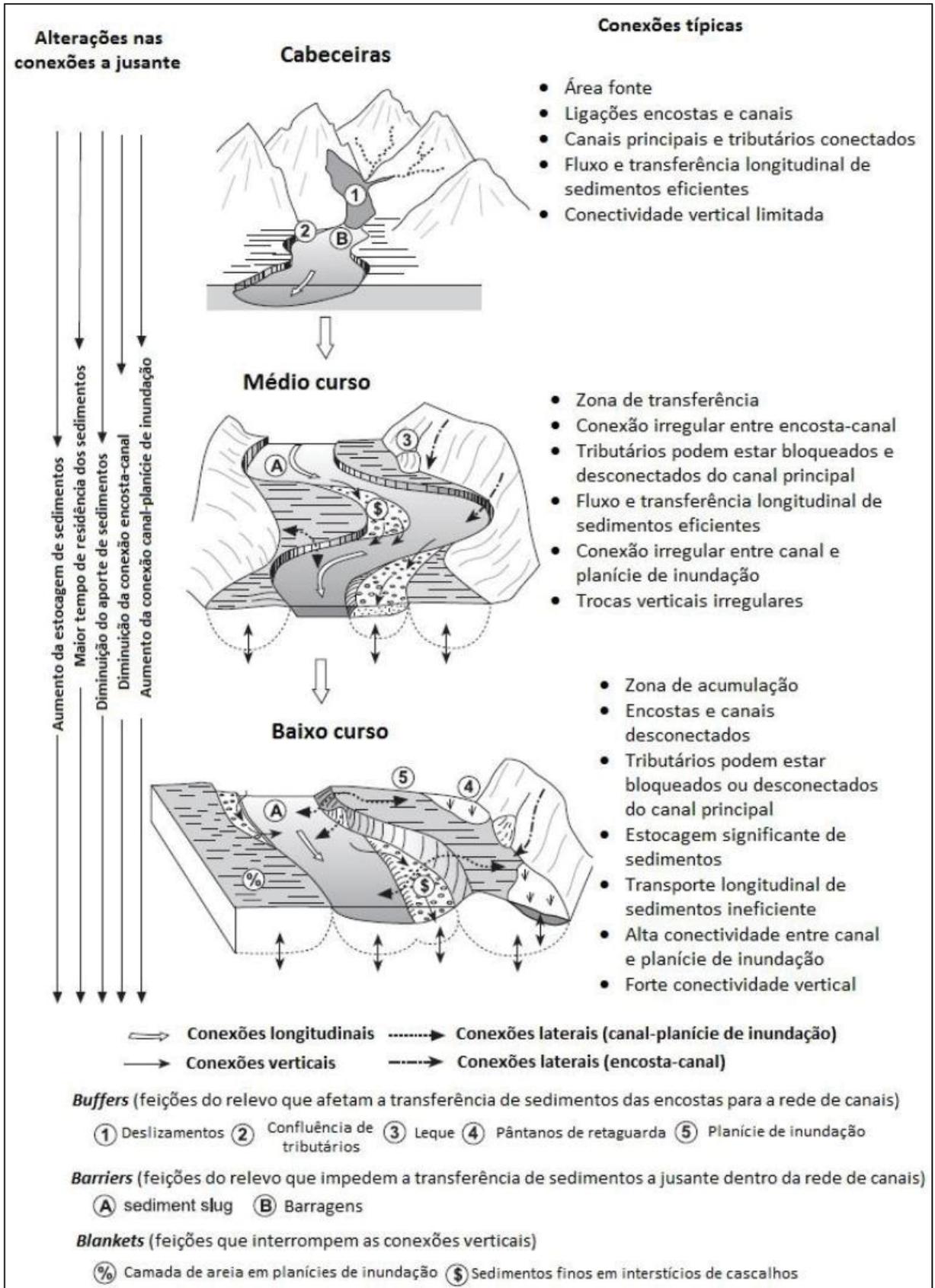
Os avanços teóricos na análise de sistemas fluviais cada vez mais salientam a necessidade da análise integrada entre os subsistemas. Neste contexto, surgem trabalhos aplicando o conceito de conectividade aos sistemas fluviais, relacionando-o com a transmissão de matéria e energia (BRUNSDEN; THORNES, 1979; FRYIRS et al., 2007a, 2007b; SOUZA; MARÇAL, 2015; DUARTE; MARÇAL, 2017; SOUZA; CORRÊA, 2020).

As abordagens de conectividade dos sistemas fluviais se dividem em conectividade da paisagem (ligação física entre os ambientes do sistema), conectividade hidrológica (fluxos de água entre os ambientes do sistema) e conectividade sedimentológica (fluxos de sedimentos entre os ambientes do sistema) (BRACKEN; CROKE, 2007). Com foco na dinâmica de água e sedimento no sistema, estudos como de Fryirs et al. (2007b) apontam a precipitação como principal *input* de energia que impulsiona as dinâmicas de água e sedimento no sistema (FRYIRS et al., 2007b; DUARTE; MARÇAL, 2017).

Fryirs (2013), com ênfase na dinâmica de água e sedimentos, descreve três conectividades possíveis nas bacias de drenagem: lateral, longitudinal e vertical (Figura 3.3). A conectividade lateral se dá na ligação da encosta/canal e planície de inundação/canal. Já a conectividade longitudinal ocorre nas relações de água e sedimentos de montante para jusante na bacia de drenagem. Por fim, a conectividade vertical ocorre nas dinâmicas superficiais e subsuperficiais.

Diante da complexidade observada em campo, a autora também propõe a identificação de bloqueios naturais ou antrópicos na paisagem, que impedem ou dificultam a conectividade sedimentológica no sistema (embora por vezes possa ainda ser possível a conectividade hidrológica): *buffers*, *barriers* e *blankets* (FRYIRS, 2013). *Buffers* são formas superficiais que impedem a movimentação de sedimentos para os canais, afetando a conectividade lateral, sendo exemplos: sopé de encostas, depósitos de tálus, leques aluviais, terraços, planícies de inundação, canais preenchidos, depósitos de fluxos de massas, aterros e estradas (HARVEY, 2002; FRYIRS et al., 2007a, 2007b; DUARTE; MARÇAL, 2017).

Figura 3.3 – Tipos de conectividade de água e sedimentos identificados por Fryirs (2013).



FONTE: Fryirs (2013). Tradução de Duarte (2015).

*Barriers* se configuram como barreiras a movimentação de sedimentos montante para jusante (conectividade longitudinal), sendo encontradas na paisagem como aterros, pontes, barragens e tributários preenchidos (FRYIRS et al., 2007b; DUARTE, 2015). *Blankets* impedem a ligação vertical, seja no canal ou na planície de inundação, descrito na paisagem como coberturas arenosas e cobertura de sedimentos finos em interstícios de cascalhos (FRYIRS et al., 2007b).

Considerando na paisagem a existência desses bloqueios a movimentação de sedimentos, apresenta-se o conceito de área de captação efetiva, que corresponde a área de uma bacia de drenagem que efetivamente pode contribuir ou transportar sedimentos (FRYIRS et al., 2007b). Autores que seguem essa linha de raciocínio admitem que a área de captação efetiva é ampliada em determinados eventos de precipitação, com o rompimento de bloqueios (FRYIRS et al., 2007b; SOUZA; MARÇAL, 2015; SOUZA; CORRÊA, 2020). Exemplo clássico: um evento de cheia com extravasamento do canal fluvial onde ocorre a interação das águas do canal com a planície de inundação, seja depositando ou retrabalhando o material presente.

Conforme salientado, na paisagem da Serra do Mar observa-se no ciclo hidrossedimentológico a interação entre processos gravitacionais e processos fluviais. Os itens a seguir detalham como a literatura descreve as formas e depósitos associados de forma individual.

### 3.2 PROCESSOS GRAVITACIONAIS: FORMAS E DEPOSITOS ASSOCIADOS

Em linhas gerais, movimento de massa se refere ao deslocamento coletivo de volumes de material (solo e/ou rocha) propalado e controlado pela gravidade (BIGARELLA, 2003). Tal termo abrange uma gama de processos geomorfológicos gravitacionais em distintas configurações: de pequena a grande dimensão, de ocorrência superficial ou submersa, com material seco ou úmido e de forma lenta ou rápida (BIGARELLA, 2003; HUNGR; LEROUEIL; PICARELLI, 2014). Quanto aos mecanismos dos movimentos de massa, a literatura aponta a existência de seis tipos principais: rastejamentos, deslizamentos (ou escorregamentos), fluxos (ou corridas), tombamentos, rolamentos e queda livre (BOVIS, 2003a; GUERRA et al., 2017).

Dado a diversidade de processos gravitacionais possíveis, os depósitos dos movimentos de massas apresentam distintas configurações sedimentológicas (BOVIS, 2003b). No entanto, algumas características gerais se mantêm como: material sem

estratificação definida, clastos angulares (indicando origem próxima) e material pobremente selecionado (BOVIS, 2003b). Quanto às morfologias geradas, a literatura aponta controle direto da magnitude do evento e da conectividade com o sistema fluvial. Nas vertentes, as formas típicas encontradas são as coberturas coluviais planas, cristas e lóbulos lineares e cones coluviais (BOVIS, 2003b; ALSOP et al., 2020). No sistema fluvial, podem ser encontrados depósitos nos canais e leques nas desembocaduras (BOVIS, 2003b; BOWMAN, 2019).

Os movimentos de massas são importantes agentes modeladores do relevo, intimamente relacionados aos processos de denudação da paisagem. Uma série de elementos dos meios físico e biótico estão relacionados ao desencadeamento dos movimentos de massas (BIGARELLA, 2003; BOVIS, 2003b; ALMEIDA; CARNEIRO, 2017). A ação antrópica pode potencializar e acelerar estes processos. No Brasil, os movimentos de massas são frequentemente registrados na Serra do Mar, uma macropaisagem marcada pela expressiva amplitude altimétrica, altas declividades, diversidade geológica e estrutural e elevadas médias de precipitação (VIEIRA; GRAMANI, 2015; ALMEIDA; CARNEIRO, 2017).

A evolução da Serra do Mar está diretamente relacionada com os movimentos de massas (VIEIRA; GRAMANI, 2015; ALMEIDA; CARNEIRO, 2017). Os eventos de precipitação frequentemente são apontados como fenômenos deflagradores destes processos. Devido à ocupação antrópica brasileira concentrar-se na porção litorânea, historicamente foram registrados desastres ambientais nesta região relacionados com os movimentos de massas.

Entre 2008 e 2011 foram registrados quatro grandes eventos de movimentos de massa na Serra do Mar classificados como desastres ambientais: em 2008 no Vale do Itajaí (Santa Catarina), em 2009 em Angra dos Reis na região serrana do Rio de Janeiro, em 2011 na região de Petrópolis e Teresópolis, também no Rio de Janeiro e também em 2011 no litoral paranaense (DOURADO; ARRAES; FERNANDES, 2012; PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; TOMAZZOLI, 2012).

A classificação de grandes eventos se dá devido à significativa transformação na paisagem ocasionadas pelos processos, pelo elevado número de pessoas afetadas, pela destruição da infraestrutura local e pela posterior preocupação/motivação de agentes e instituições públicas em estudos de avaliação e mitigação de risco (DOURADO; ARRAES; FERNANDES, 2012; TOMAZZOLI, 2012; ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016).

Na BRJ os principais processos gravitacionais registrados foram os deslizamentos (predominantemente translacionais) e corridas de detritos e de lama (PINTO; PASSOS;

CANEPARO, 2014; SILVEIRA et al., 2014). Escorregamentos são entendidos como movimentos rápidos de material (solo e/ou rocha), apresentando planos de ruptura bem definidos (limites laterais e profundidade) e exibindo feições alongadas denominadas cicatrizes (FERNANDES; AMARAL, 2000; BIGARELLA, 2003; HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008).

Os escorregamentos podem ser classificados de acordo com características geométricas do plano de ruptura. Escorregamentos rotacionais exibem plano de ruptura curvo (côncavo), enquanto escorregamentos translacionais exibem cicatrizes rasas com superfície planas, condição essa determinada por descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas no material seja de origem geológica, geomorfológica ou pedológica (FERNANDES; AMARAL, 2000).

No caso da BRJ, o deslocamento de material pelos escorregamentos, ao fluir pelos vales e ganhar velocidade, gerou as corridas de lama e detritos, caracterizadas como fluxos velozes e viscosos com elevada concentração de água, sedimento e matéria orgânica (COSTA, 1984a; HUNGR, 2005). Estes processos são frequentemente classificados conforme a granulometria do material mobilizado, sendo as corridas de detritos associadas a material grosso (seixos a matacões) e corridas de lama ao material mais fino (areias, siltes e argila) (BIGARELLA, 2003).

Além de escorregamentos e corridas, o estudo de Pinto, Passos e Caneparo (2012) ressaltou que a elevada magnitude do evento na BRJ em 2011 resultou em um complexo conjunto de movimentos de massas, sendo encontrados uma combinação de deslizamentos, corridas, deslocamentos, rolamentos, quedas e até rastejamentos. O material sedimentar grosso, oriundo das corridas de detritos, foi depositado nos canais intramontanos e nas desembocaduras, enquanto o material fino, transportado pelas corridas de lama, atingiu extensa área na planície aluvial do rio Jacaré e parte foi escoado para a baía de Antonina, após rompimento da ponte da BR 277 (Figura 2.5 – C) (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2014; SILVEIRA et al., 2014). A paisagem fluvial foi profundamente alterada, apresentando uma nova cobertura sedimentar com distintas morfologias.

Tal processo, em que o material dos movimentos de massa atinge extensas áreas na planície aluvial, é de rara observação na literatura, relegado a eventos de extrema magnitude. Depósitos das corridas de lama e de detritos são frequentemente relatados nos canais intramontanos e nas desembocaduras, na forma de leques ou cones de dejeção (HUNGR, 2005; WANG et al., 2018a). No caso da BRJ, constata-se material depositados nos três

ambientes supracitados (Figura 3.4). Além da magnitude do evento, a geometria da bacia contribuí para a concentração de sedimentos na planície aluvial.

Figura 3.4 – Depósitos na BRJ formados pelos movimentos de massa de 2011 nos canais intramontanos (A), desembocaduras (B) e planície aluvial (C).



FONTE: Imagem *WorldView* 1 de maio de 2011.

### 3.3 PROCESSOS FLUVIAIS: FORMAS E DEPÓSITOS ASSOCIADOS

Depósitos sedimentares são agrupamentos de materiais desagregados advindos de diversas litologias ou materiais intemperizados, classificados de acordo com o principal agente construtor: coluvial, aluvial, glacial, eólico, marinhos, entre outros (GUERRA; GUERRA, 2001). A planície aluvial é um recorte geomorfológico constituído de material sedimentar oriundo da dinâmica fluvial, agrupando o canal de drenagem e a planície de inundação (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017b). O termo vale aluvial pode ser aplicado quando o recorte de análise engloba a planície aluvial e os terraços fluviais (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017b).

Em planícies aluviais margeadas por serras, a literatura aponta a possibilidade de combinação de processos deposicionais gravitacionais e fluviais, originando o termo planície

colúvio-aluvionar (BIGARELLA, 2003). Este é o caso do trecho em foco da planície aluvial da BRJ nesta tese. Em termos gerais, os eventos de deposição gravitacionais são episódicos e de magnitude variada. Já a dinâmica fluvial é contínua, associada à erosão e à construção de margens, podendo também ser registrados eventos episódios de cheias, aportando material sedimentar nas áreas adjacentes.

Depósitos sedimentares consistem em registros que permitem inferir a evolução geomorfológica de uma área (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). Depósitos fluviais, aqueles resultantes da dinâmica dos rios no passado e no presente, são encontrados em três ambientes: no leito fluvial, nas planícies de inundação e nos níveis deposicionais inativos, incluindo terraços (CRISTOFOLETTI, 1981; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a).

Os depósitos de leito fluvial encontram-se na calha atual do rio, apresentando em geral granulometria mais grossa (areia e maior), tendo como principais mecanismos de transporte o arraste, tração e saltação (BRIDGE, 2009; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). Feições típicas neste ambiente são as barras e ilhas fluviais. Barras fluviais são originadas da dinâmica recente ou atual do rio, marcadas pela instabilidade, podendo ser emersas ou submersas e apresentando distintas nomenclaturas, conforme a posição em relação ao canal: lateral, longitudinal, central e transversal (BRIDGE, 2009; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). Já as ilhas fluviais são marcadas pela estabilidade, podendo ter origem tanto na ação deposicional quanto na ação erosiva, apresentando em geral vegetação (FRYIRS; BRIERLEY, 2013a; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). Barras fluviais podem se tornar ilhas fluviais a medida que ganham estabilidade, de acordo com a variação dos processos hidrossedimentológicos (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a).

A planície de inundação ou planície aluvial é uma forma deposicional relativamente plana, que bordeja o rio e é limitada entre o canal fluvial e margens do vale, com gênese em inundações periódicas e sedimentos inconsolidados (BRIDGE, 2009; FRYIRS; BRIERLEY, 2013b; THAYER; ASHMORE, 2016; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). Em linhas gerais, apresenta baixa energia em comparação com o canal de drenagem, tendo como principal mecanismo de transporte/deposição a suspensão e decantação, característica que influencia na granulometria mais fina do material constituinte (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a).

A morfodinâmica das planícies de inundação está associada aos processos de acreção lateral e vertical (CRISTOFOLETTI, 1981). O primeiro tipo se refere ao processo de migração do canal fluvial, com erosão e deposição nas margens (CRISTOFOLETTI, 1981;

FRYIRS; BRIERLEY, 2013b). Já o segundo está estritamente relacionado a eventos de inundação fluvial, com extravasamento de água e sedimento da calha fluvial (CRISTOFOLETTI, 1981; FRYIRS; BRIERLEY, 2013b).

Conforme dimensão do canal fluvial, as planícies de inundação podem apresentar elevada diversidade de subambientes com morfologias próprias (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017b; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). São exemplos: diques marginais, leques de rompimento (*crevasse splay*), canais de inundação, *backswamp* (áreas úmidas, tradução nossa), meandros abandonados, entre outros (FRYIRS; BRIERLEY, 2013b). No entanto, como destaca Magalhães Júnior e Barros (2020), estas são feições tipicamente encontradas em grandes sistemas fluviais, sendo que em sistemas menores, as formas e depósitos são removidos com facilidade.

Planícies de inundação também podem se dividir em planícies de inundação proximal, situada às margens do canal e suscetível a eventos de cheia periódica, e planície de inundação distal, áreas construídas pela dinâmica fluvial mas atualmente distante do canal e suscetível a eventos extremos de cheia (FRYIRS; BRIERLEY, 2013b). Quanto a identificação e mapeamento das planícies de inundação, a literatura aponta que evidências sedimentares relacionadas a morfologias são mais adequadas em comparação com métodos de enfoque hidrológico, visto que séries históricas de vazão e levantamentos topográficos em detalhe por vezes são indisponíveis (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a).

Em linhas gerais, terraços fluviais são interpretados como planícies aluviais abandonadas (CRISTOFOLETTI, 1981; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). Tais feições têm origem atribuídas às modificações das condições de energia do canal fluvial, como por exemplo a partir de oscilações nos níveis médios do mar ou capturas fluviais (CRISTOFOLETTI, 1981; BRIDGLAND; WESTAWAY, 2014; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a).

Quanto à morfologia, em geral, os terraços fluviais apresentam formas relativamente planas e com desnível topográfico em relação ao canal fluvial (CRISTOFOLETTI, 1981; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). São feições inativas, onde predominam os processos erosivos, sendo que em eventos extremos de inundação estas áreas podem ser atingidas pela deposição fluvial (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a).

Pode ser encontrado na paisagem fluvial material sedimentar antigo em uma área inativa que não apresenta morfologia típica de terraço fluvial. Para contemplar esta situação, Barros e Magalhães Júnior (2020) propõem o termo nível deposicional fluvial abandonado, ou simplesmente nível deposicional. Este é definido como um registro da história evolutiva de

um rio, permitindo inferência quanto a gênese da paisagem fluvial (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a).

### 3.4 ABORDAGENS E TÉCNICAS NO ESTUDO DE PACOTES SEDIMENTARES

Os depósitos sedimentares e os processos interrelacionados são objetos de estudo de diversas áreas do conhecimento. A Hidrogeomorfologia dedica-se ao estudo das formas geradas pela ação das águas e dos materiais resultantes, sendo a Geomorfologia Fluvial campo focado nas dinâmicas dos cursos d'água (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020b). Tal área do conhecimento, por também abordar os depósitos sedimentares, apresenta interface direta com a Sedimentologia e a Estratigrafia, principalmente no compartilhamento de técnicas de análise.

A Sedimentologia dá ênfase aos sedimentos, considerando suas características texturais, sua composição e os diversos processos envolvidos (SUGUIO, 1973, 2003). Já a Estratigrafia, relacionada a sedimentos ou rochas sedimentares, foca na identificação, interpretação e correlação entre as diferentes fácies ou estratos no corpo sedimentar, visando a reconstituições de processos do passado (SUGUIO, 2003; HOLZ, 2012; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c).

Na Sedimentologia, análises granulométricas fornecem medidas do tamanho dos grãos, sendo comum o uso da escala logarítmica de Wentworth, onde os resultados fornecem base para inferências quanto a intensidade dos processos deposicionais (SUGUIO, 1973). Análise de morfologia dos grãos, com uso de lupas ou fotomicrografias, fornecem bases para discussão dos agentes de transporte (SUGUIO, 1973). Para caracterizar a composição do material sedimentar, técnicas geoquímicas ou da mineralogia podem ser aplicadas, fornecendo bases para discussões acerca das áreas fontes do material (SUGUIO, 1973).

Na Estratigrafia, o termo fácies é aplicado a uma unidade ou estrato homogêneo no depósito sedimentar, identificado a partir de critérios de granulometria, geometria, cor, estruturas sedimentares, bioturbações, orientações, cronologia, entre outros (MIALL, 2016a). Na Estratigrafia, considerando seu papel na interpretação genética das fácies sedimentares e modelos já estabelecidos na literatura, tipos de fácies ou grupo de fácies são associadas à processos específicos de sedimentação (MIALL, 2014, 2016a).

Miall (1985, 1996) apresenta e desenvolve o clássico método de análise de fácies, baseado na caracterização das unidades a partir de códigos (Quadro 3.1) e posterior análise de elementos arquiteturais. Neste método, as fácies são identificadas considerando

principalmente a textura e as estruturas presentes. A partir de modelos de sedimentação fluvial preestabelecidos e de suas fácies associadas, é possível inferir diferentes processos do sistema fluvial, seja do canal fluvial ou de ambientais marginais (Quadro 3.2).

Quadro 3.1 - Proposta de código de fácies de Miall (1985, 1996).

Código	Fácies	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço suportado pela matriz; levemente gradacional	Fluxo viscoso de detritos
Gmg	Cascalho maciço suportado pela matriz; gradação inversa normal	Fluxo viscoso de detritos
Gci	Cascalho suportado pelos clastos; gradação inversa	Fluxo de detritos rico em clastos
Gcm	Cascalho suportado pelos clastos e maciço	Fluxo turbulento
Gh	Cascalho suportado pelos clastos e toscamente estratificado; estratos horizontais, imbricamento dos seixos	Forma de leito longitudinais; depósitos residuais
Gt	Cascalho estratificado; estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais secundários
Gp	Cascalho estratificado; estratificação cruzada tabular	Formas de leito transversais
St	Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta; estratificação cruzada acanalada	Duna 3D
Sp	Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta; estratificação cruzada tabulada	Duna 2D
Sr	Areia muito fina a grossa, laminação cruzada por <i>ripples</i>	<i>Ripples</i>
Sh	Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta; laminação planar	Fluxo planar crítico
Sl	Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta, laminação de baixo ângulo (<15°)	Preenchimento de escavações ( <i>scours</i> ) e antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta; escavações ( <i>scours</i> ) largas e rasas	Preenchimento de escavações
Sm	Areia fina a grossa; maciça ou levemente laminada	Depósitos de gravidade
Fl	Areia, silte, argila; laminação fina, ripples muito pequenas	Depósitos de transbordo, canais abandonados ou de fluxo decrescente ( <i>waning flood</i> )
Fsm	Silte, argila, maciço	Depósitos de canais abandonados ou brejos
Fm	Argila, silte, maciço, gretas de dessecação	Canais abandonados ou depósitos de cobertura
Fr	Argila, silte, maciço, raízes, bioturbações	Solos
C	Carvão, argilas orgânicas, plantas, filmes de argila	Depósitos de brejos
P	Calcretes; feições pedogenéticas; nódulos	Solos com precipitação química

FONTE: adaptação de Ferreira Júnior e Castro (2001) a partir de Miall (1985, 1996).

Quadro 3.2 – Elementos arquiteturais dos ambientais fluviais marginal.

Elemento	Símbolo	Fácies	Geometria	Interpretação
Dique Marginal	LV	Fl	Cunha com até 10 m de espessura e 3 km de extensão	Inundação das margens
Canal de rompimento de dique marginal	CR	St, Sr, Ss	Cordão com até algumas centenas de metros de extensão, 5 m de profundidade e 10 km de comprimento	Rompimento de margens do canal principal
Depósito de rompimento de dique marginal (Crevasse splay)	CS	St, Sr, Fl	Lente com até 10 x 10 km e 2-6 m de espessura	Progradação com estilo de leque na planície de inundação
Finos de planície de inundação	FF	Fsm, Fl, Fm, Fr	Camada que pode atingir vários quilômetros lateralmente e dezenas de metros de espessura	Depósitos de inundação em camadas superpostas, lagoas marginais e brejos
Canais abandonados	CH (FF)	Fsm, Fl, Fm, Fr	Cordão comparável em escala ao canal ativo	Produto de cortes de meandros por <i>chute</i> ou <i>neck cutoff</i>

FONTE: organização de Magalhães Júnior e Barros (2020c) a partir de Miall (1985, 1996).

Porém, como destacam Magalhães Júnior e Barros (2020c), a aplicação da proposta de Miall (1985, 1996) em paisagens fluviais tropicais como no Brasil apresenta diversos desafios, sendo o principal a ação dos eficientes processos de remoção ou alteração dos

registros sedimentares. Ainda, os autores apontam que significativa parte dos sistemas fluviais brasileiros apresentam baixa variedade faciológica, com escassas tipologias de estruturas, e com rara observação no Brasil de alguns ambientes deposicionais abordados em Miall (1985), como os diques marginais ou o *crevasse splay* (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c).

A partir da correlação entre as fácies sedimentares e os ambientes deposicionais surge a Morfoestratigrafia (BRIERLEY, 1991; BRIDGLAND; WESTAWAY, 2012). Em linhas gerais, este campo se aproxima de uma “cartografia das unidades estratigráficas”, visto a correlação entre a forma superficial do depósito e a estrutura interna dos pacotes sedimentares. Tal abordagem utiliza-se de técnicas de sensoriamento remoto somadas a campanhas de campo, gerando mapas de paisagens fluviais e perfis estratigráficos, como nos estudos executados na planície aluvial do rio Ivaí – noroeste paranaense (SANTOS et al., 2008) ou na planície aluvial do rio Pequeno – litoral do Paraná (SILVA; SANTOS, 2015).

Estudos desta natureza, relacionando morfologia superficial com estratigrafia, permitem ampliar o entendimento do comportamento dos elementos arquiteturais em paisagens fluviais brasileira, sobretudo em configurações de paisagens distintas do globo. O caso do vale fluvial do rio Jacareí é interessante neste contexto, visto a ausência de relatos na literatura tanto da estratigrafia como dos ambientes deposicionais em planícies colúvio-aluvionares, sobretudo em paisagens com histórico recente de eventos extremos de movimentos de massa.

## **4 MORFOESTRATIGRAFIA DE PLANÍCIE ALUVIAL SOTERRADA POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS RECENTES: ESTUDO A PARTIR DA BACIA DO RIO JACAREÍ - PARANÁ**

### **4.1 INTRODUÇÃO**

Os registros sedimentares contêm informações que possibilitam estudos acerca da evolução de sistemas fluviais (BRIDGE, 2009). Sequências de fácies sedimentares com determinadas características podem indicar quais processos atuaram no passado (MIALL, 2014, 2016b). No estudo de sedimentos, o termo fácies é entendido como uma unidade homogênea no depósito sedimentar, identificado a partir de critérios como cor, granulometria, estrutura, geometria, entre outros (MIALL, 2016a; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c).

Fácies ou associação de fácies podem ser relacionadas a formas específicas do relevo fluvial (FRYIRS; BRIERLEY, 2013b; MIALL, 2016a). A correlação entre formas fluviais e características estratigráficas resulta no termo unidades morfoestratigráficas (BRIERLEY, 1991; BRIDGLAND; WESTAWAY, 2012). Fácies e sua provável interpretação são amplamente documentadas em sistemas deposicionais meandrantas, principalmente para regiões de clima temperado (MIALL, 2016b; THAYER; ASHMORE, 2016; BURNS et al., 2017).

No ambiente tropical, os eficientes processos de remoção dos registros sedimentares dificultam a realização de estudos morfoestratigráficos (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c). Assim, no Brasil, caracterizações morfoestratigráficas são comumente encontradas em depósitos recentes em planícies aluviais, situadas majoritariamente em áreas planálticas (SANTOS et al., 2008; BAYER; ZANCOPÉ, 2014; MORAIS et al., 2020).

Em planícies aluviais litorâneas, que margeiam a Serra do Mar, caracterizações morfoestratigráficas são escassas, sendo encontrados exemplos apenas na região serrana do Rio de Janeiro (MARÇAL et al., 2015). Eventos extremos de movimentos de massa, como corridas de lama e de detritos, são comuns nas encostas da Serra do Mar e certamente influenciam as formas e fácies sedimentares nas planícies aluviais a jusante. A identificação e caracterização de unidades morfoestratigráficas neste ambiente com esta interação de processos (gravitacionais e fluviais) ainda é tema não explorado na literatura nacional.

Um exemplo de planície aluvial com estas características é observado na bacia do rio Jacareí (BRJ), situada entre os municípios de Morretes e Paranaguá (Paraná, sul do Brasil).

Em 11 de março de 2011, após um acumulado pluviométrico de 236,8 mm em 24h, diversos deslizamentos ocorreram nas vertentes da BRJ, gerando corridas de lama e de detritos que atingiram extensas áreas na planície aluvial (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016).

Parte da planície aluvial do rio Jacareí foi soterrada pelo evento, bem como o canal que antes era meandrante foi alterado para anastomosado, semelhante a relatos na literatura em outros pontos no litoral sul brasileiro que passaram por eventos similares (BIGARELLA, 2003). Assim, considerando as lacunas apontadas na literatura e a planície do rio Jacareí como área de estudo, objetiva-se identificar e caracterizar unidades morfoestratigráficas em uma planície aluvial afetada por corridas de lama e detritos recentes.

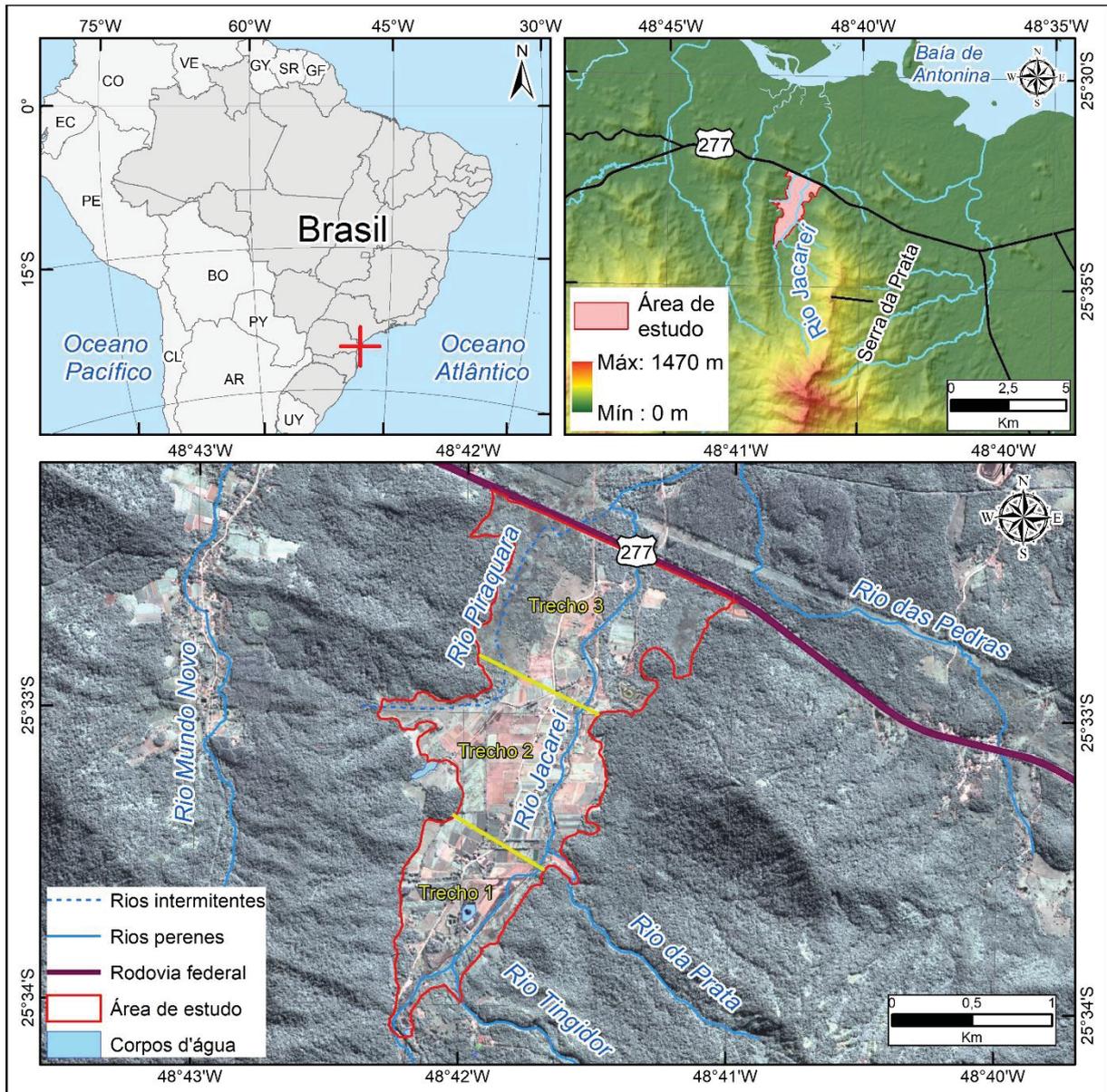
## 4.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

### 4.2.1 Área de estudo

A planície do rio Jacareí está localizada no litoral central do Paraná, sul do Brasil (Figura 4.1). As nascentes do rio Jacareí situam-se nas vertentes da Serra da Prata, um núcleo de serras altas que compõem a Serra do Mar paranaense, com foz na baía de Antonina, a qual integra o Completo Estuarino de Paranaguá. No interior da planície está a comunidade de Floresta (ou distrito de Floresta), pertencente ao município de Morretes. O acesso à área se dá pela rodovia BR 277. A área adotada para o estudo encontra-se entre cota de 30 metros e o aterro da rodovia BR 277, em função desta ser a mais afetada pelo evento de março de 2011. O recorte de estudo foi dividido em três trechos a fim de auxiliar na apresentação e discussão dos resultados obtidos (Figura 4.1).

A Serra da Prata compõe os divisores de sul a leste da bacia do rio Jacareí (BRJ) e é sustentada por rochas granito-gnáissica-migmatíticas, relacionadas ao Complexo Cachoeira, com altitudes que variam de 800 a 1.502 metros (MINEROPAR, 2011). Os divisores a leste situam-se em um núcleo de serras baixas compostas por rochas metamórficas indiferenciadas da Formação Rio das Cobras, com altitudes que variam entre 200 a 433 metros (MINEROPAR, 2011). Nos terços médio a inferior das vertentes encontram-se depósitos sedimentares quaternários de colúvios e leques aluviais (ANGULO, 2004; MINEROPAR, 2011). No trecho da planície até a rodovia BR 277 predominam sedimentos terrígenos, enquanto após a rodovia BR 277 encontra-se um mosaico de depósitos fluviais, marinhos, paludais e paleoestuarinos (ANGULO, 2004).

Figura 4.1 – Localização do trecho da planície aluvial do rio Jacareí em estudo.



FONTE: O autor (2022).

#### 4.2.2 Materiais e métodos

Foram coletados dados espaciais vetoriais da base planialtimétrica publicados pelo Instituto de Água e Terra (IAT) referente ao recorte código 227307175 da articulação 1:10.000. Também foi adquirido junto ao IAT um modelo digital do terreno (MDT) com 2,5 metros de resolução, gerado a partir de levantamento em 2015 por interferometria de radar de abertura sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radar*). A partir deste MDT foi extraída a declividade, calculada a partir das variáveis direcionais de Horn, na ferramenta *slope* do

ArcGIS (HORN, 1981) e o relevo sombreado, calculado com azimute de 315° e altitude de 45°, na ferramenta *Hillshade* do ArcGIS.

Uma imagem orbital pancromática registrada pelo satélite *WorldView-1* em 02/05/2011 com resolução espacial de 0,5 metro foi disponibilizada pela Secretaria de Meio Ambiente de Paranaguá, via ofício institucional. Também foi realizado um imageamento em 06/06/2019 com uma aeronave remotamente pilotada (RPA), modelo *phantom 4 standard*, gerando um ortomosaico com 0,2 metro de resolução espacial. Todos os dados geoespaciais citados foram organizados em uma Base de Dados Geoespaciais (BDG) (PAZ; DAL PAI; PAULA, 2020).

O mapeamento das unidades morfoestratigráficas consiste, resumidamente, na correlação entre feição fluvial e caracterização estratigráfica. Assim, o primeiro passo foi o mapeamento das formas fluviais, realizado a partir da fotointerpretação das imagens orbitais e suborbitais supracitadas, com auxílio da base planialtimétrica, técnicas de sensoriamento remoto e campanhas de campo entre 2019 e 2020. Adotou-se a proposta de taxonomia de formas de relevo fluvial de Wheaton et al. (2015), com adaptações.

O primeiro passo foi a definição do recorte em estudo, considerando como critérios morfométricos: cota altimétrica até 30 metros e declividade média de até 5 graus. O primeiro nível taxonômico da proposta de Wheaton et al. (2015) se refere ao estágio evolutivo da feição fluvial, dividido em leito fluvial, planície de inundação, terraço e leque. O leito fluvial foi identificado a partir da vetorização do canal e de barras fluviais ativas, sobre o ortomosaico de 2019. Leques foram identificados por fotointerpretação da imagem de 2011, observando-se forma (cônica) e posição (desembocadura de canais na planície) e trabalhos de campo. Terraços foram identificados com auxílio do MDT e de perfis longitudinais distribuídos longitudinalmente (a cada 10 metros) no recorte de estudo, considerando intervalo de 10 metros, verificando visualmente desníveis agudos acima de 2 metros (valor arbitrado com base em observações de campo) em relação à cota do canal. Os pontos identificados em meio digital foram validados em campo e incorporados ao mapeamento. A área restante foi interpretada como planície de inundação.

Após o primeiro passo, foram identificadas formas fluviais específicas em todas as unidades do nível 1 por meio de fotointerpretação, com exceção dos terraços. Foram utilizados como critérios desenvolvidos para a presente pesquisa: a forma, a posição, a presença de água na superfície, o material na superfície, a extensão da inundação do evento e transformações na paisagem. O material na superfície foi utilizado como critério nos terraços

a partir de análise em campo. As unidades identificadas e critérios utilizados estão apresentados no Quadro 4.1.

Quadro 4.1 – Classes do mapeamento das formas fluviais na planície do rio Jacareí.

Unidade geomorfológica <sup>1</sup>		Formas fluviais específicas <sup>1</sup>		Critérios empregados
COD.	Nome	COD.	Nome	
1	Leito fluvial	1.1	Canal fluvial	Forma, posição e presença de água
		1.2	Barras fluviais ativas	Posição e material na superfície
2	Planície de inundação	2.1	Área úmida ( <i>Backswamp</i> )	Posição e aspecto úmido da vegetação
		2.2	Barra fluvial inativa	A partir da imagem de 2011
		2.3	<i>Crevasse splay</i>	Forma e posição
		2.4	Leito fluvial anastomosado inativo	Áreas não afetadas pelo evento de 2011
		2.5	Planície de inundação distal	Eventos extremos pluviométricos, topografia, vegetação, sedimentação recente e conversa com moradores
		2.6	Planície de inundação proximal soterrada	A partir da imagem de 2011
		2.7	Planície de inundação proximal	Forma e posição
3	Leque	3.1	Leque de blocos	A partir da imagem de 2011
		3.2	Leque arenoso	A partir da imagem de 2011
4	Terraço	4.1	Terraço fluvial I – cobertura arenosa	Identificação em campo
		4.2	Terraço fluvial II – blocos e seixos	Identificação em campo

FONTE: O autor (2022).

A partir do mapeamento de formas fluviais foram realizados trabalhos de campo para identificação e caracterização das fácies sedimentares. Os pontos de coleta foram selecionados em função da existência de acessos, seja por estradas vicinais ou trilhas. Foram abertas trincheiras com auxílio de ferramentas de campo e maquinário e realizadas tradagens com trado holandês para material arenoso, com caçamba de 20 cm e boca de 6 cm.

A identificação de fácies foi realizada utilizando-se como critérios mudanças visíveis de cor, geometria, textura, estrutura e presença de raízes, mosqueados e fragmentos de troncos (MIALL, 2016a; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c). A identificação de estruturas foi possível apenas nas trincheiras, em função da limitação do método de tradagem. Nos pontos de tradagem as fácies foram sempre consideradas em estrutura maciça. Foi coletado material sedimentar em área core de cada fácies identificada para estimativa de matéria orgânica e caracterização granulométrica.

A localização do ponto de coleta das amostras foi realizada por aparelho GNSS *Garmin Etrex 10*, recebendo sinal dos sistemas GPS e GLONASS. A profundidade das coletas foi padronizada em 1,2 m (extensão do trado), com exceção para as trincheiras abertas. Os pontos de coletas foram distribuídos pela planície, visando ter ao menos uma amostra para cada forma fluvial identificada. As fácies foram classificadas pelo sistema de codificação de Miall (MIALL, 1996; 2016b). Além das trincheiras e tradagens, foram coletadas amostras na

superfície de barras fluviais ativas e da carga de fundo do rio Jacareí, visando exclusivamente a caracterização granulométrica.

As amostras foram submetidas à secagem em estufa a 50° por 72 horas e, posteriormente, divididas em duas partes de 50 gramas com auxílio de quarteador tipo Johnes. O teor de matéria orgânica foi quantificado pelo método da mufla (SUGUIO, 1973; GOLDIN, 1987). As amostras secas foram colocadas em cadinhos de cerâmica, pesadas e acondicionadas em forno do tipo mufla. Na sequência, foram incineradas em uma temperatura de 600 °C por 4 horas. Posteriormente, os cadinhos + resíduos foram pesados. O teor de matéria orgânica (MO) foi determinado a partir da perda de massa pela incineração (SUGUIO, 1973; GOLDIN, 1987), conforme equação abaixo:

$$MO (\%) = \frac{P - (T - C) \times 100}{P}$$

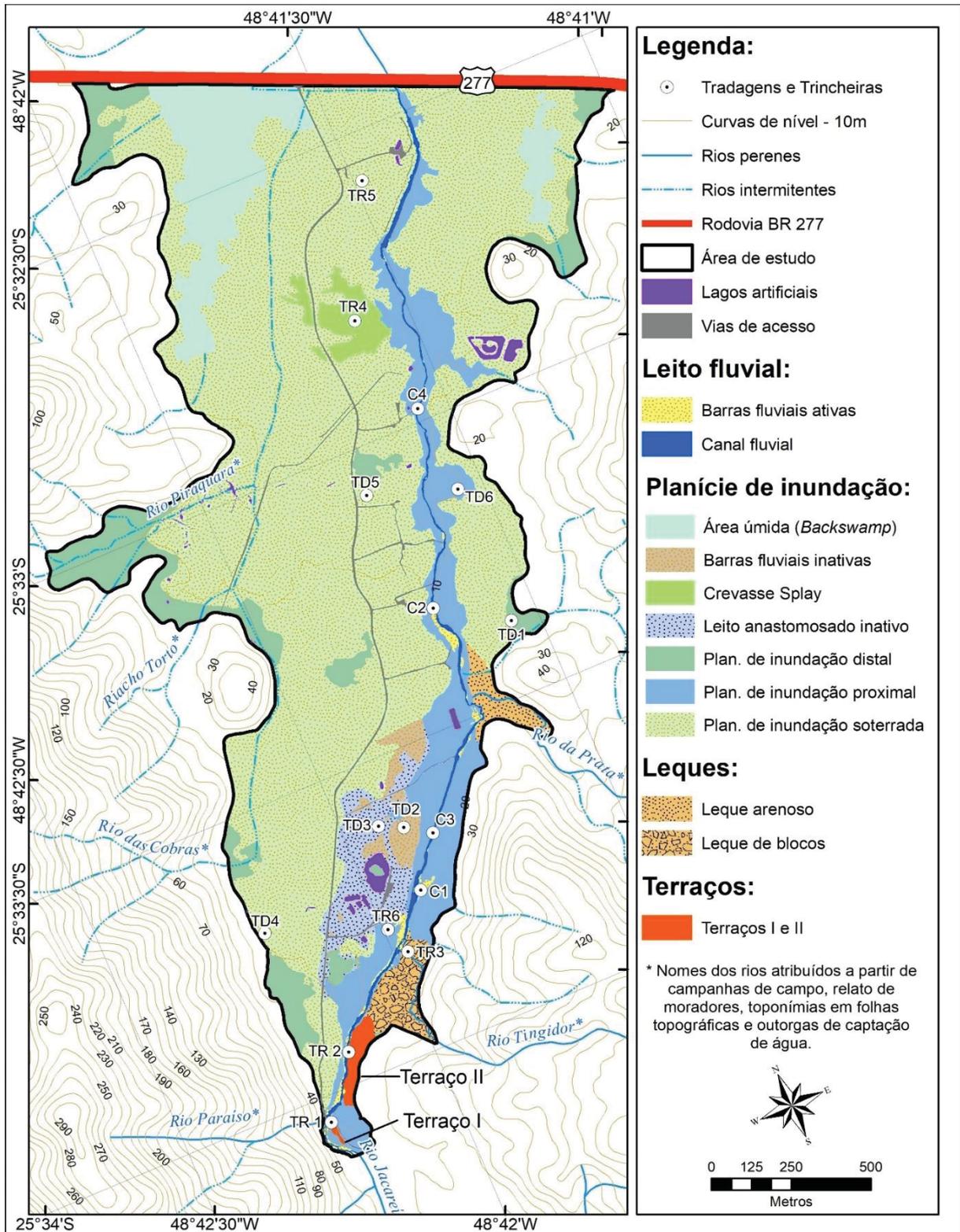
Sendo  $P$  o peso da amostra seca (g).  $T$  o peso da amostra (resíduo) após incineração (g).  $C$  a tara do cadinho.

A análise granulométrica foi realizada por peneiramento mecânico, visando identificar porcentagem de cascalho ( $> 2\text{mm}$ ), areias (entre  $2\text{mm}$  e  $0,063\text{ mm}$ ) e finos ( $< 0,063\text{ mm}$  - siltes e argilas), de acordo com escala Wentworth (SUGUIO, 1973). Foi utilizado agitador de peneiras por 10 minutos, seguido de pesagem em balança analítica de precisão ( $0,001\text{g}$ ). A predominância da classe granulométrica foi utilizada para definir a textura das fácies identificadas em campo, considerando o triângulo textural adaptado da *Soil Survey Manual*.

### 4.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A síntese das unidades morfoestratigráficas identificadas na planície aluvial do rio Jacareí em 2019, bem como lista de fácies associadas, é apresentada na Quadro 4.2. Foram identificadas 12 unidade morfoestratigráficas, divididas entre aquelas formadas antes, durante e após o evento extremos de corridas de lama e de detritos de 2011 (Figura 4.2). Campanhas de campo seguidas de análises laboratoriais permitiram identificar 10 tipologias de fácies estratigráficas em 12 pontos amostrais, sendo seis tradagens e sete trincheiras.

Figura 4.2 – Unidades morfoestratigráficas identificadas na planície aluvial do rio Jacareí em 2019.



FONTE: O autor (2022).

Quadro 4.2 – Unidades morfoestratigráficas e fácies associadas na planície aluvial do rio Jacareí em 2019.

Unidade morfoestratigráfica	Formas fluviais específicas	Área (ha)	Área (%)	Fácies identificadas (em sequência)	Ponto (s) amostral (is)
Unidades anteriores ao evento de 2011	Terraço fluvial I	0,1	0,0	Gcm	TR1
	Terraço fluvial II	1,3	0,4	Gmm, Sm (r), Sm, St e Gm	TR2
	Planície de inundação distal	23,4	8,1	Sm (r), Sm, Fsm (p) e Fsm	TD1
Unidades formadas pelo evento de 2011	Área úmida <sup>1</sup>	20,1	7,0	-	-
	Leque arenoso <sup>1</sup>	2,8	1,0	-	-
	Leque de blocos	3,9	1,3	Gm, Sm (p), Sm e Fsm	TR3
	Barra fluvial inativa	3,6	1,2	Sm, Sm (r), Fsm (r) e Fsm	TD2
	Leito anastomosado inativo	8,1	2,8	Gm, Sm, Fr e Fsm (p)	TD3
	Crevasse splay	4,2	1,5	Sm (i), St, Sm (r), Sm e Fsm	TR4
	Planície de inundação soterrada	186,9	64,7	Sm, Sm (r), Fsm, Fsm (p), Fr	TD4, TD5 e TR5
Unidades formadas após o evento de 2011	Planície de inundação proximal	30,4	10,5	Sm, Fr e Fsm	TR6 e TD6
	Leito fluvial ativo (canal + barras fluviais ativas) <sup>2</sup>	4,2	1,5	-	C1, C2, C3 e C4

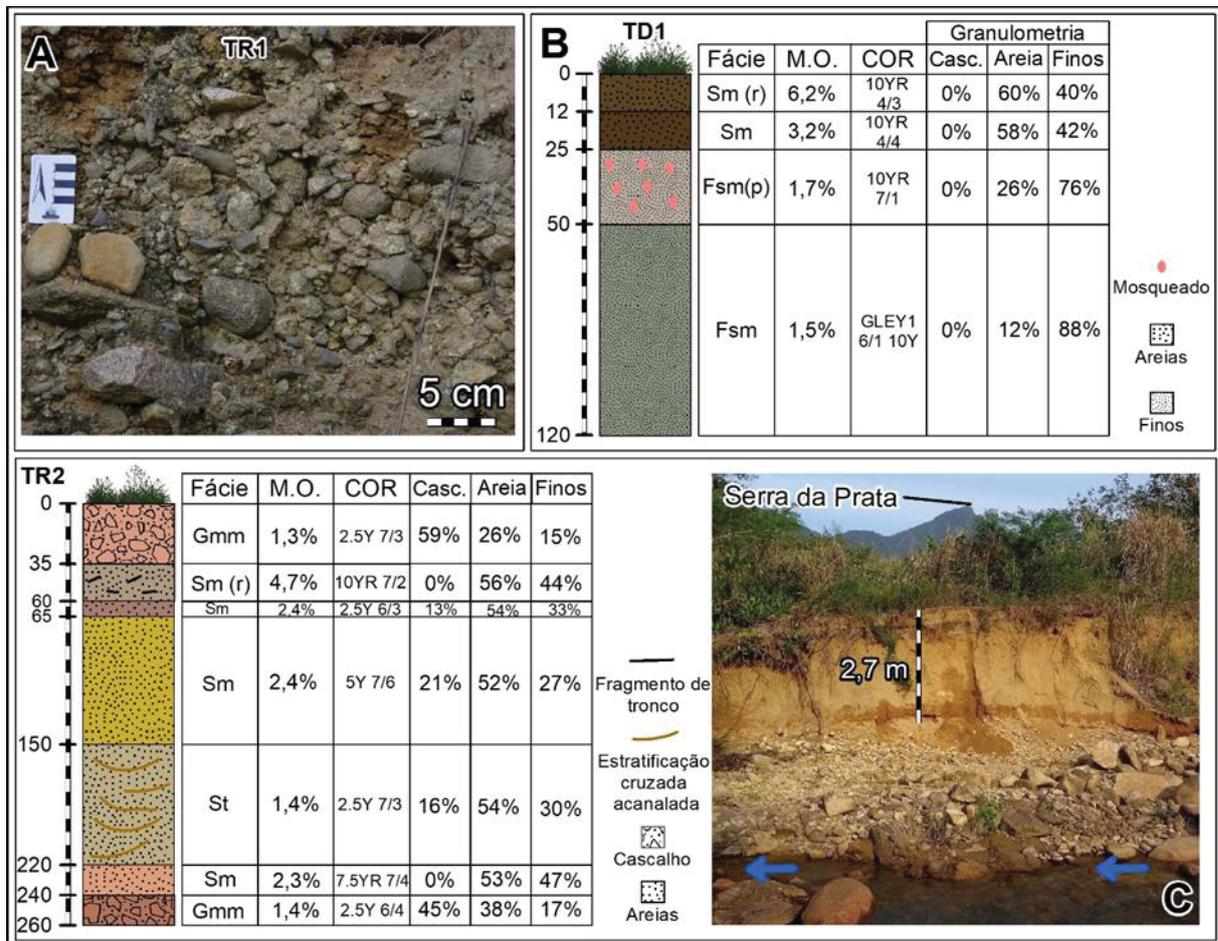
<sup>1</sup>Unidades com estratigrafia não descrita em função de dificuldades de coleta de dados em campo. <sup>2</sup>Descrição apenas do material presente na superfície das feições. FONTE: O autor (2022).

#### 4.3.1 Unidades anteriores ao evento de 2011

As unidades terraços I e II e a planície de inundação distal não foram afetadas pelas corridas de lama e de detritos de 2011. Os terraços I e II apresentam desníveis em relação ao leito fluvial do rio Jacareí, marcando 2,2 e 2,7 metros, respectivamente. Já as áreas da unidade planície de inundação distal situam-se nas extremidades da planície aluvial, próximo aos sopés das vertentes.

No terraço I foi identificada uma fácies Gcm, com seixos entre 5 e 7 cm suportados entre si, achatados e imbricados, majoritariamente arredondados, com orientação geral nordeste (Figura 4.3-A). Já o terraço II apresentou sete fácies (Figura 4.3-C), sendo que cinco possuem material majoritariamente na fração areia, individualizados em função das estruturas encontradas, seja maciça (Sm) ou estratificação cruzada acanalada (St). No topo e na base do perfil foram identificadas fácies nas frações granulométricas de cascalhos em estrutura maciça (Gmm).

Figura 4.3 – Fácies encontrada na unidade terraço I (A – TR1), perfil sedimentar na unidade planície de inundação distal (B – TD1) e perfil sedimentar da unidade terraço II (C – TR2).



FONTE: O autor (2022).

No ponto amostral da planície de inundação distal, foram identificadas quatro fácies (Figura 4.3-B). As duas primeiras fácies apresentam predomínio de material arenoso em estrutura maciça (Sm), sendo que na primeira são encontradas raízes – Sm (r) e o maior teor de matéria orgânica do perfil (6,2%). A terceira fácies tem cor cinzenta-clara (10YR 7/1) e apresenta granulometria fina com mosqueado – Fsm (p). A última fácies, cinzenta-esverdeada (GLE Y1 6/1 10Y), apresenta granulometria fina em estrutura maciça (Fsm).

#### 4.3.2 Unidades formadas pelo evento de 2011

Foram identificadas sete unidades morfoestratigráficas formadas pelas corridas de lama e de detritos de 2011. Não foi possível coletar amostras nas unidades “áreas úmidas” e “leque arenoso”, devido a dificuldades de acesso. A unidade “áreas úmidas” (ou brejo, correlato ao termo inglês *backswamp*) é composta por duas feições às margens dos rios

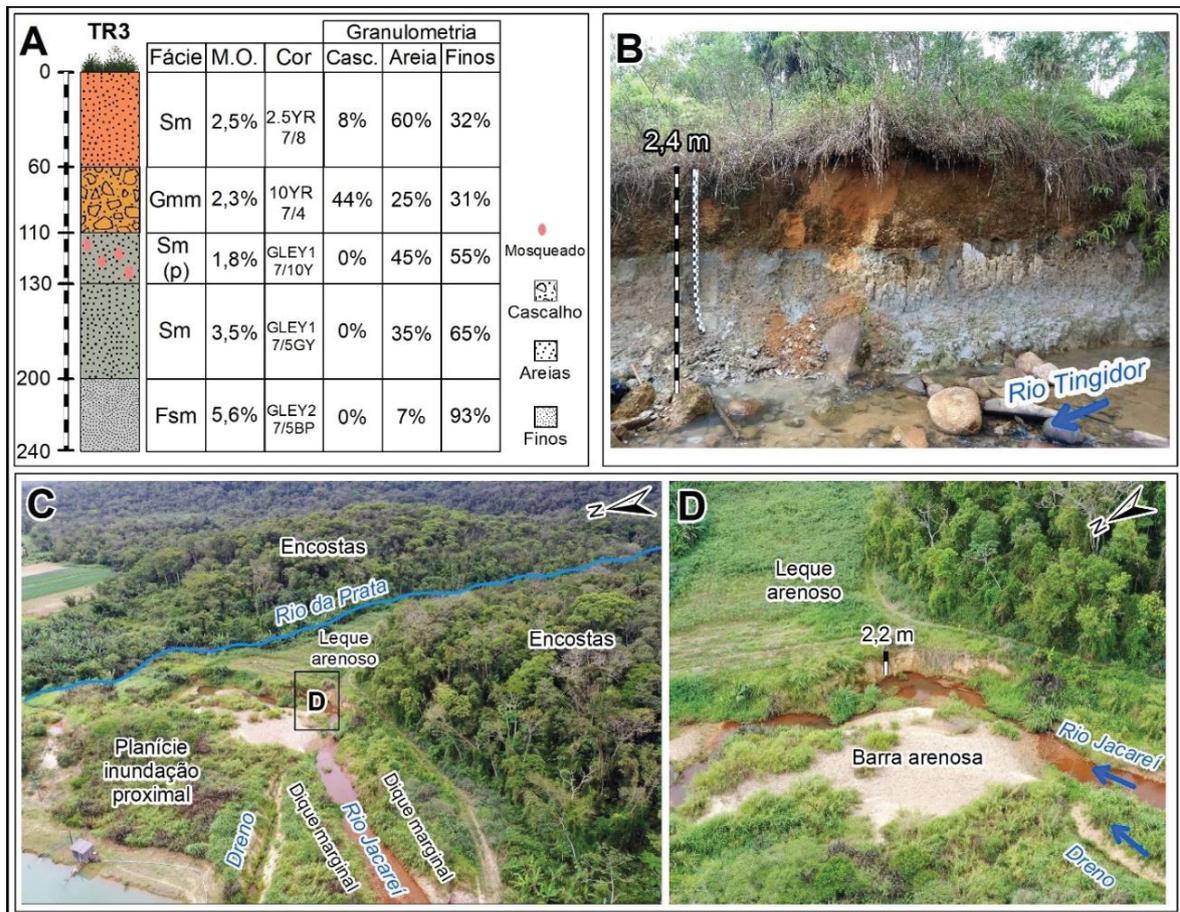
Piraquara e Santana-Jacareí, ambos intermitentes que drenam na planície aluvial. Por tratar de ambientes de redução, espera-se encontrar nesta unidade sedimentos típicos de locais com presença constante de água, apresentando coloração acinzentada. Ainda, pode ser encontrada uma camada arenosa na superfície oriunda do evento de março de 2011.

A unidade “leque arenoso” é composta por feição única situada na desembocadura do rio da Prata, afluente perene de margem direita do rio Jacareí (nascentes na Serra da Prata). A partir da imagem pancromática de 2011 e imagens oblíquas captadas por RPA em 2020 é possível inferir que a presença de material nas frações de areia a finos (silte e argila), podendo apresentar cascalhos (Figura 4.4-C). Foi constatado em campo, com auxílio da RPA, pontos de erosão nesta feição causados pelo rio Jacareí (Figura 4.4-D).

A unidade “leque de blocos e matacões” também é composta por feição única, situada na desembocadura do rio Tingidor, afluente perene de margem direita do rio Jacareí. O canal do rio Tingidor foi soterrado com a formação desta unidade em 2011. Na imagem pancromática de 2011 é possível constatar que o rio Tingidor escavou um novo canal, contornando o leque. Não foi possível amostrar no centro da feição, visto dificuldade de acesso e sua composição predominantemente de blocos e matacões. Foi possível encontrar uma trincheira nas bordas da feição, provavelmente escavada do processo de reestabelecimento do canal do rio Tingidor. De acordo com as fácies identificadas e o desnível do perfil em relação ao rio Jacareí (2,4 metros), é possível inferir que o leque de blocos e matacões se formou sobre um terraço fluvial pré-existente.

Foram identificadas cinco fácies na trincheira situada na borda da unidade “leque de blocos e matacões” (Figura 4.4-A e B). No topo do perfil foi identificado uma fácies Sm (arenosa em estrutura maciça) de coloração vermelho-claro (2.5 YR 7/8). Na sequência, uma fácies cascalhenta maciça suportada pela matriz (Gmm) em estrutura maciça de cor bruno muito claro-acinzentado (10 YR 7/4). As três últimas fácies do perfil apresentam mudança abrupta de cor (acinzentadas) e textura. Destas, duas são fácies arenosas em estrutura maciça (Sm), sendo que a terceira apresenta mosqueamento – fácies Sm (p). A última fácies apresenta granulometria fina em estrutura maciça de cor cinzento-azulado-claro (GLEY 2 7/5 BP).

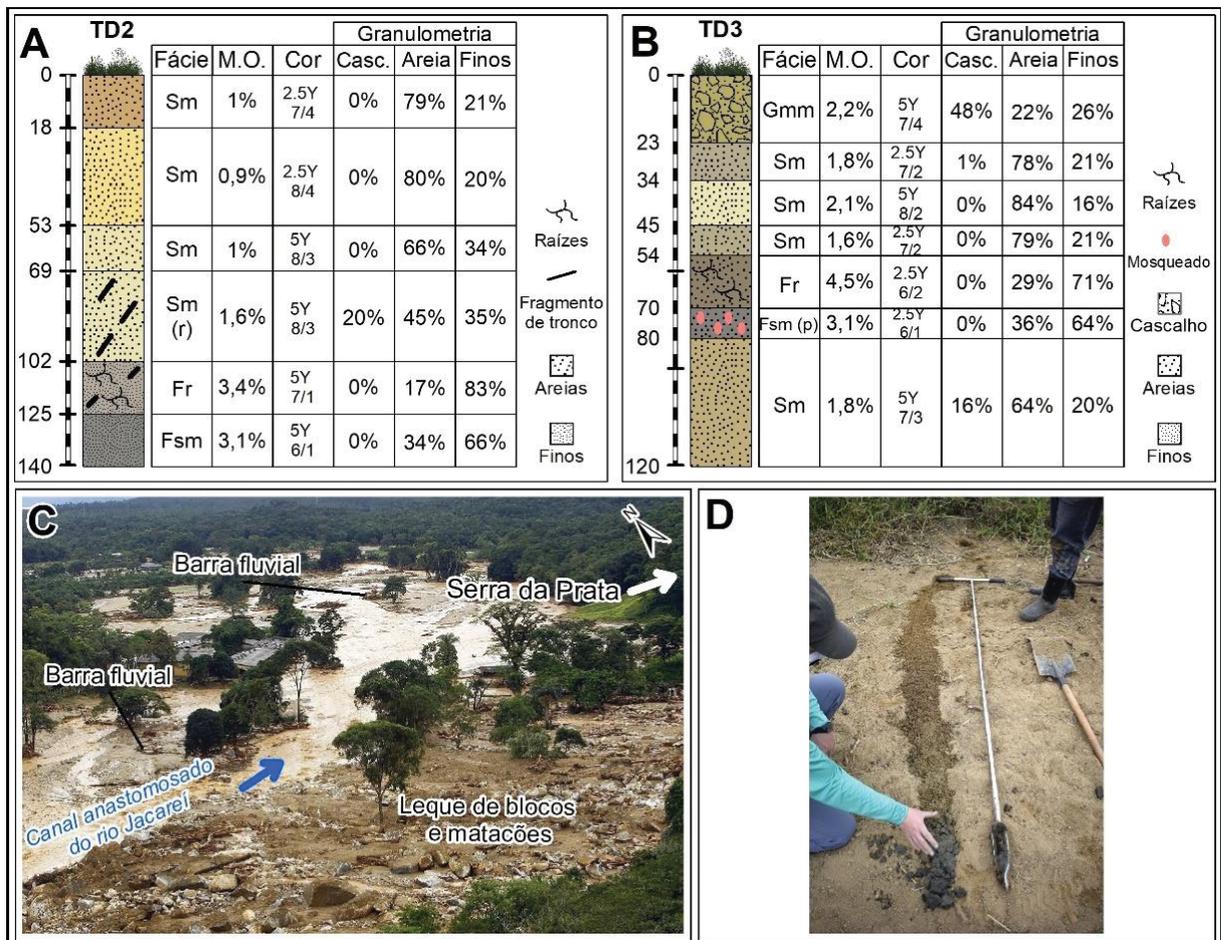
Figura 4.4 – (A) Perfil sedimentar na unidade “Leque de blocos” – TR3. (B) Visão da TR3. (C): Visão aérea da unidade “Leque arenoso”, na foz do rio da Prata. (D) Foco no ponto de erosão no leque arenoso.



FONTE: O autor (2022).

Com o rompimento da ponte da BR 277 sobre o rio Jacareí, água, sedimentos e matéria orgânica escoaram para a baía de Antonina. Esta dinâmica de fluxos modelou as unidades “barra fluvial inativa” e “leito anastomosado inativo” (Figura 4.5-C). Estas unidades estão inativas, sendo que parte foi consumida na reabertura do canal fluvial do rio Jacareí em 2011 e parte foi incorporada à planície de inundação. A tradagem realizada em uma feição da unidade “barra fluvial inativa” apresentou cerca de 1 metro de material arenoso depositado pelas corridas de lama de 2011 (Figura 4.5-A e D).

Figura 4.5 – (A) Perfil sedimentar na unidade barra fluvial inativa – TD2. (B) Perfil sedimentar na unidade leito anastomosado inativo – TD3. (C) Fotografia registrada no trecho 1 da planície aluvial logo após o evento de 2011. (D) Material tradado na unidade barra fluvial inativa – TD2.



FONTE: O autor (2022).

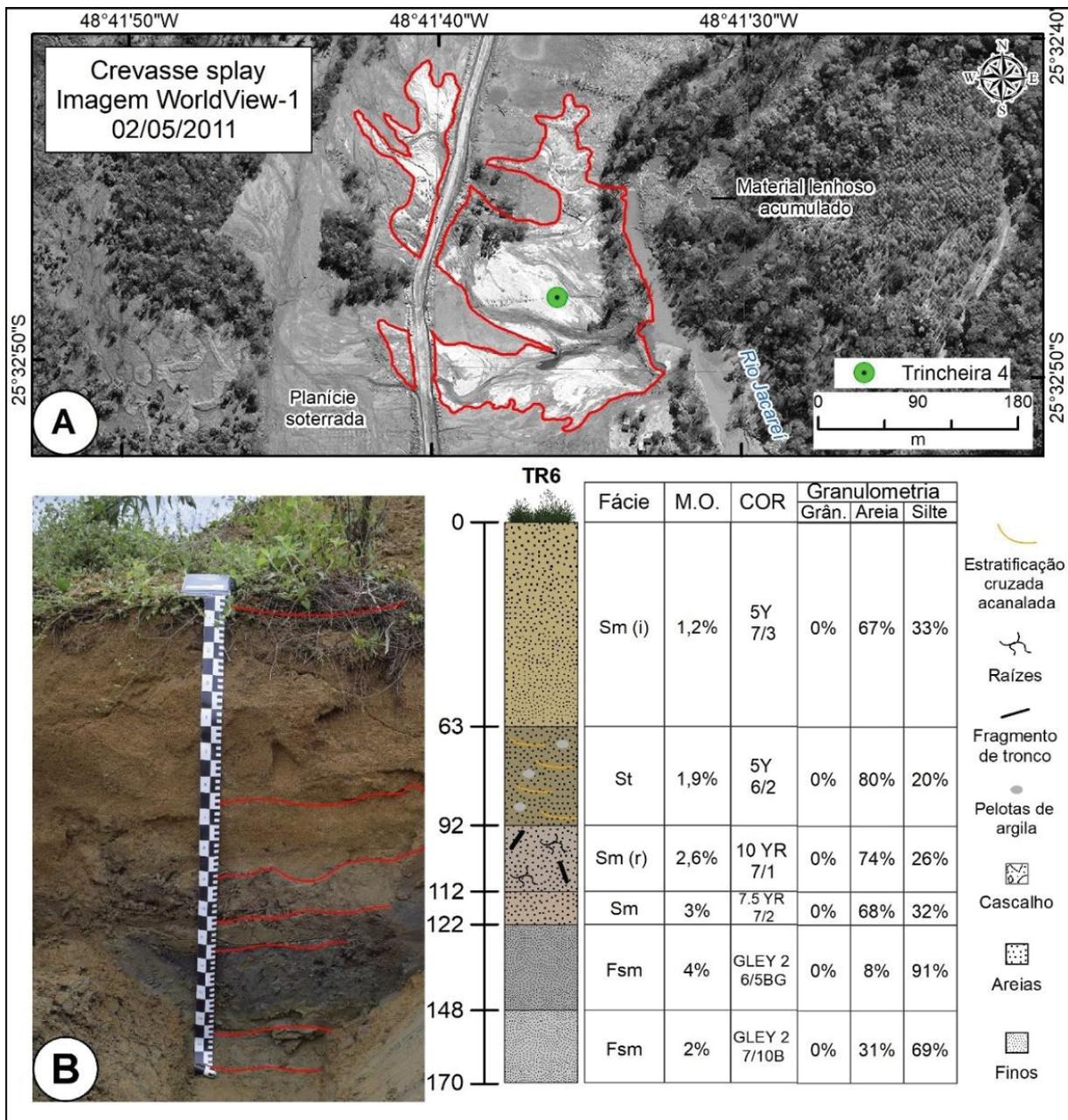
Durante a tradagem realizada na unidade “barra fluvial inativa” foram identificadas seis fácies. As quatro primeiras apresentam material arenoso, possivelmente em estrutura maciça (Sm) de cores amareladas. A última fácies arenosa apresenta fragmentos de troncos. As últimas duas fácies apresentam material fino, altos valores de matéria orgânica (3,4 e 3,1%, respectivamente) e possivelmente estão em estrutura maciça (Fsm), sendo que na penúltima foi identificado raízes e fragmentos de troncos.

Na unidade “leito anastomosado inativo” foi aberta uma trincheira, onde foi possível identificar sete fácies (Figura 4.5-D). A primeira fácies (fundo do canal anastomosado de 2011) apresenta material cascalhento em estrutura maciça suportado pela matriz (Gmm), seguida por três fácies arenosas em estrutura maciça distinguidas pela cor (Sm). Após, em mudança abrupta, observa-se uma fácies de granulometria fina e com alto teor de matéria orgânica (4,5%) e presença de raízes. Na sequência tem-se uma fácies de granulometria fina

cinzenta (2.5Y 6/1) com mosqueamento – Fsm (p). A última fácies do perfil é arenosa em estrutura maciça (Sm).

Com o entulhamento do canal do rio Jacareí por troncos (proximidades da ponte da BR 277), houve rompimento de margens, formando a unidade “*crevasse splay*”. A literatura aponta que essa feição se refere a um depósito de rompimento, uma espécie de leque situado nas margens fluviais. Com feição única, foi aberta uma trincheira com auxílio de maquinário, sendo identificadas seis fácies (Figura 4.6).

Figura 4.6 – (A) Visão em planta da unidade “*Crevasse splay*”. (B) Perfil sedimentar e visão da trincheira 6.

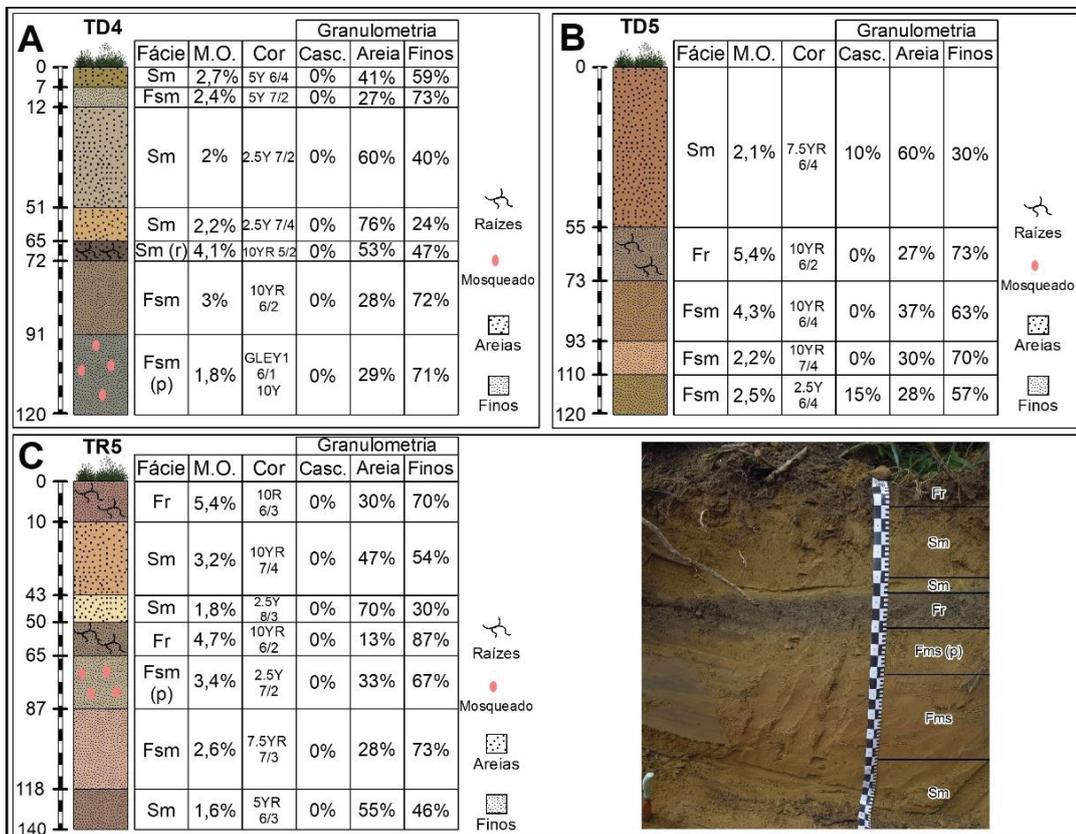


FONTE: O autor (2022).

A primeira fácies, de granulometria arenosa, apresentou gradação inversa, com grossa no topo e areia média a fina na base. A fácies seguinte, de textura arenosa, apresentou estrutura cruzada acanalada (St) e pelotas de argila. Na sequência duas fácies arenosas em estrutura maciça (Sm), sendo identificado, na terceira, raízes e fragmentos de troncos – Sm (r). As duas últimas fácies apresentam transição abrupta, cores acinzentadas e estrutura maciça (Fsm), sendo que na penúltima foi registrado o maior teor de matéria orgânica do perfil (4%).

Por fim, a unidade “planície de inundação soterrada”, a maior identificada neste estudo, com 186,9 hectares, cerca de 65% da área de estudo. Esta unidade se estende por toda área de estudo, sendo realizado três pontos amostrais nos trechos 1, 2 e 3 da planície aluvial (representados na Figura 4.1). Cabe salientar a presença nesta unidade de canais de drenagem artificiais e diques marginais ao longo da única via de acesso à área, gerado pela reabertura da estrada por maquinário após o soterramento de 2011. Nos três pontos amostrais, o padrão identificado foi a presença de fácies arenosas em estrutura maciça (Sm) de cores amareladas e brunadas sobre fácies de material fino (Fr e Fsm) de cores escuras com presença de raízes e elevados valores de teores de matéria orgânica (Figura 4.7).

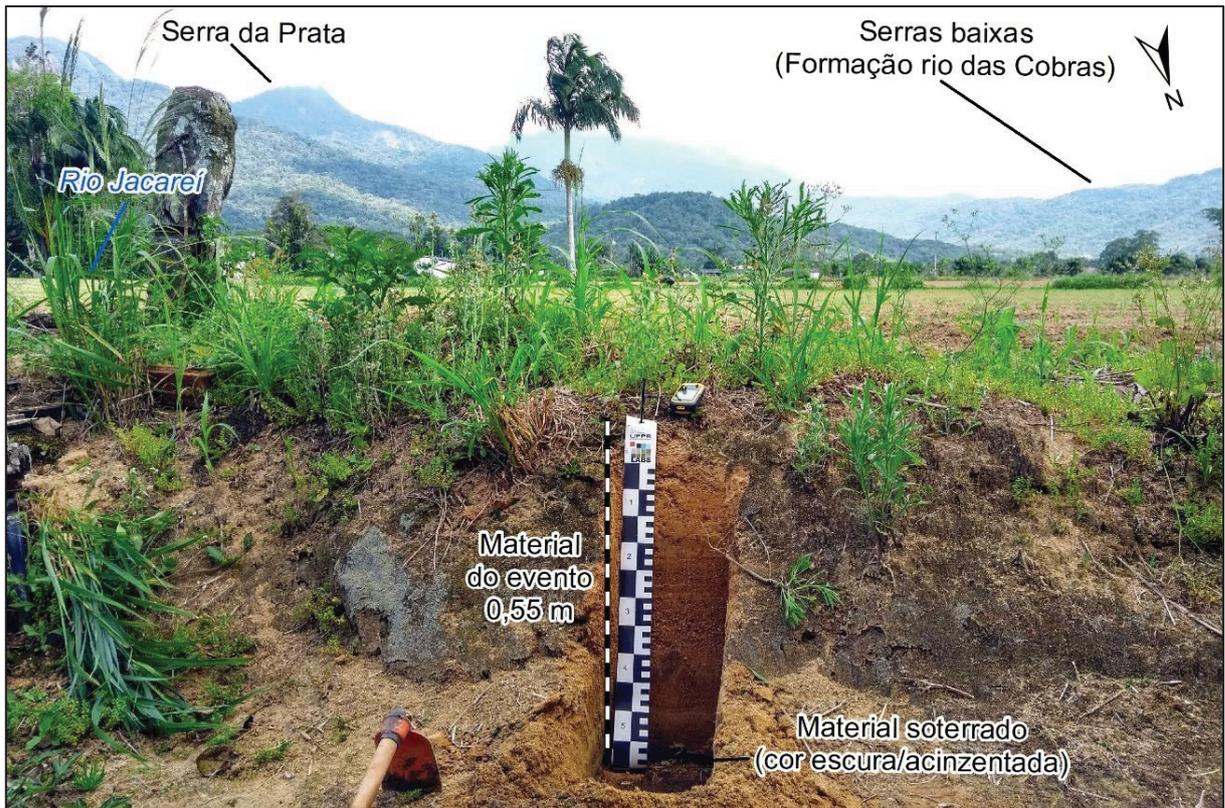
Figura 4.7 – Perfis sedimentares na unidade “Planície de inundação soterrada”. (A) Perfil sedimentar da tradagem 4. (B) Perfil sedimentar da trincheira 5. (C) Perfil sedimentar e visão da trincheira 5.



FONTE: O autor (2022).

Os pontos amostrais na unidade “Planície de inundação soterrada” demonstram o processo de crescimento vertical da planície aluvial do rio Jacareí induzido pelas corridas de lama e detritos de 2011. De acordo com os pontos amostrais, a planície aluvial cresceu em média 0,5 metro. A paisagem do entorno do ponto de tradagem 5 permite a visualização deste processo (Figura 4.8).

Figura 4.8 – Visão do local da tradagem 5 na unidade “Planície de inundação soterrada”.



FONTE: O autor (2022).

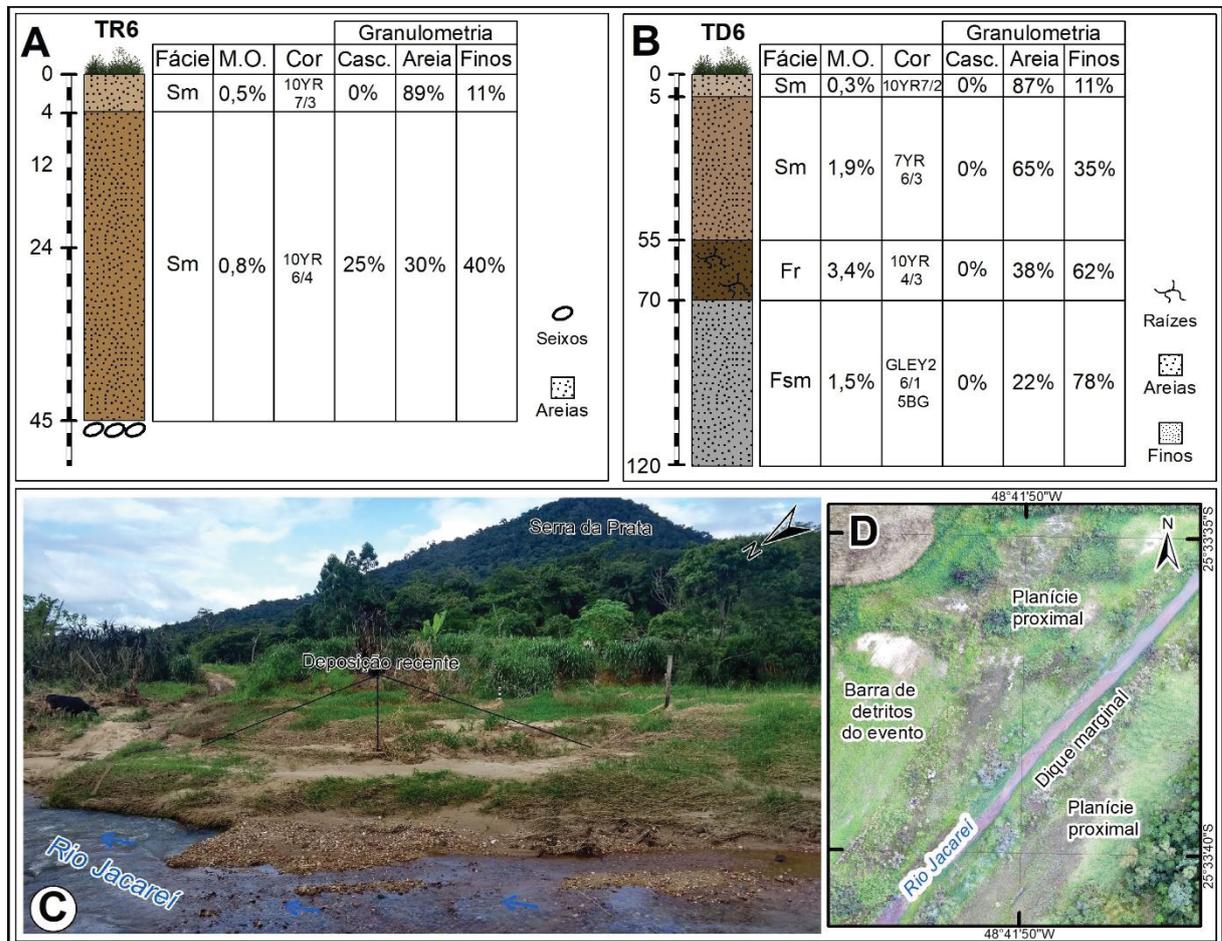
#### 4.3.3 Unidades posteriores ao evento de 2011

A planície de inundação proximal, as barras fluviais e o canal fluvial são feições desenvolvidas após o evento de 2011, estando estritamente relacionadas entre si. A planície de inundação proximal situa-se no entorno do canal do rio Jacareí, sendo área suscetíveis a eventos periódicos de inundação fluvial. Esta unidade formou-se por processos de acresção lateral e vertical sobre depósitos de corridas lama e de detritos, do canal anastomosado e das barras de detritos. Dentro desta unidade também são encontrados canais de inundação e bacias de inundação.

A planície de inundação proximal apresenta vegetação no estrato arbustivo como, por exemplo, a espécie popularmente conhecida como taboa (*Typha domingensis*). Sua ocorrência espacial é identificada analisando imagens aéreas no entorno do rio Jacareí, por meio de critérios como o estrato da vegetação e seu aspecto úmido (Figura 4.9-D). Quanto aos sedimentos, é possível identificar em campo lâminas (até 1 cm) e estratos (acima de 1cm) de material recém depositado, principalmente após eventos extremos de precipitação (Figura 4.9-C).

Nos trechos 2 e 3 não foram encontrados material nesta granulometria. Na trincheira 6 foram identificadas duas fácies sedimentares, ambas arenosas em estrutura maciça, sobreposta a acumulado de seixos (Figura 4.9-A). Na tradagem 6, foi identificado quatro fácies, sendo as duas primeiras arenosas em estrutura maciça sobrepostas a fácies de material fino (Figura 4.9-B).

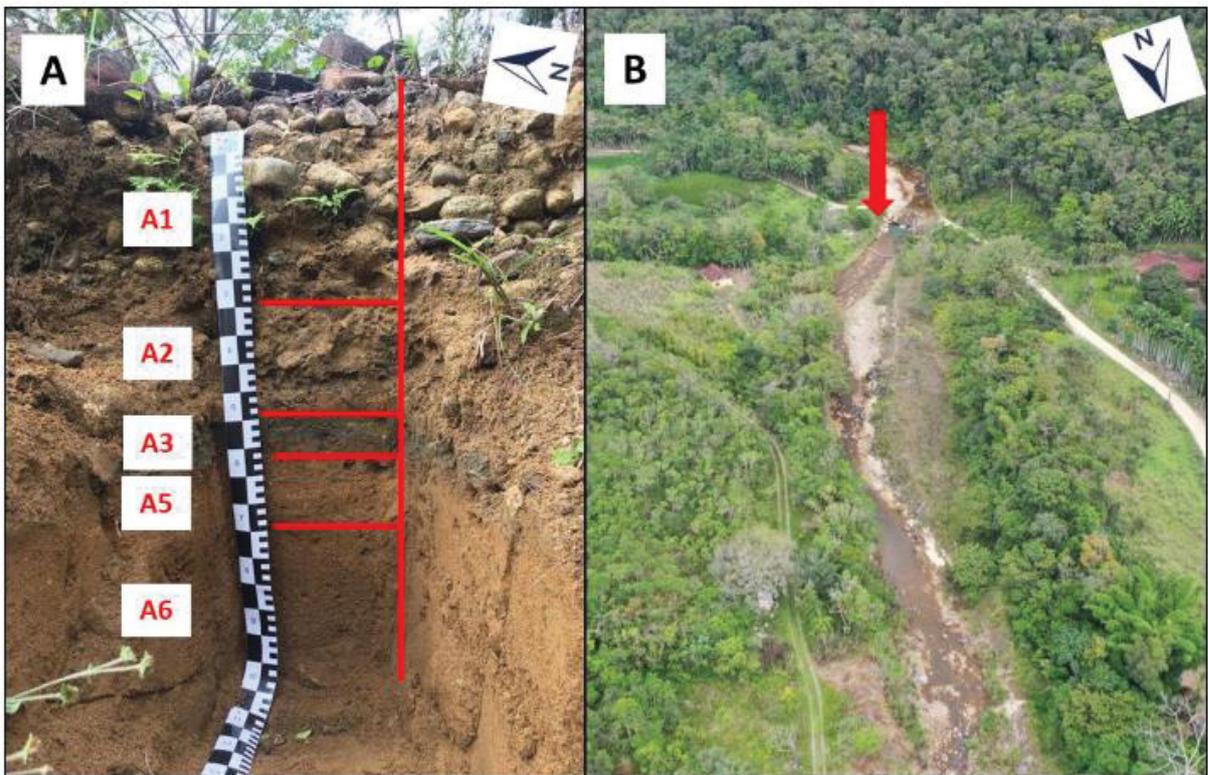
Figura 4.9 – (A) Perfil sedimentar da trincheira 6. (B) Perfil sedimentar da tradagem 6. (C) Planície de inundação proximal após evento de inundação fluvial com presença de material recém depositado. (D) Visão vertical da unidade “Planície de inundação proximal”.



FONTE: O autor (2022).

Nota-se distinto comportamento estratigráfico no trecho 1 da unidade “Planície de inundação proximal”, visto a expressiva presença de material grosso (blocos e matacões que impediram a realização de tradagens ou abertura de trincheiras). O trabalho de Paz e Paula (2021) apresenta uma trincheira aberta nesta unidade (Figura 4.10), composta por lamina arenosas sobre material cascalhento (seixos – fácies originada pelo evento de 2011) que, por sua vez, situa-se acima de material fino/arenoso, possivelmente fácies Fsm e Sm (anteriores ao evento).

Figura 4.10 – (A) trincheira aberta na unidade “Planície de inundação proximal” por Paz e Paula (2021). (B) Local da trincheira em relação ao leito fluvial.



FONTE: Paz e Paula (2021).

O material das feições do leito fluvial apresentou granulometria muito grossa e grossa em todas as amostras, com amplo predomínio de cascalhos e areias (Quadro 4.3). No ponto C1, em barra fluvial ativa situada no trecho 1 da planície aluvial, logo após o rio Jacareí adentrar a planície aluvial, a amostra coletada apresentou 53% de cascalhos.

Quadro 4.3 – Unidades morfoestratigráficas mapeadas e fácies associadas na planície aluvial do rio Jacareí.

<b>COD. Coleta</b>	<b>Leito fluvial</b>	<b>Cascalho</b>	<b>Areia</b>	<b>Finos</b>
C1	Barra fluvial ativa – trecho 1	53%	42%	5%
C2	Barra fluvial ativa – trecho 2	10%	74%	16%
C3	Canal fluvial – trecho 1	7%	88%	5%
C4	Canal fluvial – trecho 2	0%	87%	13%

FONTE: O autor (2022).

#### 4.3.4 Discussão

Os terraços situados no trecho 1 da planície ajudam a compreender o cenário passado desta paisagem, em situações diferentes quanto ao nível do mar. A fácies Gcm, encontrada no terraço I, é apontada na literatura como típica de fluxos turbulentos (MIALL, 1996; 2016a). O imbricamento e arredondamento dos seixos e a posição próxima ao sopé da Serra da Prata sustenta a ideia de que o terraço I se trata de depósito de um canal, possivelmente um paleocanal do rio Jacareí.

No terraço II foi encontrado uma fácies Gmm, interpretada na literatura como de origem a partir de fluxo viscoso de detritos (MIALL, 1996; 2016a). Pela posição superficial do perfil, interpreta-se este material como advindo do evento de março de 2011. Na sequência é observada uma série de fácies arenosas, interpretadas aqui como diferentes momentos da dinâmica fluvial do rio Jacareí. As fácies arenosas de estrutura maciça podem ser relacionadas a depósitos de leito fluvial, como canais e barras arenosas. Já a fácies St, que apresenta estrutura cruzada acanalada, é associada na literatura a depósitos de acreção lateral e frontal ou depósitos de rompimento (MIALL, 1996; 2016a).

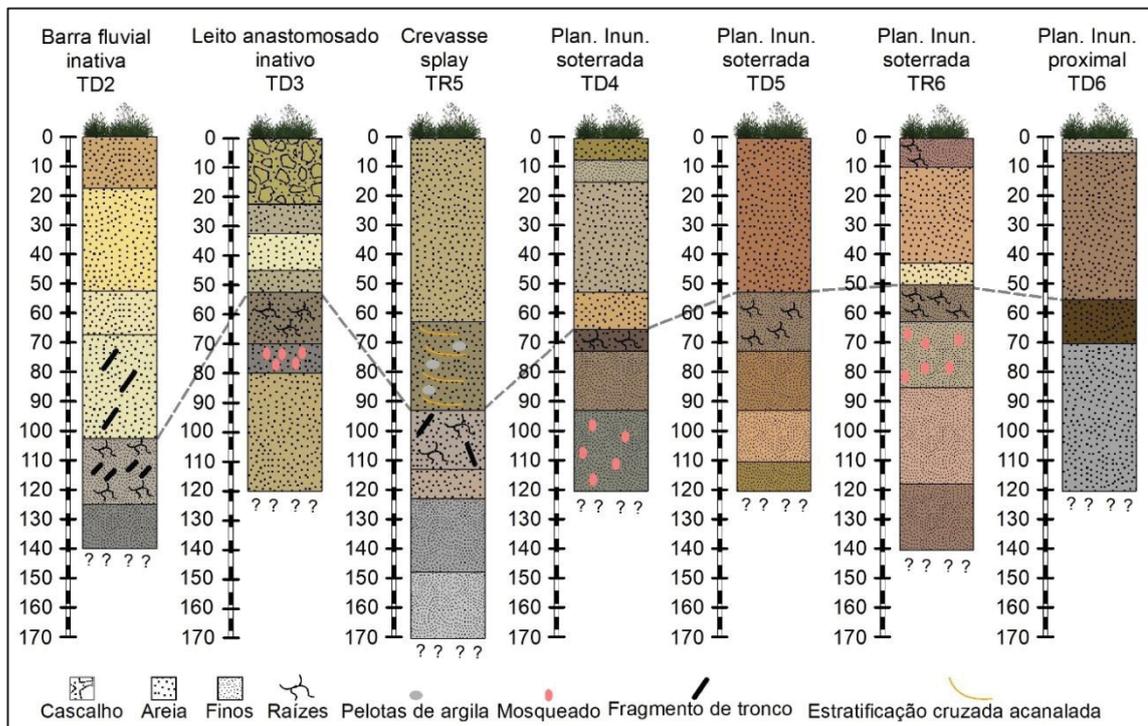
Já no leque de blocos do rio Tingidor, o terraço soterrado caracterizado a partir da trincheira 2, as duas primeiras fácies (Gmm) foram depositadas pelo evento de 2011, sendo comumente associadas a fluxos viscosos de detritos (MIALL, 1996, 2016b). Enquanto as fácies acinzentadas subsequentes são associadas a ambientes marginais com saturação de água, como planícies de inundação proximais, lagoas marginais, brejos ou canais abandonados (MIALL, 1996; 2016a).

Os três terraços parecem representar diferentes pontos da paisagem de paleoplanícies do rio Jacareí durante o quaternário. Considerando a proximidade ao mar, o desnível em relação à cota atual do rio Jacareí indica o processo de oscilação do nível do mar e consequente abandono do depósito. Trata-se de materiais não afetados pelos processos de remoção, podendo ajudar no entendimento da evolução da paisagem de planícies aluviais situadas nos sopés da Serra do Mar. Assim, recomendam-se estudos adicionais,

principalmente de datação, que relacionem os três terraços entre si e com a evolução fluvial da planície do rio Jacaré.

Quanto aos depósitos atuais, fica evidente que mudanças abruptas de granulometria, cor e presença de raízes são os marcadores que distinguem depósitos formados pelo evento de março de 2011. Ao longo da planície foram identificadas feições fluviais com depósitos arenosos em estrutura maciça (Sm), sobrepostos a materiais de granulometria fina (silte e argila) de cores brunadas ou acinzentadas (Figura 4.11). Tais marcadores estão bem preservados e podem ser identificados ainda em campo.

Figura 4.11 – Perfis sedimentares das unidades estratigráficas formadas pelo evento de 2011.



FONTE: O autor (2022).

O teor de matéria orgânica elevado na fácies subsequente aos depósitos arenosos formados pelo evento de 2011 sugere que esta fácies seriam o horizonte A dos solos existentes na planície antes de 2011. Mapeamentos pedológicos apontam a existência de Cambissolos Flúvicos e Gleissolos Háplicos na planície do rio Jacaré (PAULA, 2010; 2016). Em análise de maior detalhe, já foi identificado Cambissolo Flúvico Tb Distrófico típico soterrado pelo evento de 2011 na planície (PAZ; PAULA, 2021).

Na trincheira 5, unidade “Planície de inundação soterrada”, em área circundada por vegetação arbórea, pode-se interpretar a primeira fácies (Fr) como um horizonte A em

processo de formação sobre o material arenoso do evento de 2011. Este apresenta 10 cm de espessura, indica início de processo pedogenético na área. Pelas características observadas em campo, constata-se que, ponto de vista pedológico, esta trincheira retrata um Cambissolo Flúvico (pré-evento) sobreposto por um Neossolo Quartzarênico em processo de formação (pós-evento).

A literatura aponta que, na planície aluvial do rio Jacaré, ocorreram corridas de detritos nos canais intramontanos e nas desembocaduras e corridas de lama na planície de inundação (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; SILVEIRA et al., 2014). Assim, considerando as definições na literatura quanto à granulometria dos processos (COSTA, 1984b; HUNGR, 2005), fácies cascalhentas do evento são associadas às corridas de detritos, enquanto fácies arenosas foram depositadas pelas corridas de lama. No entanto, no perfil sedimentar da trincheira 6 (unidade planície de inundação proximal) observa-se fácies arenosas maciças sobre cascalhos (majoritariamente seixos), podendo este ponto indicar a interação entre ambas as tipologias de fluxos.

Fácies arenosas e de material fino anteriores ao evento de 2011 têm sua gênese ligada aos processos de erosão e deposição fluvial do rio Jacaré. Fácies Fsm acinzentadas são comumente associadas a ambientes marginais ao canal com certa presença de água, como planícies de inundação proximais, bacias de inundação, meandros abandonados e áreas úmidas (*backswamps*) (SUGUIO; BIGARELLA, 1990; MIALL, 2016b). Já fácies arenosas podem ser associados a feições de barras fluviais, diques marginais, depósitos de acreção frontal ou lateral, depósitos de rompimento (*crevasse splay*) e até depósitos de leito, principalmente quando presentes laminações cruzadas (SUGUIO; BIGARELLA, 1990; CHARLTON, 2007; MIALL, 2016b).

Ainda, no quesito de interação, evidências de campo sugerem que o trecho 1 da unidade “Planície de inundação proximal” foi estabelecido, após 2011, sobre depósitos de corridas de detritos formados em 2011. Esta seria uma unidade morfoestratigráfica distinta originada pelo evento de 2011, não apresentada no mapeamento em função de sua total cobertura pela unidade “Planície de inundação proximal”.

Quanto ao depósito formado, a planície aluvial teve expressivo crescimento vertical com o soterramento pelas corridas de lama e detritos de 2011. A espessura média dos depósitos nas feições mapeadas é de 0,5 metro, com exceção da unidade “Barra fluvial inativa” e “*Crevasse splay*”, onde variou de 0,9 a 1 metro. Considerando-se os critérios de distinção entre os sedimentos pré e pós o evento de 2011 apontados aqui, podem ser

realizados estudos que estimem o volume deste depósito, bem como explorem suas características sedimentológicas.

Unidades morfoestratigráficas típicas da paisagem fluvial, como terraços, planície de inundação proximal e distal, áreas úmidas e leques, foram identificadas na planície aluvial do rio Jacareí. Já as unidades leito anastomosado inativo e planície de inundação soterrada surgem das especificidades da interação dos processos gravitacionais e fluviais. O processo de intenso aporte sedimentar na planície, relacionado a fluxos de massas, a ponto de destruir/soterrar o canal meandrante existente e impor um canal anastomosado já foi relatado em outros pontos do litoral sul brasileiro, como na enchente na região de Tubarão (SC) em 1974 (BIGARELLA, 2003). Não foi encontrado na literatura consultada descrições morfoestratigráficas da unidade “planície de inundação soterrada” (ou unidade similar) na literatura nacional, muito provavelmente pela raridade e magnitude do processo construtor.

Também merece destaque a unidade mapeada “*Crevasse splay*”, a qual apresentou morfogênese distinta do modelo clássico deposicional de sistemas meandranes (CAHOON; WHITE; LYNCH, 2011; LI; BRISTOW, 2015; BURNS et al., 2017). O *crevasse splay* é entendido como um depósito de rompimento de margens em função da cheia do canal, precedendo ou não um evento de inundação fluvial (FRYIRS; BRIERLEY, 2013b). A literatura aponta ser rara a observação da feição *crevasse splay* no contexto brasileiro (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c).

No caso do Jacareí, o *crevasse splay* formou-se pela associação do incremento da vazão e carga sedimentar e obstrução do canal, resultando no seu rompimento. Os fluxos de água e sedimento geram a forma cônica, por vezes denominado leque de rompimento (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017b). Em casos extremos, tal feição precede processo de avulsão fluvial (KLEINHANS et al., 2013; YUILL et al., 2016). Em função dos fluxos de massas serem comuns da Serra do Mar, *crevasses splays* formados nestes eventos podem estar por trás de processos de rearranjo fluvial na planície litorânea.

Por fim, visto a relativa frequência de fluxos de massa na Serra do Mar (considerando o tempo geológico) e o impacto do evento de 2011 na planície aluvial, levanta-se apontamentos sobre as particularidades do ciclo deposicional de planícies fluviais de margem serrana. Estudos anteriores já relataram que após eventos de soterramento em planícies aluviais na região litorânea por fluxos de massa, os rios tendem a retomar seu padrão meândrico, retrabalhando o material no leito anastomosado (BIGARELLA, 2003).

Muito provavelmente este seria o cenário do rio Jacareí se não houvesse intervenções antrópicas (desassoreamento e retificação) no canal em 2011. O rio continuaria a escavar os

depósitos recém-formados até formar um novo canal. Outro fato que sustenta esta hipótese é a formação de uma planície proximal após o evento de 2011, indicando que processos de acreção lateral e vertical estão atuando.

Fácies arenosas recentes foram identificadas na planície de inundação proximal, bem como lentes arenosas sobre vegetação herbácea/arbustiva após eventos extremos pluviométricos. A literatura aponta que o rio Jacareí, após o evento extremo de 2011 e com intervenções antrópicas, está retomando sua sinuosidade (PAZ; PAULA, 2021). Tais informações indicam que o rio Jacareí está retomando processos de acreção lateral e vertical, típicos de rios meandantes da planície litorânea.

#### 4.4 CONCLUSÕES

Foram identificadas unidades morfoestratigráficas em três contextos temporais: as formadas anteriormente ao evento de corridas de massas de 2011, as formadas pelas corridas desse ano e unidades formadas após 2011. Observou-se predomínio de material grosso (blocos e seixos) no trecho 1 de planície e material arenoso nos trechos 2 e 3. Foram identificadas unidades morfoestratigráficas especificamente geradas pela ação das corridas de lama e de detritos em planícies aluviais. Os depósitos formados pelo evento de 2011 apresentam fácies arenosas com espessura entre 0,5 e 1 metro, sendo os principais marcadores para sua identificação a granulometria, a cor, a presença de raízes e o teor de matéria orgânica.

A caracterização morfoestratigráfica levou a reflexões sobre o processo evolutivo da paisagem da planície aluvial do rio Jacareí, podendo o evento de 2011 se tratar de uma fase do ciclo sedimentar de planícies fluviais às margens da Serra do Mar. Recomendam-se estudos adicionais que abordem esta hipótese e seu enquadramento frente aos modelos de deposição em sistemas fluviais. Também foi observado o possível papel destes eventos em transformações pedológicas locais.

Por fim, enfatiza-se que a paisagem da planície do rio Jacareí foi totalmente transformada pelo evento de 2011. Assim, dinâmicas ambientais que ocorreram antes de 2011 podem ter sido alteradas, bem como novos processos podem ocorrer. O mapeamento de unidades morfoestratigráficas apresentado aqui releva uma nova configuração de substrato, podendo auxiliar em estudos de capacidade de uso da terra e no ordenamento territorial da área.

## 5 SEDIMENTOLOGIA E RECONSTITUIÇÃO VOLUMÉTRICA DE DEPÓSITOS DE CORRIDAS DE LAMA EM PLANÍCIE ALUVIAL: ESTUDO NA BACIA DO RIO JACAREÍ, PARANÁ

### 5.1 INTRODUÇÃO

Corridas de lama e de detritos são fluxos gravitacionais rápidos compostos por uma mistura concentrada de sedimentos, matéria orgânica e água (HUNGR; LEROUEIL; PICARELLI, 2014). Estes eventos são comumente desencadeados a partir de deslizamentos associados a intensa precipitação (COSTA, 1984a; HUNGR, 2005). Se trata de um importante processo geomorfológico em paisagens serranas, intimamente relacionado com processo de denudação do relevo.

A elevada densidade desses fluxos de massa resulta em competência para transportar clastos desde frações de areias até matacões (LI et al., 2015; WANG et al., 2018b; YANG et al., 2019). Os depósitos sedimentares resultantes são comumente encontrados em leitos fluviais intramontanos e em desembocaduras, formando leques deposicionais (COSTA, 1984b; HUNGR, 2005). Em função da velocidade, da energia e do volume, estes processos apresentam alto potencial destrutivo, oferecendo riscos a estruturas e a populações (FROUDE; PETLEY, 2018).

Na região litorânea sul e sudeste do Brasil encontra-se a Serra do Mar, um sistema de escarpas e montanhas com notável complexidade litológica e estrutural, que apresenta elevados valores de declividade e expressivas médias de precipitação por períodos prolongados, sobretudo nos meses de verão (VIEIRA; GRAMANI, 2015). Estas características conferem à paisagem elevada suscetibilidade à ocorrência de corridas de lama e detritos (KOBAYAMA et al., 2015; VIEIRA; GRAMANI, 2015; ROSS; FIERZ, 2018). O tempo de recorrência destes processos na Serra do Mar pode estar sendo alterado em função das mudanças climáticas, pois já se constatou um aumento na frequência de eventos extremos de precipitação nesta região (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2011).

Em eventos de maior magnitude, os fluxos de lama e de detritos podem alcançar extensas áreas nas planícies aluviais, gerando inundações e formando “depósitos instantâneos”. Entende-se “depósitos instantâneos” como depósitos sedimentares formados em curto período de tempo, por inundações de alta carga sedimentar, induzidos por corridas de lama e detritos, similar ao termo inglês *flash flood deposits* (ORTEGA; GARZÓN HEYDT, 2009; PAREDES et al., 2021).

Um exemplo é encontrado em parte da planície do rio Jacareí (litoral do Paraná), fortemente afetada por processos gravitacionais em março de 2011, que formaram depósitos nos canais intramontanos, nas desembocaduras e na planície aluvial (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; SILVEIRA et al., 2013b). No entanto, mesmo conhecendo empiricamente o potencial de transformação da paisagem nas planícies aluviais pelas corridas de lama e detritos associadas a inundações, estudos sobre os depósitos gerados nesta unidade geomorfológica são escassos. Especificamente, questões sobre a sedimentologia e estimativas de volumes destes depósitos em planícies aluviais ainda permanecem desconhecidas.

Tanto a análise sedimentológica como a estimativa do volume depositado são importantes para compreensão do papel destes eventos na morfogênese das planícies aluviais de margem serrana. Assim, considerando a lacuna apontada e a planície aluvial do rio Jacareí como área de estudo, objetiva-se realizar uma análise sedimentológica e estimar o volume dos “depósitos instantâneos” gerado após os eventos de fluxos de massa ocorridos em março de 2011.

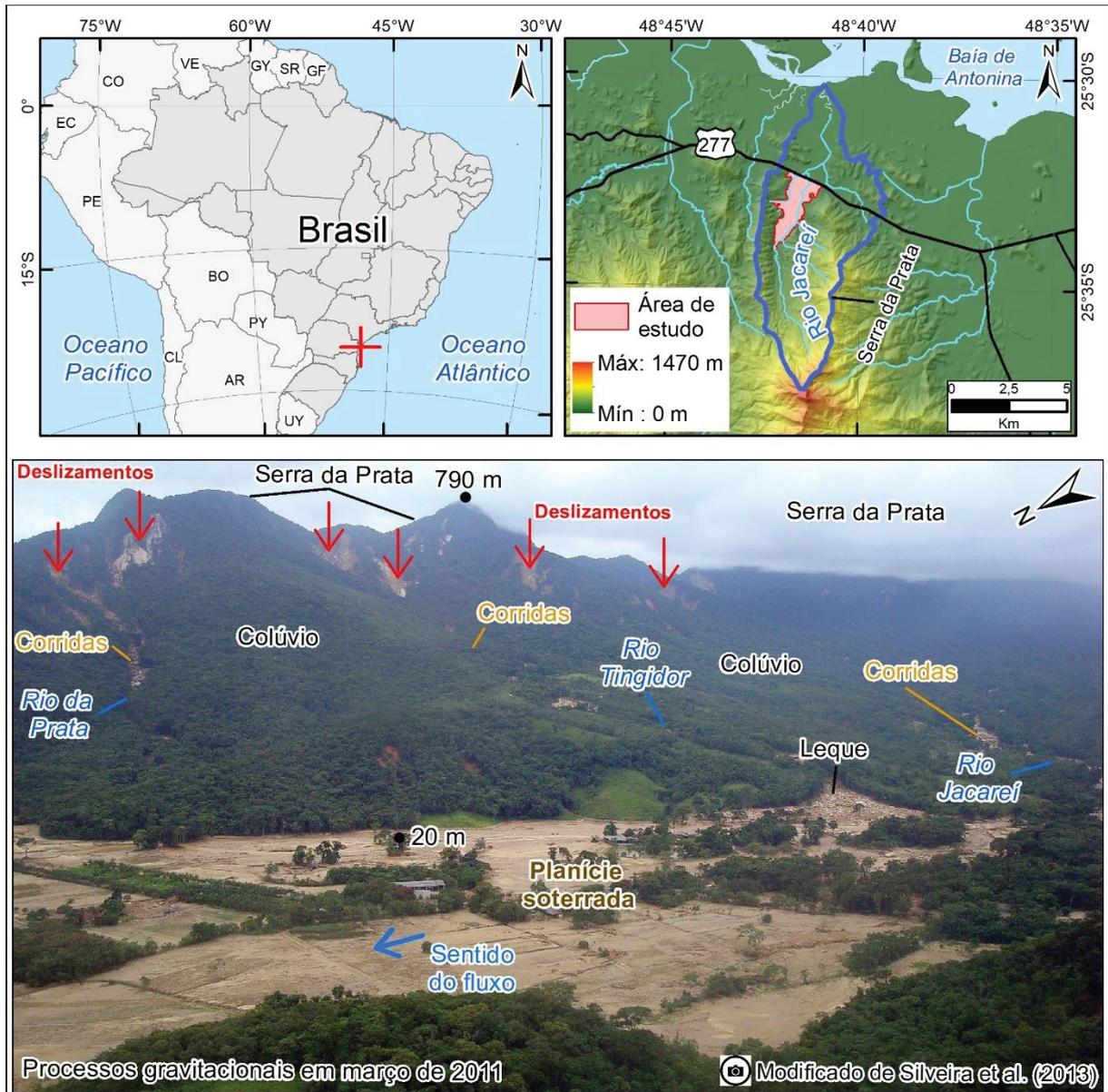
## 5.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

### 5.2.1 Área de estudo

A planície do rio Jacareí situa-se entre os municípios de Paranaguá e Morretes, no litoral do Paraná (Figura 5.1). A área de estudo foca em um trecho da planície aluvial, limitado entre a cota de 30 metros e o aterro da rodovia BR 277, porção mais afetada pelo evento de março de 2011. A jusante do aterro, a planície do rio Jacareí é composta por um mosaico de depósitos fluviais, marinhos, fluviomarinhos e paludais (ANGULO, 2004; MINEROPAR, 2006). A bacia do rio Jacareí (BRJ) apresenta 41,28 km<sup>2</sup>, enquanto o recorte da planície analisado neste estudo apresenta 2,86 km<sup>2</sup>.

Na área de estudo, o córrego Z e os rios Tingidor e da Prata são os únicos tributários de fluxo perene ao rio Jacareí, ambos em sua de margem direita. Os divisores hidrográficos de leste a sul situam-se na Serra da Prata, um núcleo de Serras Altas sustentadas por rochas granito-gnáissica-migmatíticas relacionadas ao Complexo Cachoeira (MINEROPAR, 2006), apresentando altitudes entre 800 e 1421 metros. Já os divisores a oeste apresentam altitudes entre 200 e 433 metros, composto por rochas metamórficas indiferenciadas da Formação Rio das Cobras (MINEROPAR, 2011).

Figura 5.1 – Localização da planície aluvial do rio Jacareí afetada pelo evento de 2011.



Organização: O autor (2022).

No recorte de estudo, o rio Jacareí apresenta padrão reto (1,14 no índice de sinuosidade em 2020) e direção geral nordeste-norte, com foz na baía de Antonina, cabeceira do Complexo Estuarino de Paranaguá. A BRJ é majoritariamente composta por vegetação arbórea, concentrando nas porções mais elevadas. As atividades antrópicas que situam-se na planície aluvial são: agricultura, pecuária e extração mineral.

Em 11/03/2011, após um acumulado pluviométrico de 236,8 mm em 24h (superior ao esperado para a todo mês de março), diversos deslizamentos ocorreram no terço superior das vertentes da Serra da Prata (SILVEIRA et al., 2014; ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016). O material foi transportado pelos vales intramontanos na forma de corridas de lama e

detritos até adentrar a planície aluvial do rio Jacareí, onde foram represados pelo aterro da rodovia BR 277 (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2014; SILVEIRA et al., 2014). A inundação generalizada na planície e o acúmulo de troncos resultou no rompimento da ponte da BR 277 sobre o rio Jacareí.

### 5.2.2 Dados geoespaciais e mapeamento dos depósitos e linhas de fluxo

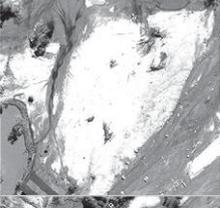
Foi adquirido um modelo digital do terreno (MDT) com 2,5 metros de resolução espacial, gerado a partir de levantamento por interferometria radar de abertura sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radar*) em 2016, disponibilizado pelo Instituto de Água e Terra do Paraná (IAT). Também foi adquirida uma imagem orbital pancromática registrada pelo satélite *WorldView-1* em 02/05/2011 com resolução espacial de 0,5 metro, disponibilizada pela Secretaria Municipal de Meio Ambiente de Paranaguá (SEMMA) via ofício institucional.

A área de estudo foi delimitada com auxílio do MDT supracitado. Foi calculada a declividade em graus a partir das variáveis direcionais de Horn, na ferramenta *slope* do ArcGIS 10.4.1 (HORN, 1981). Na sequência, obteve-se a média de declividade no raio de 5 m com a ferramenta *focal statistics* do ArcGIS. O recorte de análise foi definido considerando a área entre a cota de 30 metros (localidade em que o rio Jacareí adentra a planície aluvial) até o aterro da BR 277, limitado lateralmente pelos valores de declividade média de até 7 graus, valor definido a partir de observações de campo.

A identificação dos depósitos foi realizada considerando inferência quanto à granulometria do material a partir da imagem orbital (Quadro 5.1) e consulta à literatura (CRISTOFOLETTI, 1981; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017c; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020a). Após a identificação na imagem orbital, os depósitos foram vetorizados no ArcMap, com escala de tela fixada em 1:2.000.

Áreas não afetadas pelo evento foram classificadas como depósitos pelíticos (finos), considerando granulometria predominantemente em silte e argila, já descrito em estudo anterior (PAZ; PAULA, 2021). Depósitos psefíticos (cascalhos) foram identificados observando presença de material grosso na imagem orbital. Depósitos psamíticos (areias) foram identificados considerando o material na superfície e aspecto úmido da vegetação (afetada pela inundação), sendo subdividido em classes conforme posição na paisagem e morfologia.

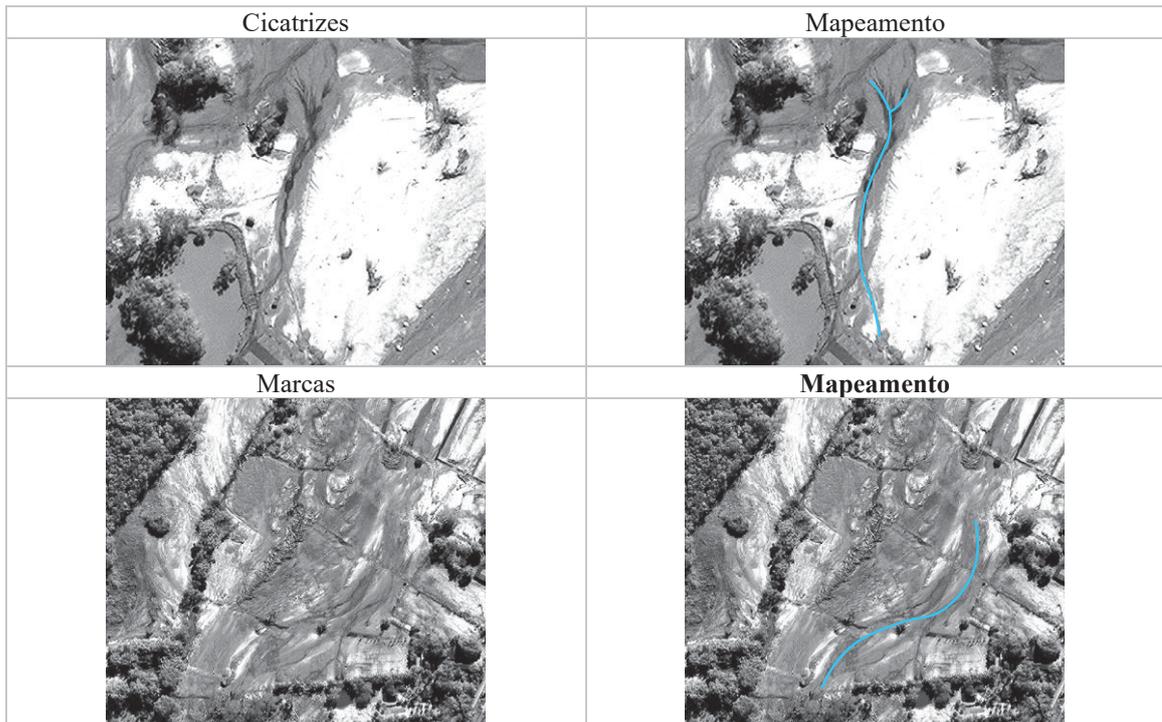
Quadro 5.1 – Unidades morfoestratigráficas mapeadas e fácies associadas na planície aluvial do rio Jacareí.

Classe	Subclasse/Descrição		Crítérios	Exemplo
Depósitos pelíticos	Material de granulometria fina em porções da planície aluvial não alteradas pela inundação em 2011.		Ausência de material sedimentar na superfície. Proximidade com as encostas.	
Depósitos pséfiticos	Material de granulometria grosseira (cascalhos). Consistem em leques deposicionais e demais pontos que as corridas de detritos atingiram.		Material grosso na superfície. Encontrados nas porções a montante da planície e nas desembocaduras dos rios da Prata e Tingidor com forma cônica.	
Depósitos psamíticos	<b>Crevasse splay</b>	Depósito de transbordamento. Resultante da obstrução do canal fluvial.	Localizado marginal ao canal. Forma cônica.	
	<b>Barra fluvial</b>	Depósitos centrais ou marginais ao canal anastomosado formado pelo evento	Áreas com material arenoso localizado as margens ou ao centro do canal anastomosado.	
	<b>Leito fluvial anastomosado</b>	Leito fluvial de tipo anastomosado formando pela inundação de 2011	Material arenoso de tons mais escuros, indicando umidade. Limitado pelos depósitos de detritos e corridas.	
	<b>Planície soterrada</b>	Depósito formado pela inundação de 2011. Cobre extensa área da planície.	Material arenoso na superfície e áreas de vegetação de aspecto úmido.	

FONTE: O autor (2022).

Para analisar a direção das correntes de água e sedimento durante a inundação e após o rompimento da ponte na BR 277, foi efetuado mapeamento de linhas de fluxo através de fotointerpretação da imagem orbital *WorldView-1* de 2011. Em ambiente SIG, foram identificadas marcas ou cicatrizes no material sedimentar deixado pelo evento (Quadro 5.2). Em seguida, foram inseridas setas de comprimento variado visando inferir o ângulo e a direção do fluxo.

Quadro 5.2 – Unidades morfoestratigráficas mapeadas e fácies associadas na planície aluvial do rio Jacareí.



FONTE: O autor (2022).

### 5.2.3 Levantamentos de campo e sedimentologia

Foram abertas trincheiras (manualmente ou com maquinário) e realizadas tradagens com trado holandês com caçamba de 20 cm e boca de 6 cm somente nos depósitos pelíticos e psamíticos. As coletas nos depósitos pelíticos foram realizadas para entender a planície antes de 2011. As coletas nos depósitos psamíticos foram realizadas para compreender a sedimentologia e estimar o volume do material transportado pelas corridas de lama, localizados exclusivamente na planície aluvial. Não foram realizadas coletas nos depósitos pefíticos por incompatibilidade metodológica e, principalmente, por estes depósitos de estenderem da planície até os canais intramontanos, fora da área de estudo. Os 21 levantamentos de campo foram efetuados entre 2019 e 2021. Dos 111 pontos amostrais, 108 foram utilizados na reconstituição volumétrica e em 19 foram coletadas amostras para análise sedimentológica.

Os depósitos formados em 2011 (psamíticos) foram identificados em campo, considerando os critérios apresentados por Paz e Paula (2021): camada arenosa em estrutura maciça de cores amareladas sobrepostas abruptamente a camada com material fino de cores brunadas a acinzentadas, podendo apresentar raízes soterradas. Após identificar o depósito do evento, foi mensurado sua espessura total e realizado coleta de material a 25 cm de

profundidade. A coleta de material nas áreas não atingidas também foi realizada a 25 cm de profundidade.

As amostras foram encaminhadas para secagem em estufa a 50° por 72 horas. A granulometria foi obtida através da integração entre os métodos de peneiramento mecânico e dispersão a *laser*, utilizando a escala *Wentworth*. O equipamento utilizado na análise a laser foi o *Bluewave MICROTRAC*. Em função de limitações do equipamento foi necessário separar material de dimensão superior a 2 mm (grânulos), sendo as amostras submetidas a peneiramento mecânico (peneira de 2 mm), obtendo a porcentagem de grânulos na amostra. O restante da amostra foi homogeneizado e  $\cong 2$  g foi aplicada na via úmida do equipamento *Bluewave MICROTRAC*, obtendo a distribuição granulométrica entre 0,02 e 2,000  $\mu\text{m}$  (argila a areia muito grossa). Para integrar os resultados de ambos os métodos foi necessário ajustar as porcentagens de cada classes na escala *Wentworth* utilizando a equação abaixo:

$$PF (\%) = \frac{(100 - PG) \times PC}{100}$$

PF = Porcentagem final da classe granulométrica na granulometria integrada (peneira + laser). PG = Porcentagem de grânulos mensurados por peneiramento mecânico. PC = Porcentagem da classe granulométrica calculada com resultados por dispersão a laser. Fonte: O autor (2022).

Os dados de distribuição granulométrica foram transferidos para o *software* SYSGRAN 3.0 (CAMARGO, 2006), onde foram calculados os parâmetros granulométricos de Folk e Ward: média, mediana, grau de seleção, assimetria e curtose. A textura do material foi identificada de acordo com o triângulo textural adaptado da *Soil Survey Manual* (SANTOS et al., 2015).

As propriedades morfológicas do material nas frações granulométricas de areia (0 phi/ $\phi$  a 4 phi/ $\phi$ ) foram analisadas a partir de uma lupa de bolso com aumento de 20X, comparando-se com cartas de esfericidade e arredondamento (MANCINI, 2016). Por fim, foi aplicado teste de correlação bivariado entre as classes granulométricas das amostras coletadas no *software* Excel (Função CORREL).

#### 5.2.4 Reconstituição volumétrica dos depósitos

A reconstituição volumétrica foi executada somente nos depósitos psamíticos (formados no evento). O valor de espessura do depósito foi inserido na tabela de atributos do arquivo vetorial dos pontos coletados. A nuvem de 108 pontos com a referida informação de espessura foi submetida a interpolação no *software* ArcGIS 10.4.1.

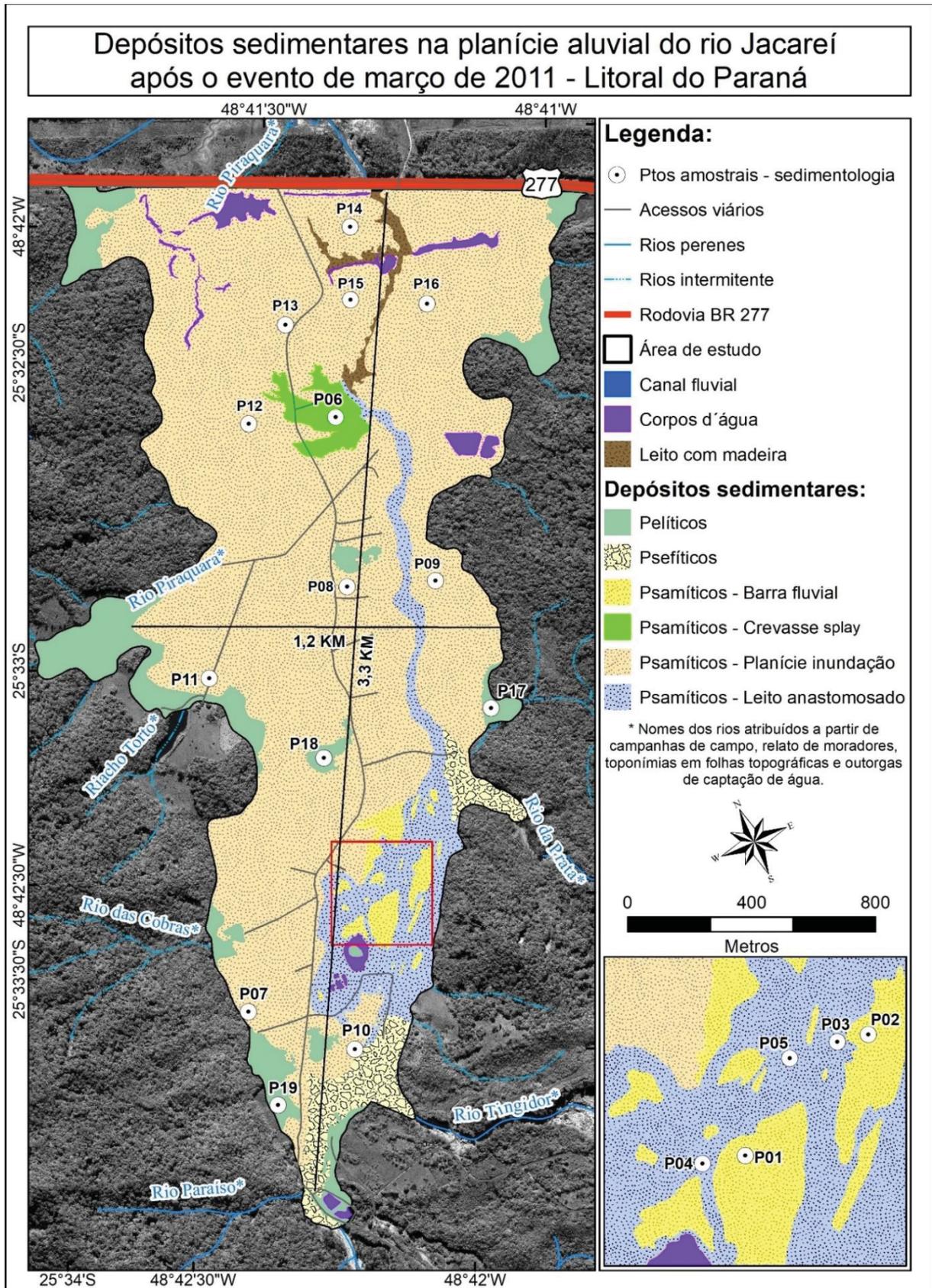
O algoritmo de interpolação utilizado foi o *Spline With Barriers*. Este foi escolhido considerando o comportamento espacial dos dados coletados, onde o tipo de depósito reflete as características de espessura. Ou seja, transições abruptas de espessura foram observadas somente comparando as espessuras em diferentes depósitos, enquanto no mesmo depósito foi observado certa homogeneidade dos valores, com suave variação. Portanto, considera-se que a curvatura mínima deste algoritmo, associado a barreiras como os limites dos depósitos de 2011 previamente mapeados, melhor se enquadra para a estimativa volumétrica proposta.

O *raster* resultante teve 1 m de resolução espacial e foi aplicado na ferramenta *Surface Volume* do ArcGIS 10.4.1 onde, considerando o plano de referência abaixo como zero, foi estimado o volume dos depósitos psamíticos. Para estimar a massa dos depósitos foi multiplicado o volume pela densidade aparente do material, considerado aqui em  $1,5 \text{ mg/m}^3$ , valor médio calculado para amostras com textura de areia a areia franca (BRADY; WEIL, 2013; ZERI et al., 2018).

### 5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os depósitos psamíticos predominam na planície aluvial (87,59%), sendo a subunidade planície de inundação a maior (76,12%), distribuída entre as porções montante a jusante da área de estudo (Figura 5.2 e Quadro 5.3). Os depósitos pelíticos encontram-se nas extremidades laterais na área e em fragmentos de vegetação, áreas não afetadas pela inundação de março de 2011. Os depósitos psamíticos, resultantes das corridas de detritos, são encontrados nas desembocaduras dos rios Jacareí, Tingidor e da Prata, onde formaram leques (ou cones de deposição), se estendendo até os canais intramontanos. Nestas áreas são encontrados clastos com diâmetro maior de 150 cm, classificados como matacões, sendo circundados por blocos, seixos e grânulos. Exceção no leque no rio da Prata, onde predominam grânulos.

Figura 5.2 – Depósitos na planície aluvial do rio Jacareí em 2011.



FONTE: O autor (2022).

Quadro 5.3 – Unidades morfoestratigráficas mapeadas e fácies associadas na planície aluvial do rio Jacareí.

Unidade/Subunidades		Área (ha)	Área (%)	Setor da planície
Depósitos pelíticos		25,06	8,76	Porções distais
Depósitos psefíticos		10,45	3,65	Desembocaduras - Porção montante
Depósitos psamíticos	Crevasse splay	4,48	1,56	Porção jusante
	Barra fluvial	5,28	1,85	Porção montante
	Leito fluvial anastomosado	23,04	8,06	Porção montante
	Planície de inundação	217,68	76,12	Porções de montante a jusante

FONTE: O autor (2022).

As corridas de lama percorreram a planície (3,3 km de extensão por 1,2 km de largura) fomentando a inundação generalizada na área. A descrição sedimentológica dos depósitos psamíticos e pelíticos é apresentada no tópico a seguir. Além de clastos, identificam-se na imagem orbital diversos pontos com acúmulo de material lenhoso, principalmente no leito do rio Jacareí próximo à BR 277. Ainda nesta porção, foram identificados diversos corpos d'água formados pelo evento.

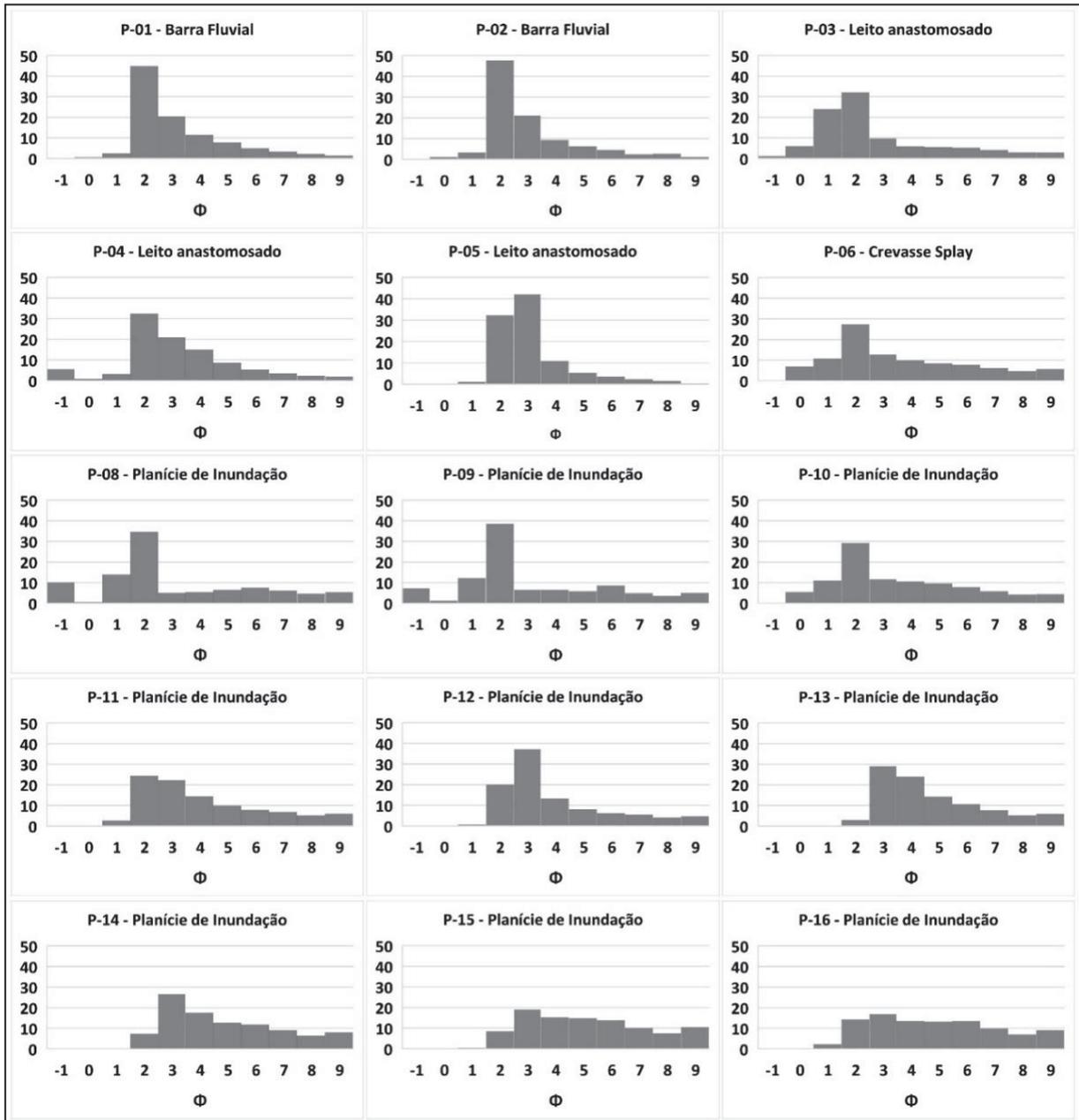
### 5.3.1 Sedimentologia dos depósitos formados em 2011

As amostras coletadas nos depósitos psamíticos foram classificadas entre areia fina (3  $\phi$ ) a areia muito fina (4  $\phi$ ), sendo que na maioria dos casos o pico do histograma ocorreu na classe areia média (2  $\phi$ ), com exceção das amostras P-05, P-12 e P-16 (pico em areia fina – 3  $\phi$ ). As subunidades psamíticas “barra fluvial” e “leito fluvial anastomosado” apresentaram os maiores teores de areias (acima de 78%) (Figura 5.3). Do ponto de vista textural, as amostras destas unidades foram classificadas como “areia franca”, com exceção da amostra P-05 que foi classificada como “areia” (86,47% de areia). Em todas as amostras psamíticas foi constatado clastos de baixa esfericidade, sub-angulosos a muito angulosos.

O material da unidade “*crevasse splay*” foi classificado como “franco arenoso”. As amostras P-07 a P-14, coletadas na planície de inundação soterrada, também foram classificadas como “franco arenosas”. Nestas unidades, as amostras P-04, P-08 e P-09 apresentaram-se cascalhentas. As amostras P-15 e P-16 registraram os menores teores de areia das amostras coletadas nos depósitos psamíticos, classificadas como “franca”. As amostras P-17 a P-19 se referem aos depósitos pelíticos, com o diâmetro médio classificado como “silte

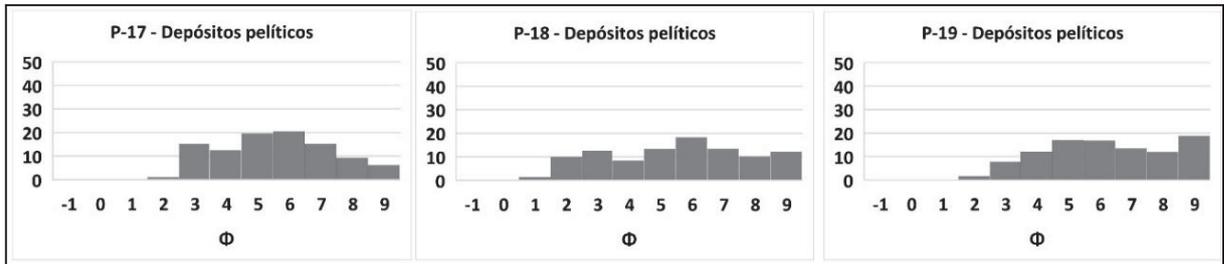
médio” (Figura 5.4). As amostras apresentaram em média 59% do material em silte, resultando na classificação textural “franco siltoso”.

Figura 5.3 – Histograma de frequência granulométrica para as amostras P-01 a P-16.



FONTE: O autor (2022).

Figura 5.4 – Histograma de frequência granulométrica para as amostras P-17 a P-19.



FONTE: O autor (2022). Eixo X é phi ( $\phi$ ) e do eixo Y é porcentagem (%).

Além do diâmetro médio, o parâmetro assimetria apresentou diferença significativa entre as amostras psamíticas e pelíticas (Quadro 5.4). Amostras psamíticas foram classificadas com assimetria “positiva” a “muito positiva”, enquanto amostras pelíticas foram classificadas como “aproximadamente simétrica”.

Quadro 5.4 – Parâmetros estatísticos granulométricos das amostras coletadas.

Unidade	Amostra	Média	Mediana	Seleção	Assimetria	Curtose
Depósitos psamíticos - Barra fluvial	P-01	2,64	2,10	1,66	0,56	1,11
	P-02	2,48	1,96	1,60	0,59	1,30
Depósitos psamíticos - Leito fluv. Anastomosado	P-03	2,28	1,58	2,29	0,48	1,22
	P-04	2,74	2,37	2,04	0,24	1,37
	P-05	2,54	2,39	1,30	0,33	1,55
Depósitos psamíticos - Crevasse Splay	P-06	3,09	2,39	2,57	0,38	0,95
Depósitos psamíticos - Planície de inundação	P-07	3,61	2,91	2,56	0,38	0,77
	P-08	2,71	1,73	2,71	0,50	0,93
	P-09	2,69	1,76	2,59	0,49	1,05
	P-10	3,04	2,35	2,42	0,40	0,95
	P-11	3,63	3,04	2,27	0,41	0,90
	P-12	3,42	2,78	2,00	0,51	1,17
	P-13	4,19	3,74	1,91	0,40	0,93
	P-14	4,36	3,91	2,15	0,32	0,85
	P-15	4,70	4,46	2,28	0,16	0,83
Depósitos pelíticos	P-16	4,40	4,23	2,37	0,13	0,82
	P-17	5,00	5,07	1,90	0,00	0,90
	P-18	5,07	5,23	2,41	-0,08	0,80
	P-19	5,78	5,66	2,11	0,02	0,79

FONTE: O autor (2022).

Analisando a correlação bivariada entre a distribuição granulométrica das amostras psamíticas (Figura 5.5) são observados dois padrões de elevada correlação positiva: amostras P-01 até P-12 ( $\bar{x}$  0,8) e amostras P-13 a P-16 ( $\bar{x}$  0,9). Os dois grupos identificados apresentam fraca correlação positiva entre si ( $\bar{x}$  0,33), mesmo todas as amostras sendo psamíticas. Foi constatado, em média, muito fraca correlação positiva entre as amostras pelíticas e psamíticas ( $\bar{x}$  0,15).

Figura 5.5 – Matriz de correlação bivariada entre as distribuições granulométricas das amostras psamíticas coletadas.

Amostras	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	P14	P15	P16
P1	1,00	1,00	0,74	0,97	0,84	0,94	0,93	0,80	0,87	0,94	0,90	0,70	0,24	0,36	0,33	0,60
P2	1,00	1,00	0,76	0,96	0,83	0,94	0,93	0,82	0,89	0,94	0,87	0,69	0,19	0,31	0,28	0,55
P3	0,74	0,76	1,00	0,64	0,49	0,88	0,79	0,86	0,87	0,88	0,50	0,30	-0,19	-0,11	-0,15	0,15
P4	0,97	0,96	0,64	1,00	0,89	0,86	0,84	0,71	0,78	0,87	0,93	0,79	0,40	0,49	0,41	0,63
P5	0,84	0,83	0,49	0,89	1,00	0,73	0,66	0,45	0,53	0,69	0,92	0,96	0,58	0,68	0,53	0,66
P6	0,94	0,94	0,88	0,86	0,73	1,00	0,94	0,81	0,88	0,99	0,80	0,58	0,13	0,24	0,23	0,52
P7	0,93	0,93	0,79	0,84	0,66	0,94	1,00	0,86	0,91	0,96	0,81	0,53	0,09	0,25	0,31	0,61
P8	0,80	0,82	0,86	0,71	0,45	0,81	0,86	1,00	0,99	0,84	0,52	0,23	-0,28	-0,16	-0,13	0,20
P9	0,87	0,89	0,87	0,78	0,53	0,88	0,91	0,99	1,00	0,90	0,61	0,32	-0,19	-0,07	-0,03	0,30
P10	0,94	0,94	0,88	0,87	0,69	0,99	0,96	0,84	0,90	1,00	0,80	0,54	0,11	0,22	0,23	0,52
P11	0,90	0,87	0,50	0,93	0,92	0,80	0,81	0,52	0,61	0,80	1,00	0,90	0,63	0,73	0,69	0,85
P12	0,70	0,69	0,30	0,79	0,96	0,58	0,53	0,23	0,32	0,54	0,90	1,00	0,76	0,84	0,70	0,76
P13	0,24	0,19	-0,19	0,40	0,58	0,13	0,09	-0,28	-0,19	0,11	0,63	0,76	1,00	0,97	0,89	0,76
P14	0,36	0,31	-0,11	0,49	0,68	0,24	0,25	-0,16	-0,07	0,22	0,73	0,84	0,97	1,00	0,95	0,87
P15	0,33	0,28	-0,15	0,41	0,53	0,23	0,31	-0,13	-0,03	0,23	0,69	0,70	0,89	0,95	1,00	0,94
P16	0,60	0,55	0,15	0,63	0,66	0,52	0,61	0,20	0,30	0,52	0,85	0,76	0,76	0,87	0,94	1,00

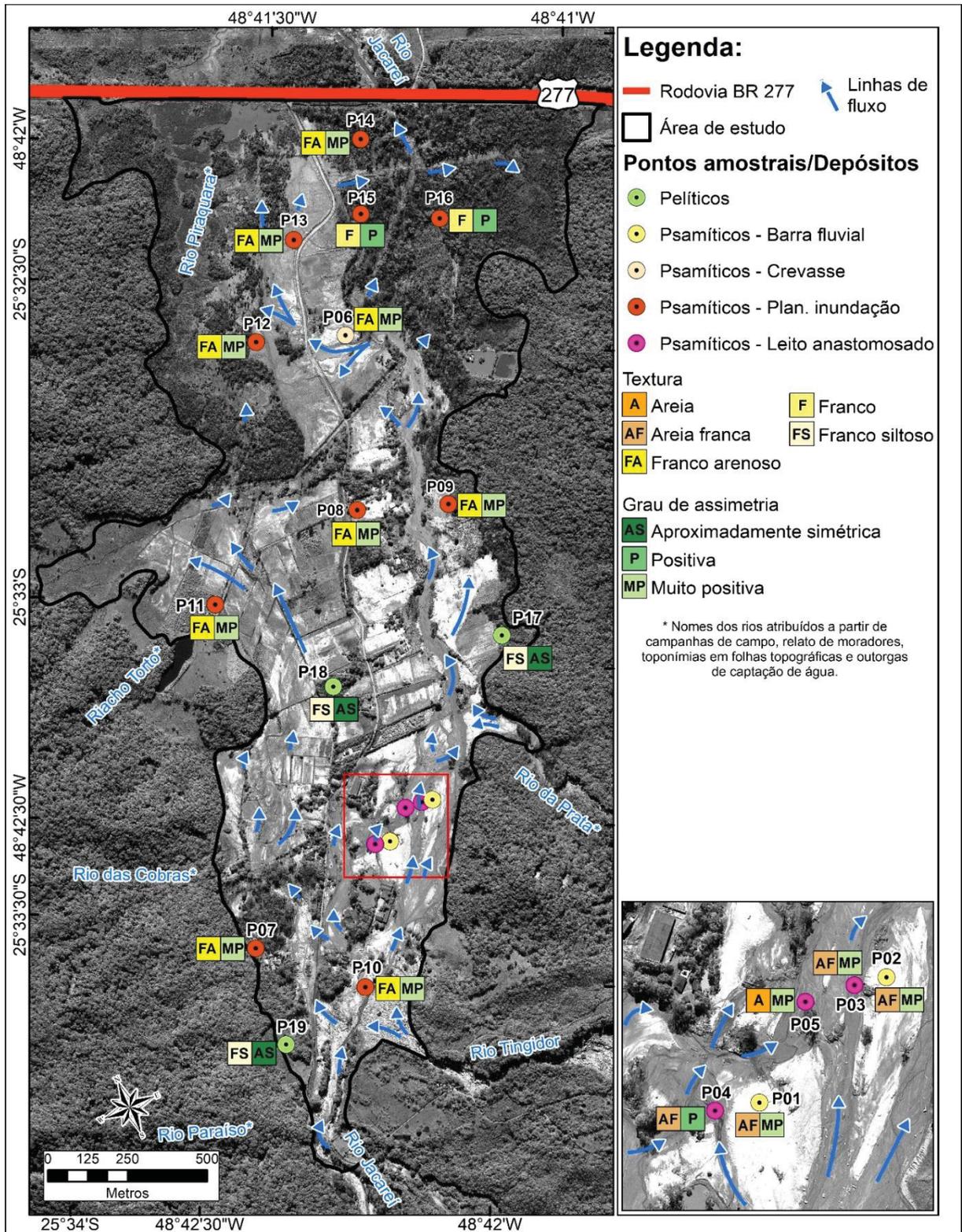
Psamíticos

-0.39 a -0.20		Fraca negativa	0.40 a 0.69		Moderada positiva		Grupo 1
-0.19 a 0.00		Bem fraca negativa	0.70 a 0.89		Forte positiva		
0.00 a 0.19		Bem fraca positiva	0.90 a 1.00		Muito forte positiva		Grupo 2
0.20 a 0.39		Fraca positiva					

FONTE: O autor (2022).

As amostras P-01 a P-12 situam-se nas porções montante e média da planície aluvial, enquanto as amostras P-13 a P16 encontram-se na porção jusante (próximo a BR 277). O mapeamento das linhas de fluxo (Figura 5.6) indica dois sentidos principais de água e sedimentos durante o evento, sendo que ambos têm início no ponto no qual o rio Jacareí adentra a planície aluvial e se encontram nas proximidades da BR 277. O primeiro flui próximo às vertentes da Serra da Prata, seguindo o leito fluvial anastomosado até o *crevasse splay*. O segundo flui nas proximidades das vertentes a oeste, adentrando as proximidades do rio Piraquara.

Figura 5.6 – Principais parâmetros granulométricos e linhas de fluxo na planície aluvial do rio Jacaré em 2011.



FONTE: O autor (2022).

### 5.3.2 Reconstituição volumétrica

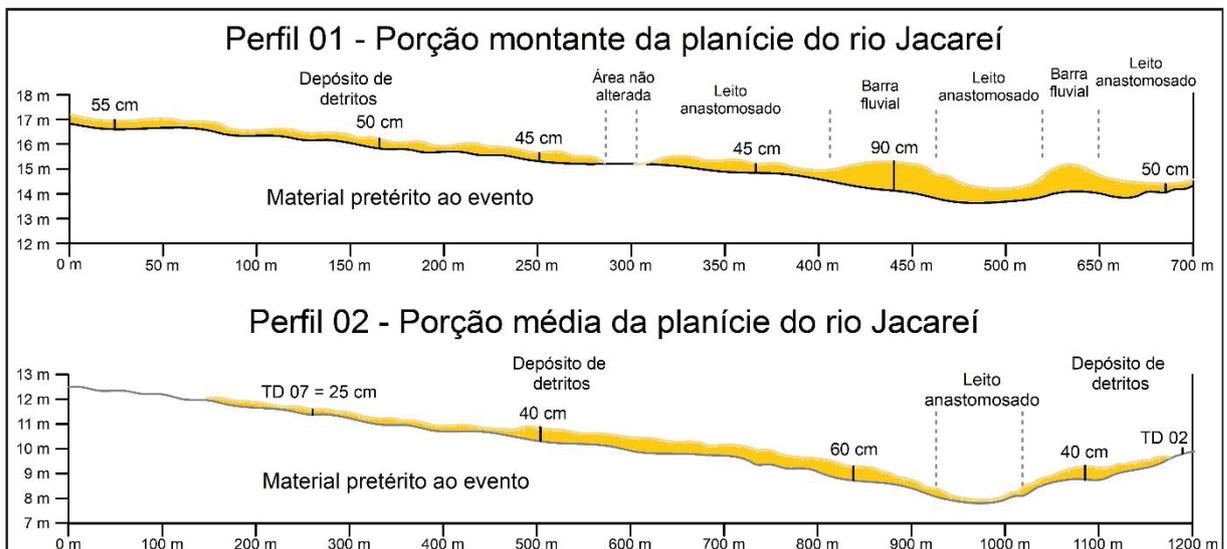
Os 108 pontos amostrais de espessura apresentaram valores desde 20 cm, nas extremidades laterais da planície aluvial, até 120 cm, em uma barra fluvial circundada pelo leito anastomosado. A espessura média foi de 50 cm. O volume total dos depósitos psamíticos foi estimado em 1.134.699,28 m<sup>3</sup>, equivalente a 1.7 milhão de toneladas de sedimentos. Para melhor analisar a distribuição dos depósitos na planície, o modelo gerado foi dividido em classes (Quadro 5.5). Transectos foram traçados sobre a planície visando observar a variação longitudinal dos depósitos (Figura 5.7).

Quadro 5.5 – Área (hectare e porcentagem) de cada classe de espessura na planície aluvial.

Classe	Área (hectare)	Área (%)
Entre 20 e 35 cm	60,3001	24,09
Entre 35 e 45 cm	69,8435	27,89
Entre 45 e 55 cm	83,4906	33,35
Entre 55 e 75 cm	31,9649	12,76
Entre 75 e 120 cm	4,7813	1,91

FONTE: O autor (2022).

Figura 5.7 – Transectos ilustrando a variação vertical da espessura dos depósitos.

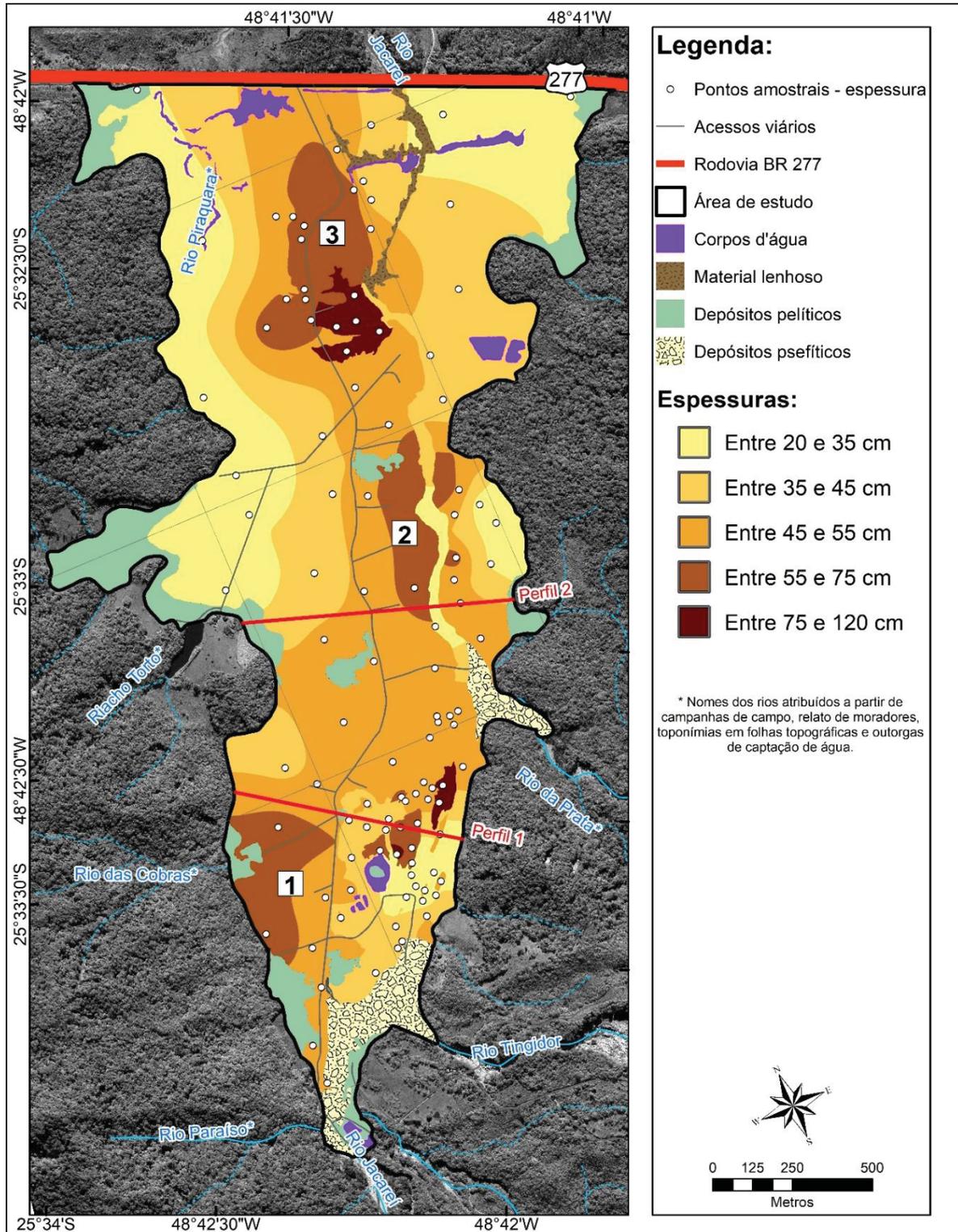


FONTE: O autor (2022).

De acordo com o modelo gerado (Figura 5.8), observa-se concentração dos volumes depositados em três pontos: 1 - próximo ao canal do rio Jacaré em toda a planície; 2 - no setor montante, logo após a chegada do rio Jacaré na planície; 3 - no setor jusante, logo após o *crevasse splay* formado às margens do canal do rio Jacaré. Nas extremidades laterais da

planície e no leito fluvial anastomosado foram observados os menores valores de espessura (< 35 cm).

Figura 5.8 – Modelo de espessura dos depósitos psamíticos.



FONTE: O autor (2022).

### 5.3.3 Discussão

Os resultados obtidos indicam dois estágios no processo de construção dos depósitos psamíticos em 2011. O primeiro se refere à chegada e espraiamento de material sedimentar, lenhoso e água na planície aluvial, oriundo dos fluxos de massas, entre 14h e 15h de 11/03/2011 (de acordo com relatos apresentados pelos moradores), soterrando a superfície pretérita.

O escoamento pela ponte da BR 277 foi interrompido em função do acúmulo de troncos. O aterro da BR 277 funcionou como uma barragem, acumulando água e sedimento na planície. Os dois primeiros pontos de concentração de volume de sedimentos (próximo ao canal do rio Jacaré e no setor montante, logo após a chegada do rio Jacaré na planície) foram formados neste estágio.

O segundo estágio tem início por volta das 19h, quando ocorre o rompimento da ponte da BR 277 (ECOVIA, 2011). Água e sedimento são escoados para a baía de Antonina, modelando o material recém-acumulado na planície. O leito fluvial anastomosado é originado na erosão causada pelo fluxo de escoamento. Já o *crevasse splay* tem sua origem a partir do entulhamento por material lenhoso do canal do Jacaré e consequente rompimento, resultando na deposição do material carregado do leito anastomosado. Tal interpretação é sustentada pela análise das linhas de fluxo. O terceiro ponto de concentração de volume de sedimentos (no setor jusante) foi formado neste estágio, alimentado pelo *crevasse splay*.

A existência de dois grupos nas amostras psamíticas é explicada por esta dinâmica. Material mais fino que estava no leito fluvial anastomosado foi transportado para a porção jusante da planície. Isso explica a significativa diferença de textura dentro das amostras psamíticas (areia a areia franca e franco arenoso a franco). Quanto à assimetria, curvas de assimetria positiva são frequentemente associadas a momentos de deposição, enquanto curvas aproximadamente simétricas sugerem combinação dos processos de erosão e deposição (FRIEDMAN, 1961; DUANE, 1964).

Os resultados obtidos confirmam a baixa maturidade textural (imaturidade) do material psamíticos na planície aluvial do rio Jacaré. São sedimentos pobremente selecionados, com presença de finos e clastos angulosos de baixa esfericidade (FELIX; HORN FILHO, 2020). Tal resultado está em acordo com a literatura, sendo esperado este comportamento em material oriundo de corridas de lama e detritos (HUNGR, 2005; REGMI et al., 2015).

Com o intuito de se compreender a dimensão do evento, mostra-se pertinente comparar a massa estimada dos pacotes sedimentares psamíticos formados em 2011 (1.7 milhão de ton.) com os valores mensurados de produção de sedimentos na BRJ e entorno. Considerando o contexto regional, a massa aqui estimada dos depósitos psamíticos é mais de 8,5 vezes o total estimado da produção de sedimentos para todas as unidades hidrográficas (bacias + sistemas insulares) que drenam para o Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP)<sup>1</sup>, valor estimado em 197.017,21 toneladas por ano (RUTYNA et al., 2021). Cabe destacar que a estimativa de volume aqui apresentada se trata de recorte dos depósitos psamíticos na planície aluvial, existindo material psefítico na planície e nos leques e canais intramontanos.

Considerando o volume aqui estimado, é possível enquadrar o evento que ocorreu na bacia do rio Jacareí como de elevada magnitude, parcialmente dentro da classe 7 ( $10^6 - 10^7$  m<sup>3</sup>) de acordo com a proposta de Jakob (2005) (apenas considerando o volume de material). Corridas de massa de classe 7 podem destruir estruturas e partes de cidades, além de obliterar vales, leques, planícies e canais fluviais por dezenas de quilômetros (JAKOB, 2005b). Se não fosse pelo aterro da BR 277, os fluxos de massa poderiam ter atingido partes mais a jusante da planície do rio Jacareí.

A planície aluvial do rio Jacareí deve ser encarada como um estoque sedimentar, uma área fonte de material no ciclo hidrossedimentar da paisagem. Os sedimentos nesta área são inconsolidados e podem ser erodidos pelo rio, ainda mais em casos de eventos extremos pluviométricos. Apesar do predomínio da fração areia, o material sedimentar formado em 2011 apresenta expressivos valores de silte ( $\bar{x}$  28%), fração granulométrica predominante no material dragado nos canais de navegação dos portos de Antonina e Paranaguá (BOLDRINI; PAULA, 2009). Assim, o material eventualmente erodido e transportado pelo rio, pode contribuir para a problemática do assoreamento da baía de Antonina (PAULA, 2010, 2016).

#### 5.4 CONCLUSÃO

Os processos gravitacionais de deslizamentos e corridas de lama e detritos na bacia hidrográfica do rio Jacareí em 2011 resultaram em depósitos psamíticos e psefíticos que cobriram cerca de 91% da planície aluvial. Os depósitos psamíticos foram os mais

---

<sup>1</sup> Área estimada das unidades hidrográficas que drenam para o CEP é de 4.017,18 km<sup>2</sup> (RUTYNA et al, 2021).

expressivos ( $\cong 88\%$ ), classificados como areia franca a franco arenoso, estimado em 1.7 milhão de toneladas de sedimentos.

Os resultados demonstram a elevada magnitude do evento de 2011, visto que em um período inferior a 24 horas a BRJ movimentou mais de 8,5 vezes a produção anual de sedimentos das unidades hidrográficas que drenam para o CEP. As transformações na planície aluvial do rio Jacaré refletem os processos genéticos de origem terrígena na planície litorânea.

Recomenda-se estudos adicionais que abordem a volumetria dos depósitos pséfiticos desde os canais intramontanos até a planície aluvial. Os resultados aqui apresentados podem ter desdobramentos em ações de políticas públicas, principalmente no ordenamento territorial desta paisagem. As novas dinâmicas ambientais revelam novas fragilidades, como áreas fontes de material sedimentar, e potencialidades, considerando-se que o aporte de material sedimentar pode renovar o caráter fértil do solo, oportunizando atividades econômicas na área.

## 6 REORGANIZAÇÃO FLUVIAL EM PAISAGEM SERRANAS: INTERAÇÃO ENTRE PROCESSOS GRAVITACIONAIS E FLUVIAIS NA SERRA DA PRATA, LITORAL DO PARANÁ

### 6.1 INTRODUÇÃO

Os conceitos de frequência e magnitude são importantes para compreender o impacto de dado evento em um sistema geomorfológico. Eventos de elevada magnitude apresentam expressivo potencial de transformar dado sistema geomorfológico, embora estes apresentem baixa frequência, enquanto que eventos de baixa magnitude apresentam alta frequência, sendo estes responsáveis pela dinâmica e manutenção do sistema (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017c).

Em Geomorfologia Fluvial, os conceitos de magnitude e frequência podem ser observados analisando o comportamento da variável vazão. A vazão é algo inerente à dinâmica fluvial, regida pelo ritmo de chuva, logo, considerando as médias, apresenta alta frequência e baixa magnitude na transformação do sistema fluvial, dado que a evolução ocorre de forma contínua e progressiva. Em caso de eventos extremos pluviométricos, a vazão pode aumentar consideravelmente, ampliando o poder erosivo do rio e geralmente ocasionando inundações. Neste cenário, apesar de o evento ter uma baixa frequência, ele apresenta um alto poder transformador em comparação ao primeiro cenário, gerando mudanças instantâneas no sistema.

Aliado aos conceitos já explanados e ainda dentro da teoria geral de sistemas, a retroalimentação é entendida como a resposta de dado sistema a mudanças em uma variável, através de ajustes (CHARLTON, 2007; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017c). Em estudos que abordam os canais fluviais, é comum encontrar trabalhos relacionando, por exemplo, atividades antrópicas e as mudanças climáticas, refletidas em alterações na carga sedimentar ou no regime hidrológico, com ajustes de canais (ASSIS, 2011; ASSUMPCÃO; MARÇAL, 2012; KLEINA, 2015). Tais mudanças estão relacionadas à capacidade de adaptação dos sistemas fluviais (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Eventos extremos com alto poder transformador do sistema (e baixa frequência) são as corridas de lama e detritos. Na literatura, são encontrados exemplos descrevendo a reorganização e ajustes fluviais após impacto dos *lahars* (GOB et al., 2016). Também é apontado o potencial das corridas de detritos como agente transformador dos sistemas fluviais (THOURET et al., 2020). Corridas de lama também são citadas, restringindo seus impactos

nos sistemas fluviais de planícies (margem serrana) (ORTEGA; GARZÓN HEYDT, 2009; PAZ; PAULA, 2021).

No Brasil, a Serra do Mar apresenta alta propensão à ocorrência de eventos gravitacionais como as corridas de lama e detritos, devido a sua complexidade litológica e estrutural e elevados valores de declividade, sobretudo nos meses de verão onde concentram-se os eventos pluviométricos extremos (agentes deflagradores do processo) (KOBAYAMA et al., 2015; VIEIRA; GRAMANI, 2015; ROSS; FIERZ, 2018). Em diversos eventos apontados na literatura, as corridas de lama e detritos percorrem os canais fluviais, os modificando, sendo os pontos mais abordados as incisões e os alargamentos das corridas na calha fluvial (SILVEIRA et al., 2014; GRAMANI, 2018; MATOS et al., 2018; CABRAL et al., 2021).

No entanto, estudos analisando especificamente as reorganizações fluviais (forma em planta do canal) impostas pelas corridas de lama e detritos, no contexto da Serra do Mar, são escassas na literatura nacional. Em outras palavras, apesar de terem ocorrido diversos eventos gravitacionais extremos que transformaram sistemas fluviais, descrições e exemplificações de como as corridas de lama e detritos impõem reorganizações nos canais fluviais ainda permanecem um tema em aberto.

Um exemplo é observado na Serra da Prata, porção da Serra do Mar situada no litoral do Paraná. Em 11 de março de 2011 uma série de processos gravitacionais (escorregamentos, corridas e quedas de blocos) foi desencadeada após dias de constante e elevada pluviosidade, gerando depósitos nos canais intramontanos, nas desembocaduras e na planície aluvial (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2012; SILVEIRA et al., 2013b). O evento, devido aos fluxos e depósitos gerados, certamente resultou em reorganizações nos canais intramontanos e de planície.

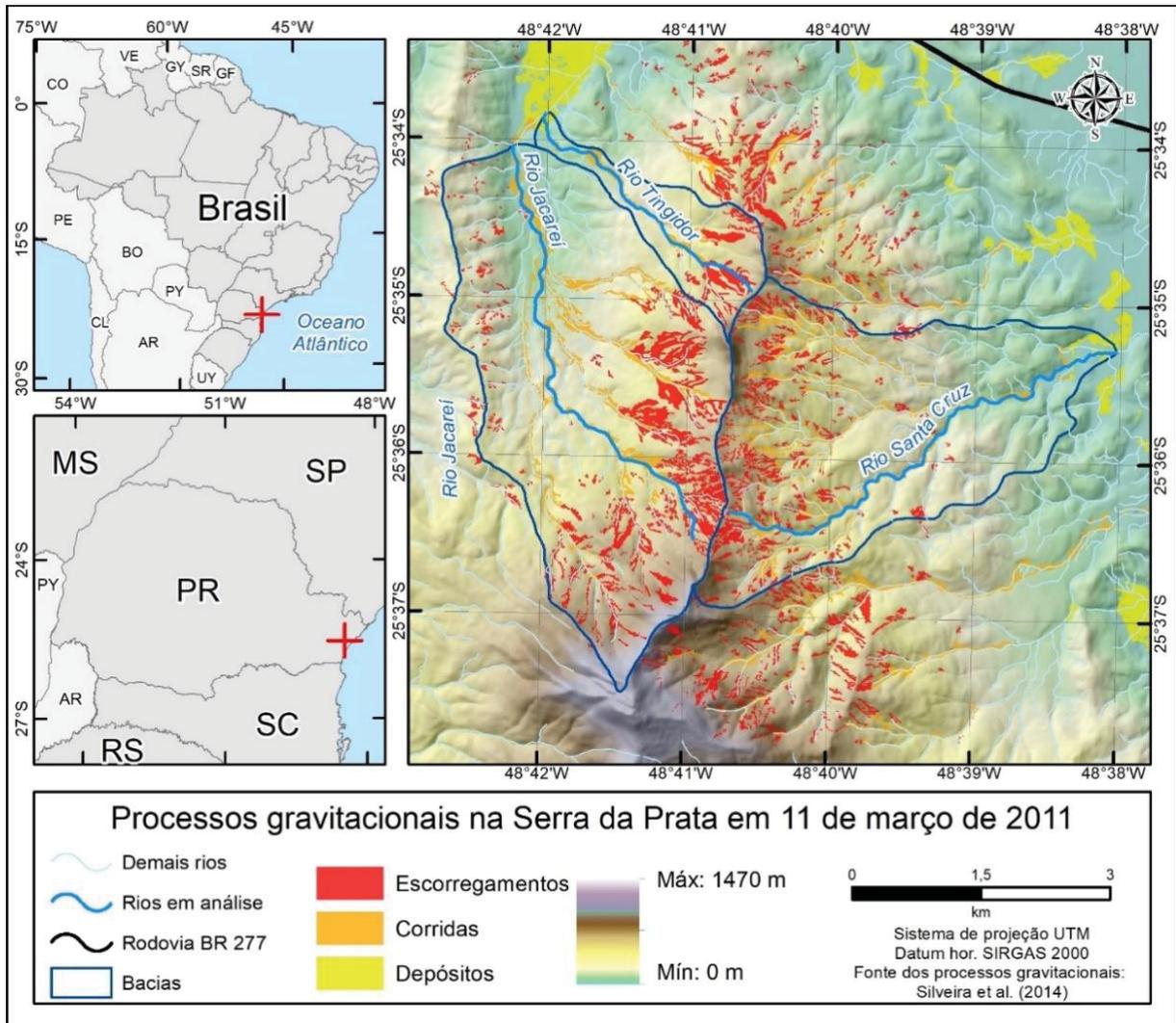
Assim, considerando a porção afetada pelos processos gravitacionais de março de 2011 da Serra da Prata como recorte de estudo, objetiva-se analisar as reorganizações fluviais impostas pelas corridas de lama e detritos, a partir da análise temporal da forma em planta dos canais fluviais obtidos por dados de sensoriamento remoto.

## 6.2 PROCEDIMENTOS METODOLOGICOS

Foram selecionados três rios situados na Serra da Prata e afetados por processos gravitacionais de 11/03/2011 (Figura 6.1 e Quadro 6.1). O rio Jacareí constitui o limite municipal entre Morretes e Paranaguá, ambos na porção central do litoral do Paraná. Os rios Tingidor e Santa Cruz situam-se no município de Paranaguá. A Serra da Prata é um núcleo de

Serras Altas (entre 800 e 1421 metros) composta por rochas granito-gnáissica-migmatíticas relacionadas ao Complexo Cachoeira (MINEROPAR, 2006). Nos terços inferiores das vertentes são encontrados depósitos quaternários de colúvios e tálus (ANGULO, 2004). A área é majoritariamente coberta por vegetação arbórea, classificada como Floresta Ombrófila Densa – em estágio Média a Avançada (BRITZ; PRESTES; MACHADO, 2015). Parte da Serra da Prata é abrangida pelo Parque Nacional de Saint-Hilaire/Lange.

Figura 6.1 – Localização dos três rios em análise.



FONTE: O autor (2022).

Quadro 6.1 – Características morfométricas dos rios analisados.

Rio	Comprimento (km)	IS	Ordem (Strahler)	Cota máxima (m)	Cota mínima (m)	Amplitude altimétrica (m)	Direção geral de fluxo
Jacareí	9,93	1,26	5 <sup>a</sup>	735	6	729	Noroeste (trecho Serra) e norte (trecho planície)
Santa Cruz	5,89	1,23	4 <sup>a</sup>	704	13	691	Noroeste
Tingidor	3,51	1,10	3 <sup>a</sup>	695	18	677	Nordeste

FONTE: O autor (2022).

### 6.2.1 Construção da base de dados geoespacial

Foi elaborada uma Base de Dados Geoespaciais (BDG) a partir de dados secundários coletados em endereços eletrônicos (PAZ; DAL PAI; PAULA, 2020). Dados vetoriais referentes à rede hidrográfica da região da Serra da Prata foram adquiridos junto ao Instituto Água e Terra do Paraná (IAT), sendo estes atribuídos a escala 1:10.000. Também do IAT foi adquirido um modelo digital do terreno (MDT) com 2,5 metros de resolução, gerado a partir de levantamento em 2015 por interferometria de radar de abertura sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radar*), referente ao recorte código 227307175 da articulação 1:10.000. Com o MDT, foi calculada a declividade a partir das variáveis direcionais de Horn, na ferramenta *slope* do ArcGIS (HORN, 1981).

Foram adquiridas três imagens orbitais e suborbitais para utilização na interpretação da reorganização fluvial, referentes aos anos de 2006, 2011 e 2021. A imagem de 18 de maio de 2006 foi obtida no acervo Google Earth (GOOGLE EARTH, 2020a). Para o ano de 2011, obteve-se uma imagem orbital pancromática registrada pelo satélite *WorldView-1* em 02/05/2011, com resolução espacial de 0,5 metro, disponibilizada pela Secretaria de Meio Ambiente de Paranaguá, via ofício institucional.

Para 2021, foi adquirida uma imagem orbital no acervo Google Earth registrada em 20 de agosto de 2021 (GOOGLE EARTH, 2022). Todas as imagens foram georreferenciadas tendo como base a imagem *WorldView-1*, com erro quadrático médio inferior a 0,5m. Para visualização, processamento e análises dos dados geoespaciais utilizou-se o *software* livre QGIS 3.16. Dados de amplitude altimétrica e declividade foram gerados a partir de modelo digital do terreno (MDT) com 2,5 metros de resolução, gerado a partir de levantamento em 2015 por interferometria de radar de abertura sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radar*) adquirido junto ao Instituto Água e Terra (IAT), via ofício institucional.

### 6.2.2 Critérios de análise de reorganização fluvial

Os critérios usados na análise da reorganização fluvial após as corridas de lama e detritos foram baseados na análise de rearranjos fluviais propostas por Bishop (1995). O foco da proposta de Bishop (1995) são os rearranjos decorrentes da adaptação da rede hidrográfica em função de mudanças em fatores controladores como oscilação do nível do mar, tectônica, condições litoestruturas e regime climático (SORDI; VARGAS; FORTES, 2018). Apesar dos processos terem temporalidades distintas (tempo instantâneo e evolução de longo termo do relevo), observaram-se, nos rios selecionados na Serra da Prata, os mecanismos de captura e desvio previstos na proposta de Bishop (1995).

Diferentemente dos fatores controladores descritos por Bishop (1995), aqui as corridas de lama e detritos foram responsáveis pelas reorganizações dos canais. Assim, propõem-se uma classificação preliminar de reorganização fluvial após eventos extremos de corridas de lama e detritos. Três tipos são propostos: captura, corte/desvio e formação de canais intermitentes. A captura foi entendida como a transferência de parte de um sistema de drenagem para outro, similar ao posto por Bishop (1995). O corte/desvio consiste no redirecionamento, formando um novo canal e encurtando o caminho fluvial original (curvas). Já a formação de canais intermitentes consiste em trechos formados unicamente pelo evento de corrida de lama e detritos, visando otimizar o escoamento do fluxo naquele momento, não sendo estes utilizados atualmente pelo sistema perene.

Para identificar tais alterações foram comparadas a forma em planta dos canais fluviais dos rios Jacaréí, Tingidor e Santa Cruz, no período pré-evento (imagem do acervo Google Earth de 2006) e imediatamente após o evento (imagem *WorldView I* de 2011). Em seguida, foi analisado se houve a permanência das reorganizações, usando como fonte a imagem do acervo Google Earth de 2021 (10 anos após o evento). Para sistematizar a análise em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, os rios selecionados foram seccionados em trechos de 500 metros, utilizando a ferramenta *v.split* do QGIS. Campanhas de campo foram realizadas entre 2020 e 2022 com auxílio de Aeronave Remotamente Pilotada (RPA – modelo Mavic 2 Pro) para validação das reorganizações fluviais identificadas. Ao final, produtos cartográficos foram gerados para auxiliar na interpretação dos processos de reorganização fluvial neste contexto geomorfológico.

### 6.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

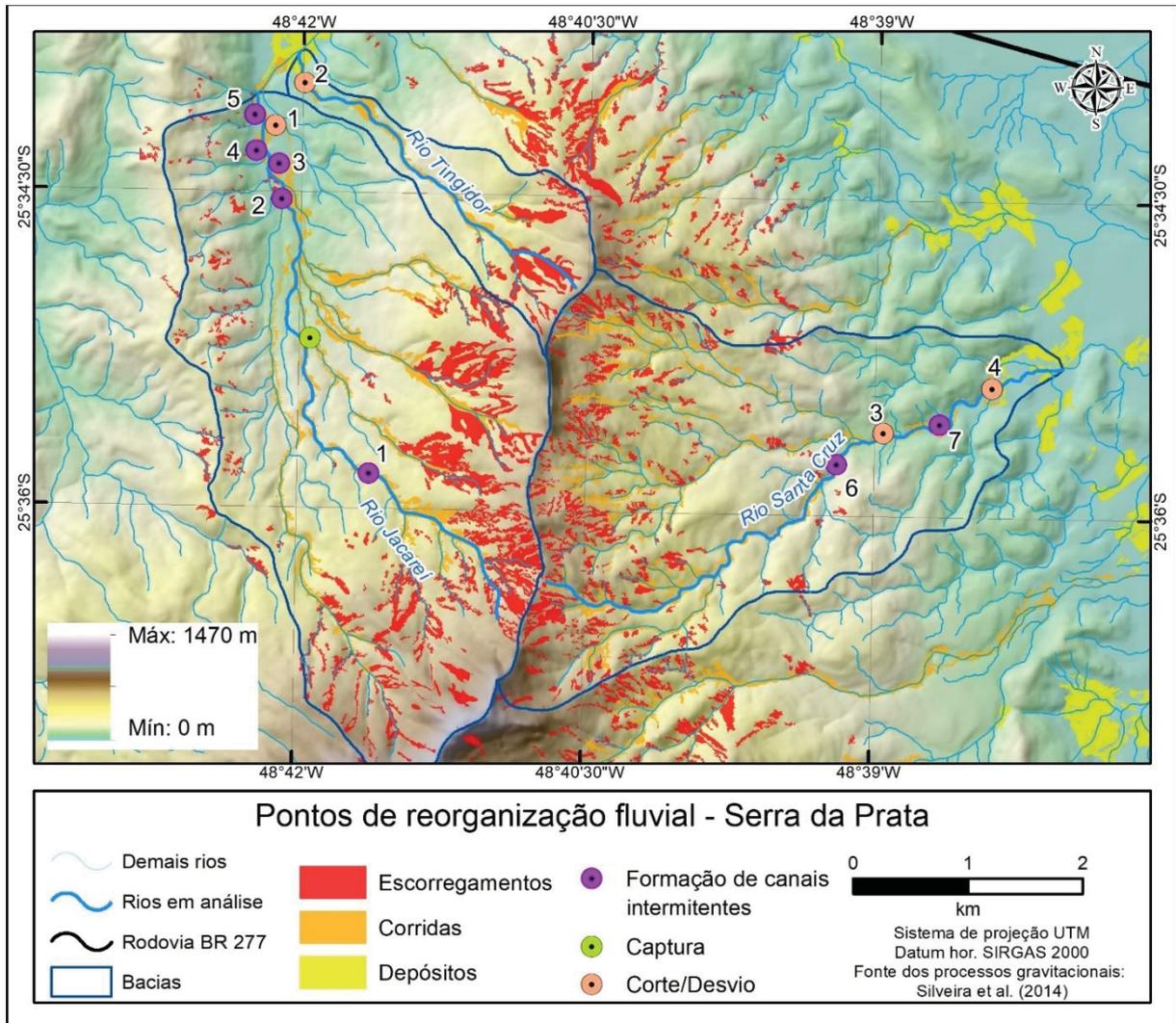
No recorte selecionado do estudo foram identificados 12 locais de reorganização fluvial (Quadro 6.2 e Figura 6.2). A formação de canais intermitentes foi o processo predominante, com sete ocorrências. Também foram identificados quatro pontos de corte/desvio e um ponto de captura. O rio Jacareí apresentou o maior número de pontos de reorganização fluvial (sete), seguido pelo rio Santa Cruz (quatro) e rio Tingidor (um).

Quadro 6.2 – Declividade e amplitude altimétrica dos processos de reorganização fluvial identificados

Rio Jacareí				
	Declividade	Altitude (m)	Coord. X	Coord. Y
Formação de canal intermitente 1	11°	352	-48,693	-25,597
Formação de canal intermitente 2	7°	62	-48,701	-25,575
Formação de canal intermitente 3	5°	47	-48,702	-25,572
Formação de canal intermitente 4	8°	42	-48,704	-25,571
Formação de canal intermitente 5	12°	38	-48,704	-25,568
Captura	6°	170	-48,699	-25,586
Corte/desvio 1	8°	37	-48,702	-25,569
Rio Tingidor				
	Declividade	Altitude (m)	Coord. X	Coord. Y
Corte/desvio 2	9°	42	-48,699	-25,566
Rio Santa Cruz				
	Declividade	Altitude (m)	Coord. X	Coord. Y
Formação de canal intermitente 6	10°	140	-48,653	-25,595
Formação de canal intermitente 7	5°	52	-48,644	-25,592
Corte/desvio 3	16°	88	-48,649	-25,593
Corte/desvio 4	3°	25	-48,639	-25,589

FONTE: O autor (2022).

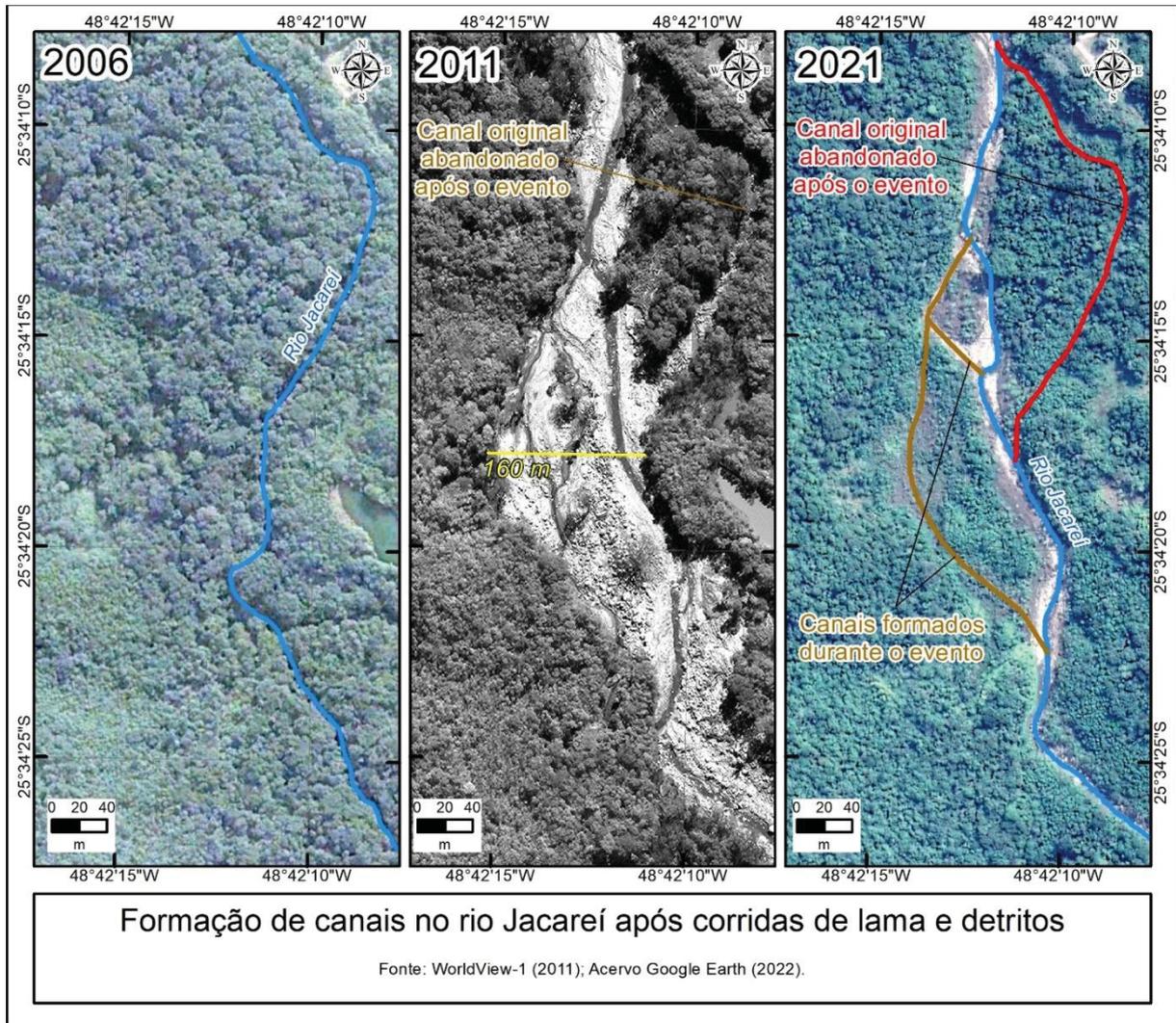
Figura 6.2 – Pontos de reorganização fluvial identificados no recorte de estudo.



FONTE: O autor (2022).

Todos os processos identificados têm sua gênese ligada à intensidade, à velocidade e aos depósitos formados pelos processos de corrida de lama e detritos desencadeados em 11 de março de 2011. O tipo de reorganização “Formação de canais intermitente” contribuiu no momento do evento na otimização do escoamento dos fluxos de lama e detritos. Na Figura 6.3 é possível observar a formação de canais intermitentes nas proximidades do rio Jacareí. Nota-se que durante o evento, concomitante à formação de novos canais, ocorreu o alargamento da calha fluvial em até 160 metros.

Figura 6.3 – Processo formação de canais intermitentes (laranja) e corte/desvio (vermelho) no rio Jacareí.



FONTE: O autor (2022).

Com o retorno do rio Jacareí a suas condições normais de vazão, os canais formados pelo evento de 2011 se converteram em canais intermitentes, sendo utilizados pelo rio Jacareí em eventos de cheia (como canais de inundação). A área de entorno do rio Jacareí alargada pelas corridas de lama e detritos funcionada atualmente como uma planície de inundação intramontana (Figura 6.4).

Figura 6.4 – Imagem obliqua da área com canais formados pelo evento. Coordenadas aproximadas: - 25.570222°/-48.703637°. Altitude da RPA: 60 metros.



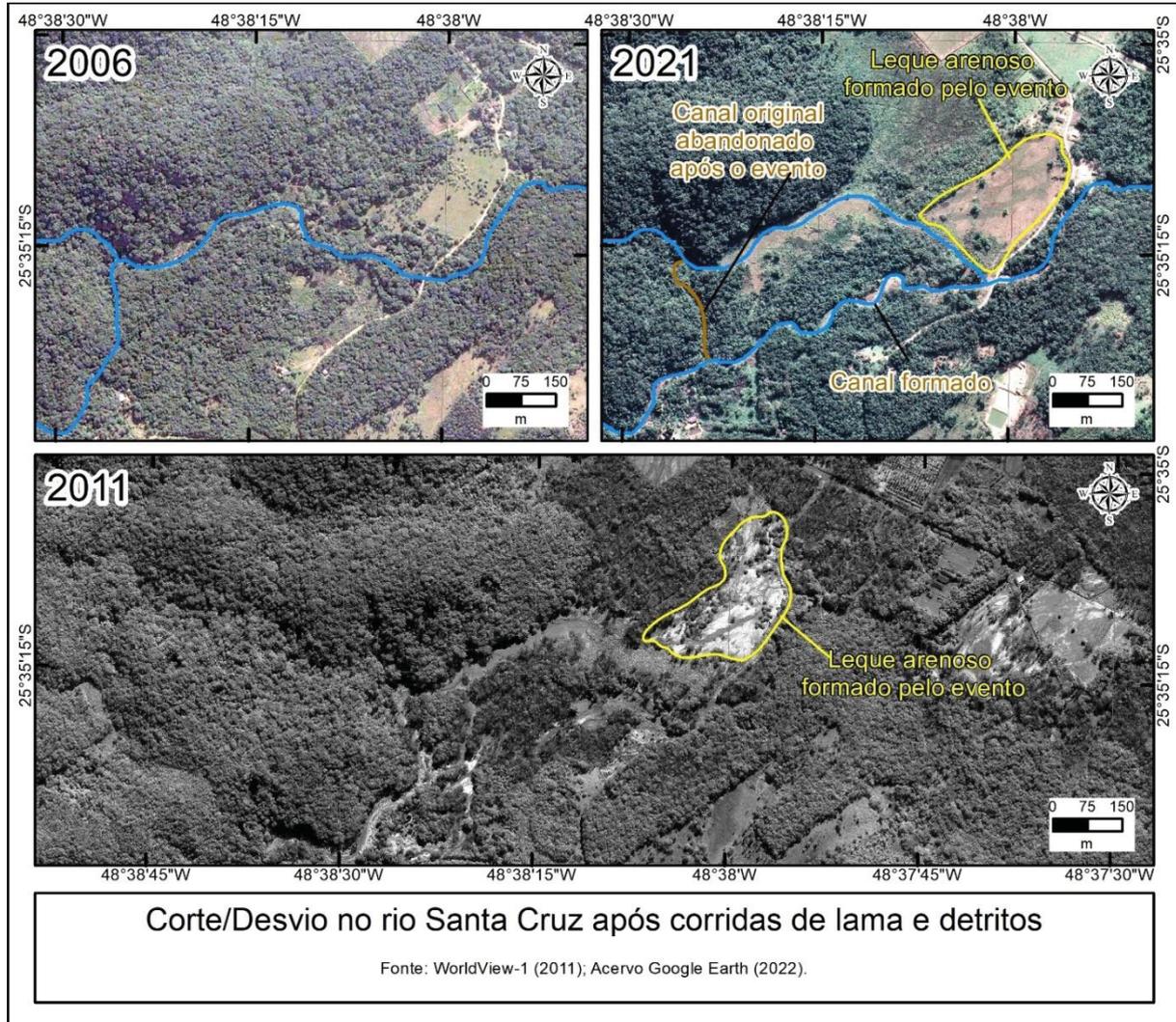
FONTE: O autor (2022).

Neste processo não há a ocupação do canal formado por fluxo perene. O mesmo não ocorre nos casos de corte/desvio. Neste exemplo de reorganização fluvial, o rio ocupou a nova calha fluvial escavada durante o evento de 2011. A Figura 6.5 e Figura 6.6 exemplificam um processo de corte/desvio no rio Santa Cruz. Os fluxos de lama e detritos contribuíram no rompimento das margens fluviais, escavando um novo canal na planície de inundação e encurtando o rio Santa Cruz em aproximadamente 1 km. Tal processo poderia também ser enquadrado como um caso avulsão fluvial, descrito como processo de abertura e abandono de canais em planícies de inundação, caracterizado por estes “encurtamentos” do rio (MERCANTE et al., 2007; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017c). Porém, por se tratar de uma paisagem serrana, a designação mais correta seria avulsão fluvial intramontana.

Contudo, o processo de corte/desvio também foi identificado em outro ponto do canal do rio Santa Cruz e no rio Jacareí (apresentado na Figura 6.4), em áreas intramontanas sobre pacotes coluvionares. A cota do exemplo da Figura 6.5 é de 30 metros com declividade média de 3°, enquanto no segundo exemplo de corte/desvio no rio Santa Cruz, a montante do exemplo apontado na Figura 6.5 (25.593411°/-48.649324°), a cota é de 114 metros e a

declividade em média é de 20°. A posição na paisagem destes exemplos do processo corte/desvio impedem a completa classificação como casos de avulsão fluvial, ao menos na definição clássica do termo.

Figura 6.5 – Processo de corte/desvio no rio Santa Cruz.



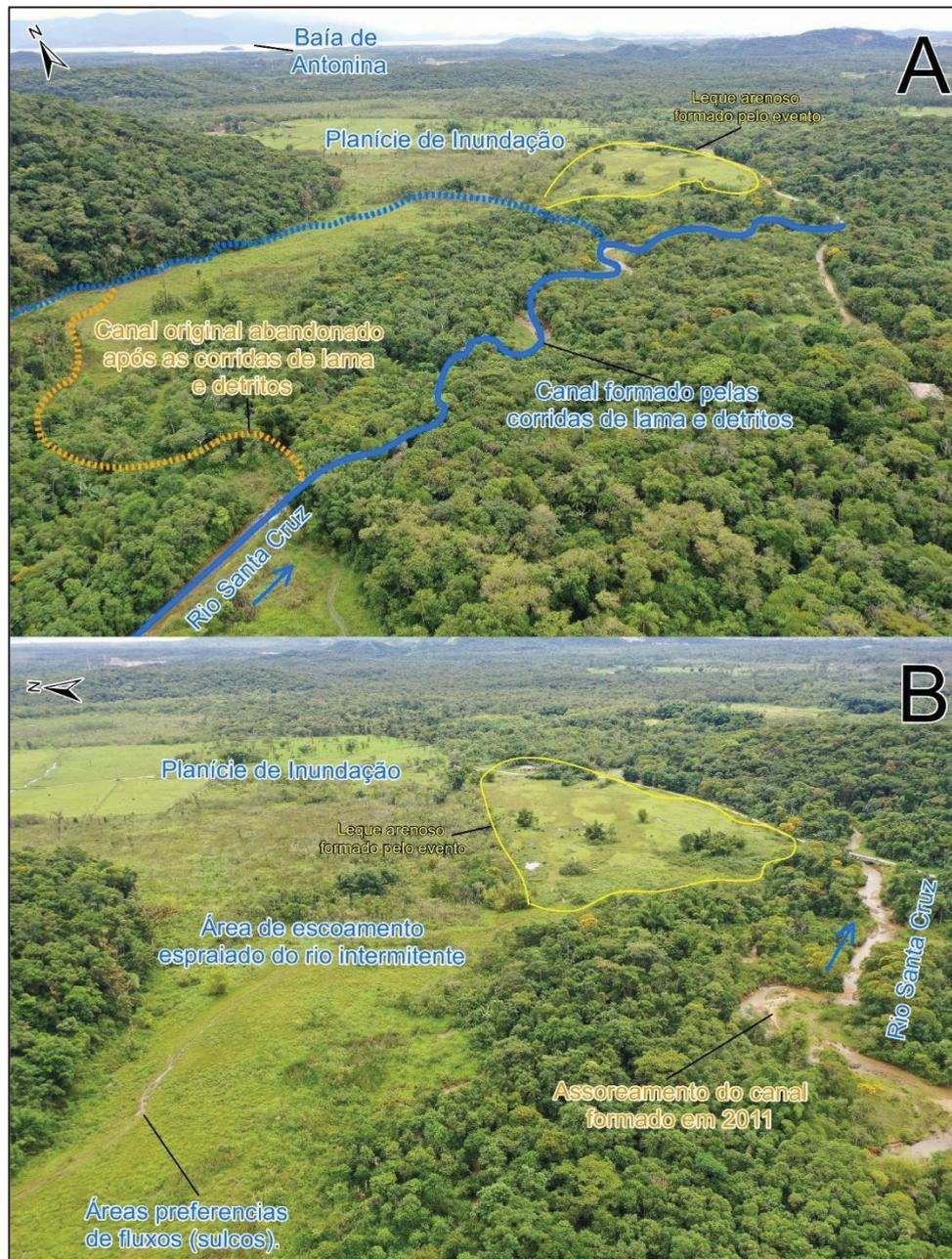
FONTE: O autor (2022).

O segundo exemplo de corte/desvio no rio Santa Cruz demonstra a combinação entre processos gravitacionais e processos fluviais, visto que houve uma ampliação da curva meândrica pelas corridas de lama e detritos em 2011, com posterior processo de *neck cutoff* (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS; COTA, 2020a), formando um meandro abandonado.

Voltando ao primeiro exemplo de corte/desvio no rio Santa Cruz, nota-se intenso assoreamento no trecho de canal formado pelo evento de 2011 (há cerca de 10 anos), sendo confirmado na campanha de campo e pelos dados orbitais e suborbitais (expressiva presença

de material arenoso). Também foi confirmado, pelas mesmas fontes, o soterramento do trecho de canal abandonado, na formação de um leque pelo evento de 2011. Atualmente, um rio de 3ª ordem intermitente, eventualmente, escoar por esta área de forma espreada, não sendo identificado a morfologia padrão de um canal fluvial, apenas áreas preferencias de fluxos (sulcos de drenagem) (Figura 6.6).

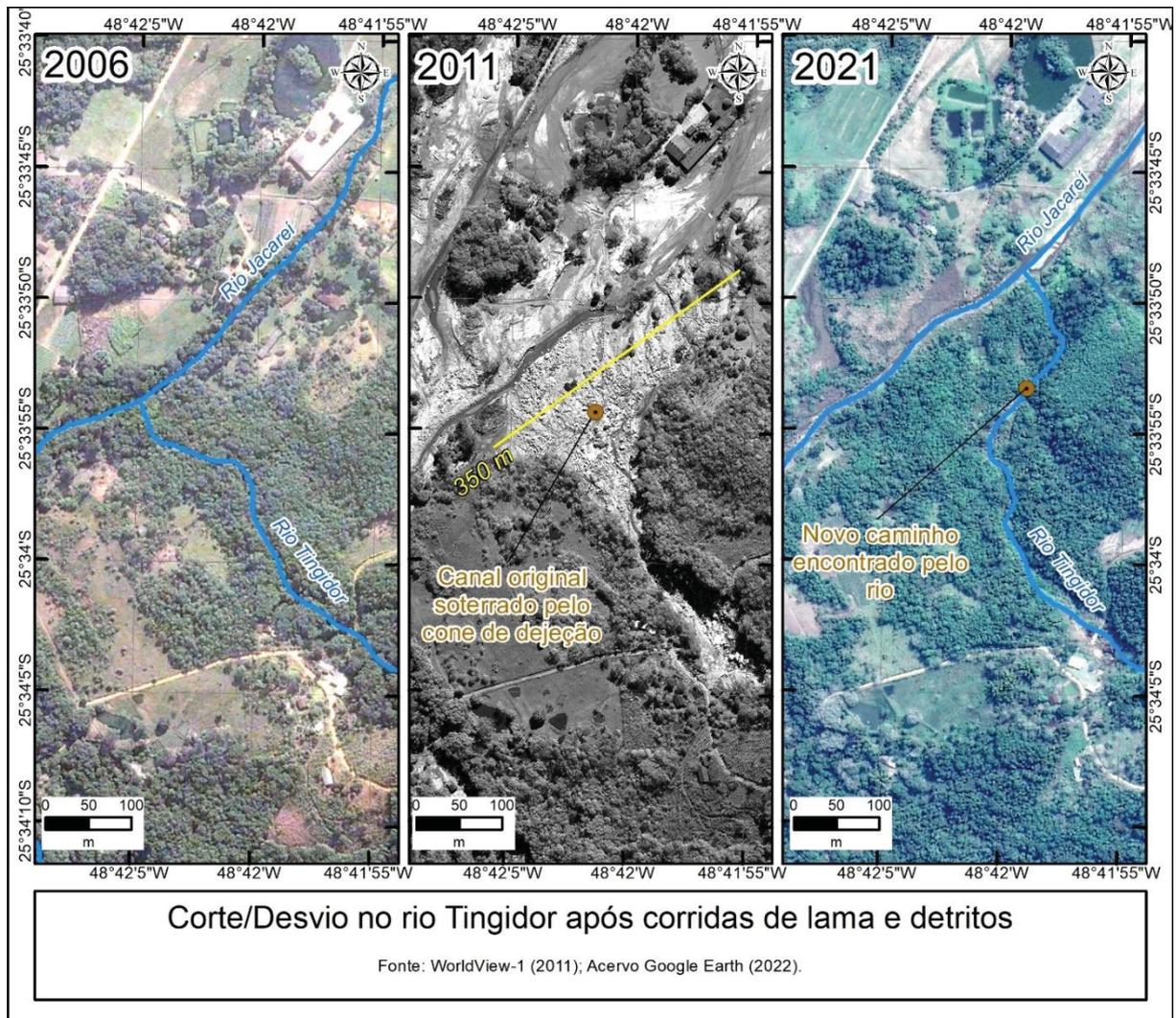
Figura 6.6 – A) Imagem oblíqua da área de corte/desvio no trecho de planície do rio Santa Cruz. B) Imagem oblíqua da área de escoamento espreado do rio intermitente vizinho ao rio Santa Cruz. Coordenadas aproximadas:  $-25.587329^\circ$  /  $-48.637249^\circ$ ). Registro fotográfico em 09/02/2022.



FONTE: O autor (2022).

A única reorganização imposta no rio Tingidor identificada foi um caso de corte/desvio, mas com particularidades genéticas. Os fluxos de massa formaram na desembocadura do rio Tingidor um cone de dejeção composto por material grosso (blocos e matações) (SILVEIRA et al., 2013b). Esse cone soterrou o trecho final do canal do Tingidor, obrigando o rio a encontrar um novo caminho até o rio Jacareí. O resultado deste processo é apresentado na Figura 6.7, onde o rio Tingidor agora contorna o cone de dejeção formado em 2011, caminho este formado durante o evento de 11//03/2011, possivelmente favorecido pelo elevado fluxo naquele momento.

Figura 6.7 – Processo de corte/desvio no rio Tingidor.

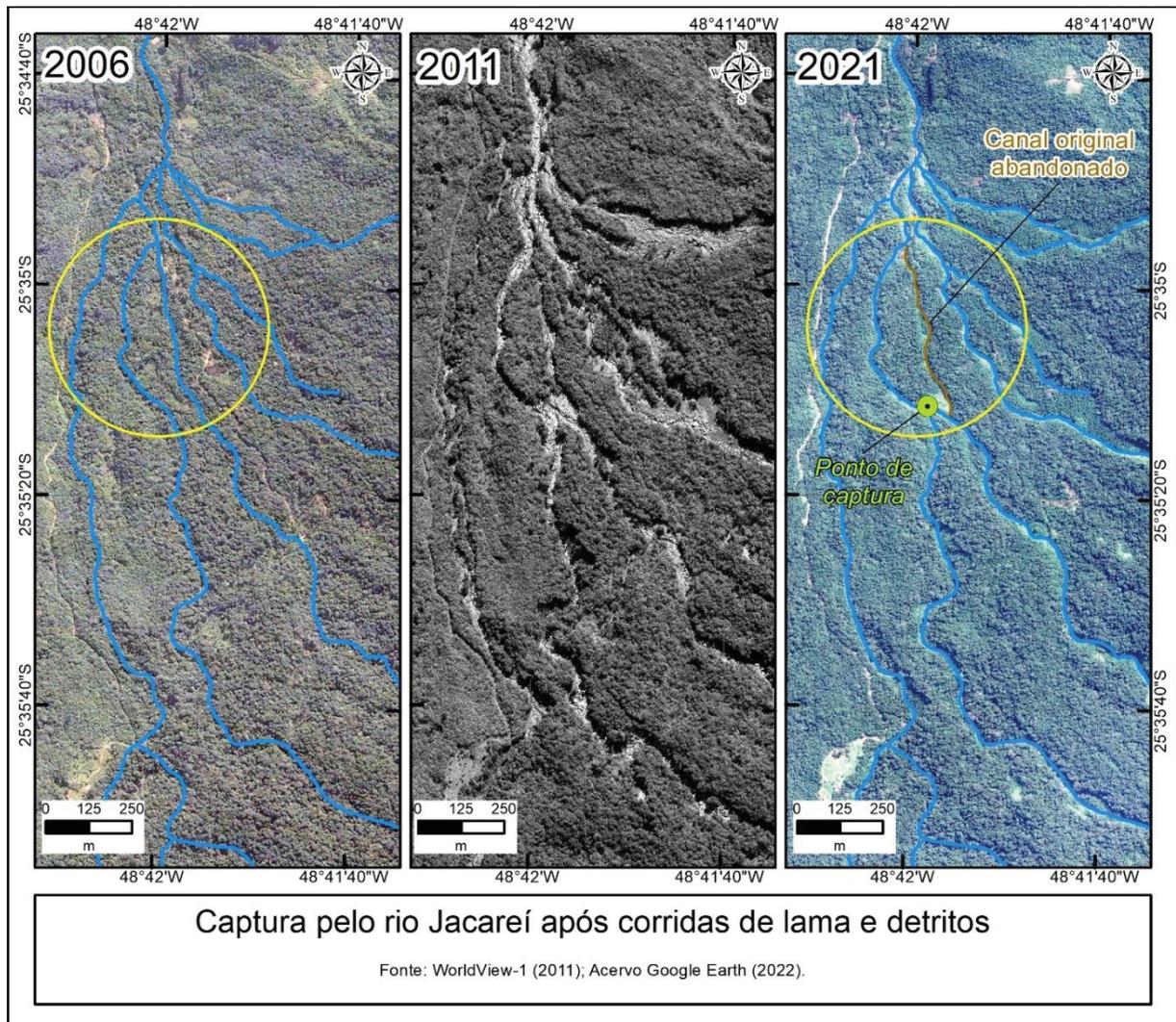


FONTE: O autor (2022).

O último processo identificado foi uma captura gerada pelo rompimento das margens decorrente do fluxo de lama e detritos, em um canal intermitente de 2ª ordem vizinho ao rio

Jacaré (Figura 6.8). Esse processo ocorreu em área com declividade média de 6° e cota de 170 metros. O ponto de encontro entre este rio intermitente e o rio Jacaré foi encurtado em 650 metros. Pela interpretação do funcionamento hidrológico da área, acredita-se que o trecho de canal abandonado pode eventualmente ser ocupado em momentos de intensa pluviosidade.

Figura 6.8 – Processo de captura no rio Jacaré.



FONTE: O autor (2022).

## 6.4 CONCLUSÕES

Foi proposto, de forma preliminar, uma classificação para reorganizações fluviais em paisagem serranas submetidas a eventos extremos de corridas de lama e detritos. A partir dos exemplos identificados nos três rios analisados situados na Serra da Prata, fica evidente o papel dos processos gravitacionais em mudanças na forma em planta dos canais fluviais em

paisagem serrana, chamadas aqui como processos de reorganização fluvial. Tal interação entre processos gravitacionais e processos fluviais revelam particularidades morfodinâmicas neste contexto de paisagem, podendo os processos identificados ocorrerem em outras paisagens serranas.

A partir disso, incentiva-se a realização de estudos visando verificar se os processos de reorganização fluvial aqui identificados se repetem em outras localidades da Serra do Mar ou em outras paisagens sujeitas a fluxos de massa. De forma complementar, são necessários maiores debates sobre os conceitos empregados para analisar tais mudanças, bem como análises morfométricas (amplitude e declividade) visando identificar padrões de ocorrência dessas reorganizações. Também são necessários estudos aprofundados sobre os possíveis ajustes fluviais decorrerem do processo de reorganização por corridas de lama e detritos.

## **7 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE CANAL FLUVIAL APÓS OBRAS DE ENGENHARIA E ASSOAREAMENTO POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: O CASO DO RIO JACAREÍ (LITORAL DO PARANÁ)**

### **7.1 INTRODUÇÃO**

A evolução dos canais fluviais é afetada pela dinâmica natural e/ou por interferências antrópicas (CHARLTON, 2007; RUTKIEWICZ e GAWIOR, 2016; ZHAO et al., 2017; CHEREM et al., 2020). Técnicas de análises da forma em planta do canal (visão vertical) ou análise em perfil do canal (visão horizontal) são utilizadas para mensurar os impactos de tais alterações (GRABOWSKI e GURNELL, 2016; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017b; CHEREM et al., 2020).

A evolução desencadeada pela dinâmica natural depende do nível de base, das condições climáticas, magnitude, velocidade e regime do fluxo, do substrato e das características e quantidades do material transportado (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017b; BARROS e MAGALHÃES JÚNIOR, 2020a). A escala de tempo para que ocorram ajustes na morfologia do canal é relativamente curta, estimada em 10 a 10<sup>3</sup> anos (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017b).

Sobre as interferências antrópicas, tais alterações podem ser diretas, como obras de engenharia (desassoreamento, canalização, contenção, retificação, entre outros) ou indiretas, como atividades humanas na bacia hidrográfica (desmatamento, instalação de acessos, expansão de cidades e de áreas destinadas à agricultura, pecuária e silvicultura) (KNIGHTON, 1998; CUNHA, 2012; DUFOUR et al., 2015; BARROS e MAGALHÃES JÚNIOR, 2020a).

Estas perturbações no sistema afetam a evolução geomorfológica dos canais fluviais, podendo ser observadas alterações no comportamento (morfodinâmica), na forma (morfologia) e em índices métricos (morfometria) (GRABOWSKI e GURNELL, 2016; CHEREM et al., 2020). Ainda, processos naturais e de origem antrópica podem ocorrer concomitantemente, resultando em sinergia e/ou cumulatividade dos impactos nos canais fluviais.

Considerando que o processo de uso e ocupação do território brasileiro teve início na faixa litorânea, área de domínio da Mata Atlântica, observa-se na literatura um histórico de interferências diretas e indiretas nos canais fluviais na planície litorânea (FONSECA, 1985; REZENDE et al., 2018; SILVA et al., 2018). São exemplos os estudos no rio Macaé – RJ

(ASSUMPÇÃO e MARÇAL, 2012; BRIERLEY et al., 2019), no rio Sagrado – PR (KLEINA; PAULA; SANTOS, 2014; KLEINA e SANTOS, 2017), no canal do rio Cachoeira – PR (ASSIS, 2011), no rio Três Barras – SC (CUNHA; JARENTCHUK JUNIOR; OLIVEIRA, 2017; MELLO et al., 2018) e no rio Cubatão (SILVEIRA; OLIVEIRA; NEUMAN, 2020).

Os estudos citados acima exemplificam transformações geomorfológicas em canais fluviais situados em planície, como: conversões do padrão meândrico para retilíneo (ex.: obras de retificação) (ASSUMPÇÃO e MARÇAL, 2012), ganho de sinuosidade devido a mudanças no nível de base local (ex.: instalação de barragens) (SILVEIRA; OLIVEIRA; NEUMAN, 2020), aumento do número de meandros abandonados por incremento da vazão (ex.: implantação de canais extravasores) (ASSIS, 2011), aumento da concentração de sedimentos em suspensão (VAN MAREN et al., 2015), entre outros. Nestes estudos, tanto a dinâmica natural como a interferência antrópica são relacionadas aos ritmos de evolução do canal fluvial.

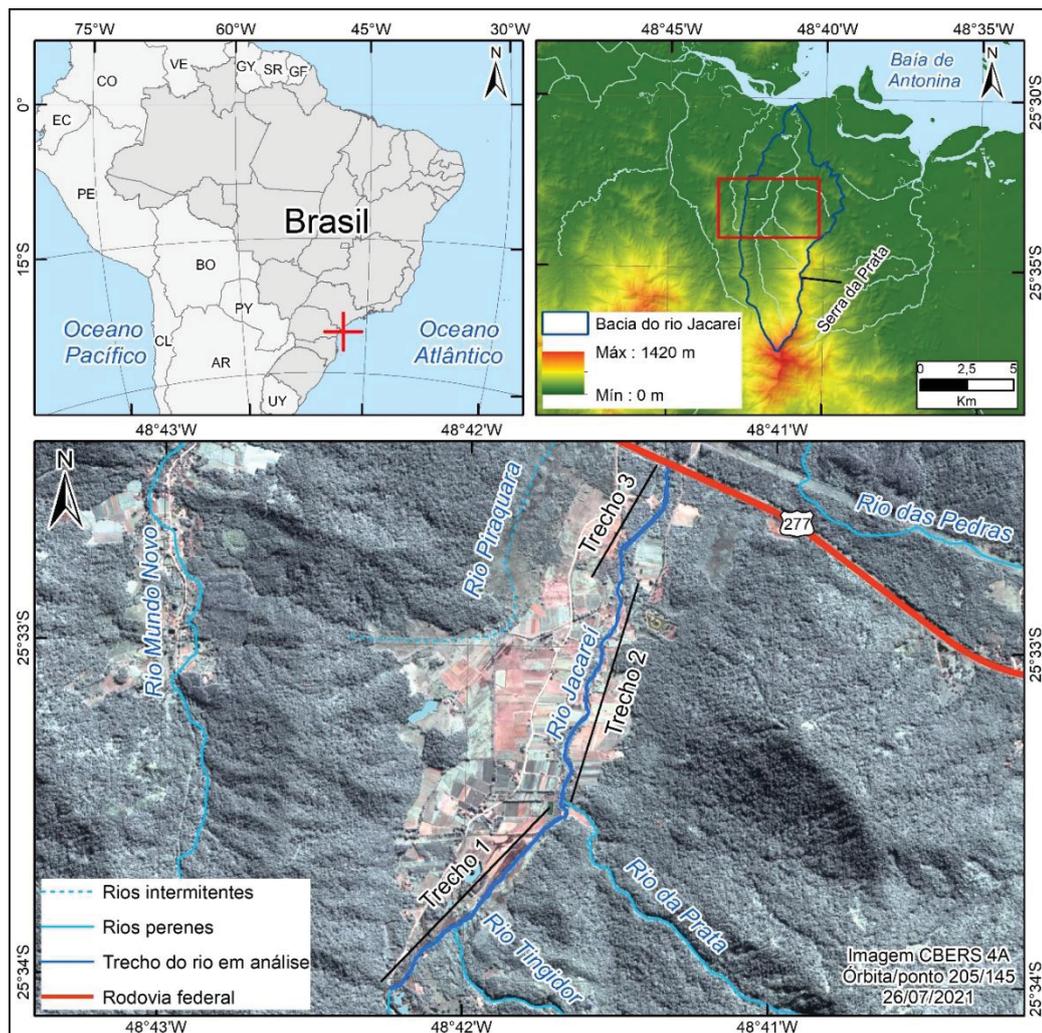
Ainda, cabe salientar o papel dos eventos extremos pluviométricos nas alterações geomorfológicas dos canais fluviais, principalmente no contexto de rios que nascem na Serra do Mar. Além de acelerar a erosão de margens e causar inundações, tais eventos podem desencadear processos de corridas de lama e detritos, afetando os canais fluviais. Exemplo desta situação é encontrado na bacia do rio Jacaré (litoral do Paraná). Em 2011, após acumulado pluviométrico 236,8 mm em 24h, diversos deslizamentos ocorreram na Serra da Prata, resultando em fluxos de lama e detritos que fluíram pelos vales e atingiram a planície aluvial do rio Jacaré (SILVEIRA et al., 2014; ZAPATA; SIMIANO; PINHEIRO, 2016). Como resultado, observou-se formação “instantânea” de depósitos de blocos e seixos nas desembocaduras de rios (leques) e depósitos arenosos na planície aluvial, bem como assoreamento do canal do rio Jacaré.

A partir de imagens orbitais, observa-se que em 2012 uma parte do canal do rio Jacaré na planície aluvial encontrava-se reaberto e com padrão retilíneo. Com o passar dos anos, o rio Jacaré foi se ajustando a nova configuração de paisagem da área. O caso do rio Jacaré levanta questionamentos quanto a evolução de canais fluviais com esta combinação específica de efeitos cumulativos e sinérgicos (eventos extremos, dinâmica de ajuste e intervenções antrópicas). Assim, objetiva-se analisar a evolução geomorfológica do rio Jacaré (anterior e posterior ao evento de 2011), considerando como critérios a forma em planta do canal em distintos anos (morfologia) e o cálculo de variáveis referentes à morfometria e à morfodinâmica.

## 7.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O rio Jacareí compõe o limite entre os municípios de Morretes e Paranaguá, ambos na porção central do litoral do Paraná. De acordo com a folha topográfica Alexandra (MI-2558-2-NO - 1:25.000), dos 14,81 km de extensão do rio Jacareí, 5,13 km estão situados nas vertentes da Serra da Prata, enquanto 9,68 km fluem sentido norte/nordeste pela planície litorânea paranaense, com foz na baía de Antonina. Este estudo foca no trecho do canal assoreado pelo evento de extremo de 2011, definido aqui entre a cota altimétrica de 30 metros e a ponte da BR 277 sobre o rio, totalizando 3,65 km de extensão (Figura 7.1), e distante 4,3 km da baía de Antonina. O recorte do canal fluvial em análise foi dividido em trechos (Figura 7.1) para auxiliar a discussão dos resultados, sendo eles: trecho 1 (mais a montante), trecho 2 (porção média da planície) e trecho 3 (mais a jusante).

Figura 7.1 – Localização do recorte do rio Jacareí em análise.



Organização: O autor (2022).

Foram adquiridas 14 imagens orbitais e suborbitais entre 1953 e 2019, totalizando 67 anos de dinâmica espacial e temporal, organizadas em uma Base de Dados Geoespaciais – BDG (PAZ; DAL PAI; PAULA, 2020). A relação de imagens utilizadas bem como suas características principais são apresentadas na Quadro 7.1. Nas edições cartográficas e análises em Sistemas de Informações Geográficas (SIG) foram utilizados os *softwares* QGIS 3.10.9 e ArcGIS 10.4.1, módulo ArcMap.

Quadro 7.1 – Imagens orbitais e suborbitais utilizadas na pesquisa.

Tipo imagem	Mês/Ano	Resolução/Escala	Pto. controle	Fonte	RMS
Fotografia aérea pancromática Cod. 31922, 31923 e 31924.	- /1953	1:25.000	23	IAT*	1,085
Fotografia aérea pancromática Cod. 51419, 51418, 51449 e 51450	Jun./1980	2m/1:25.000	25	IAT**	1,122
Ortoimagem – Cod. 2858-2 NO	- /1994	1,25m/1:25.000	22	IAT**	1,025
Fotografia aérea colorida Cod. 1917, 1918, 1956 e 1955	Abr./2003	1m/1:25.000	25	IAT**	1,156
Imagem orbital do acervo Google Earth	Mai./2006	0,5m	28	(GOOGLE EARTH, 2020a)	0,971
Imagem orbital pancromática	Mai./2011	1m	25	IAT - (World View I)	0,898
Imagem RapidEye	Jun./2011	5m	***	Geocatálogo (MMA)	***
Imagem suborbital coletada por aeronave remotamente pilotada	Out./2012	0,2m	28	(XAVIER, 2013)	0,751
Imagem orbital do acervo Google Earth	Set./2013	0,5m	28	(GOOGLE EARTH, 2020b)	0,985
Imagem orbital do acervo Google Earth	Out./2014	0,5m	27	(GOOGLE EARTH, 2020c)	0,897
Imagem orbital do acervo Google Earth	Dez./2015	0,5m	28	(GOOGLE EARTH, 2020d)	0,963
Imagem orbital do acervo Google Earth	Jul./2016	0,5m	28	(GOOGLE EARTH, 2020e)	0,977
Ortoimagens obtidas com tecnologia RADAR	Nov./2015	1m	**	ITCG (2016)	**
Imagem orbital do acervo Google Earth	Ago./2017	0,5m	28	(GOOGLE EARTH, 2020f)	0,895
Imagem orbital do acervo Google Earth	Set./2018	0,5m	27	(GOOGLE EARTH, 2020g)	0,985
Imagem suborbital coletada por aeronave remotamente pilotada	Jun./2019	0,2m	29	Levantamento realizado	0,742

\* Instituto Água e Terra do Paraná, imagens adquiridas via ofício institucional. \*\* Instituto Água e Terra do Paraná, imagens adquiridas no endereço eletrônico da instituição. \*\*\* Imagens utilizadas unicamente na análise visual. FONTE: O autor (2022).

Os três conjuntos de fotografias aéreas (1953, 1980 e 2003) passaram por correções de orientação e cor, remoção das marcas fiduciais e padronização do número de linhas e colunas (MA; BROADBENT; ZHAO, 2020). Após o tratamento citado, as fotografias foram

ortorretificadas, utilizando-se o algoritmo *structure from motion* (SFM) através do *software* aberto *MicMac* (RUPNIK; DAAKIR; PIERROT DESEILLIGNY, 2017). Os ortomosaicos gerados nesta etapa não apresentavam referencial espacial, mesma situação das imagens orbitais coletas no acervo Google Earth (2006 – 2018).

Para 2019 foi gerado ortomosaico a partir de imageamento com aeronave remotamente pilotada (RPA) modelo Mavic 2 Pro. Os planos de voo foram elaborados no aplicativo DJI *Pilot*. As imagens foram coletadas em junho de 2019 e foram processadas no *software* aberto *OpenDroneMap*, seguindo rotinas de alinhamento e geração de nuvens de ponto, obtiveram-se ortomosaico e modelo digital de superfície (MDS) (SANTOS e KOENIGKAN, 2018; CARDOSO ARANGO e LOUHAICHI, 2019). Em outubro de 2012 foi realizado um levantamento com RPA na planície do rio Jacaré (XAVIER, 2013). Os dados foram disponibilizados pelos autores e as mesmas técnicas de processamento foram aplicadas.

Tanto os ortomosaicos das fotografias aéreas quanto aqueles gerados com dados coletados pela RPA foram georreferenciados com base em ortoimagens registradas por tecnologia RADAR, disponibilizadas pelo Instituto Água e Terra (IAT) e atribuídas à escala 1:10.000 do padrão A do Padrão de Exatidão Cartográfica para Produtos Cartográficos Digitais (PEC-PCD). Foram utilizadas as ortoimagens código 227307175 e 227307170. A imagem *WorldView I* de maio de 2011 já se encontrava georreferenciada. Foram utilizados entre 22 e 28 pontos de controle em cada imagem, apresentando erro quadrado médio (RMS) próximo a 1 (Tabela 1).

Em função das diferenças de escala e RMS entre as imagens orbitais e suborbitais, optou-se por duas abordagens no mapeamento do canal fluvial do rio Jacaré. Na primeira, aplicada para os dados de 1953 a 2006, o canal fluvial foi vetorizado no formato linha (unifilar), com escala de tela fixada em 1:5.000. O canal do rio foi vetorizado no sentido montante para jusante, a partir da observação da presença de áreas abertas (clareiras), mata ciliar ou água. Houve dificuldade na vetorização do rio Jacaré nas fotografias aéreas de 1980 e 2003, sendo necessária fotointerpretação com auxílio de estereoscópio de mesa.

A segunda abordagem, aplicada nas imagens de 2012 a 2019, o canal fluvial foi vetorizado no formato poligonal (bifilar – escala em tela 1:2.000), devido à resolução espacial do material. O canal anastomosado de 2011 foi vetorizado em polígono, sendo empregado unicamente nas análises morfológicas, não sendo extraídas variáveis morfométricas e morfodinâmicas em função de incompatibilidades metodológicas. Análises de consistência topológica (*gaps* e *overlaps*) foram aplicadas visando assegurar a qualidade geométrica do dado gerado. Posteriormente, foram extraídas as linhas centrais dos polígonos do canal

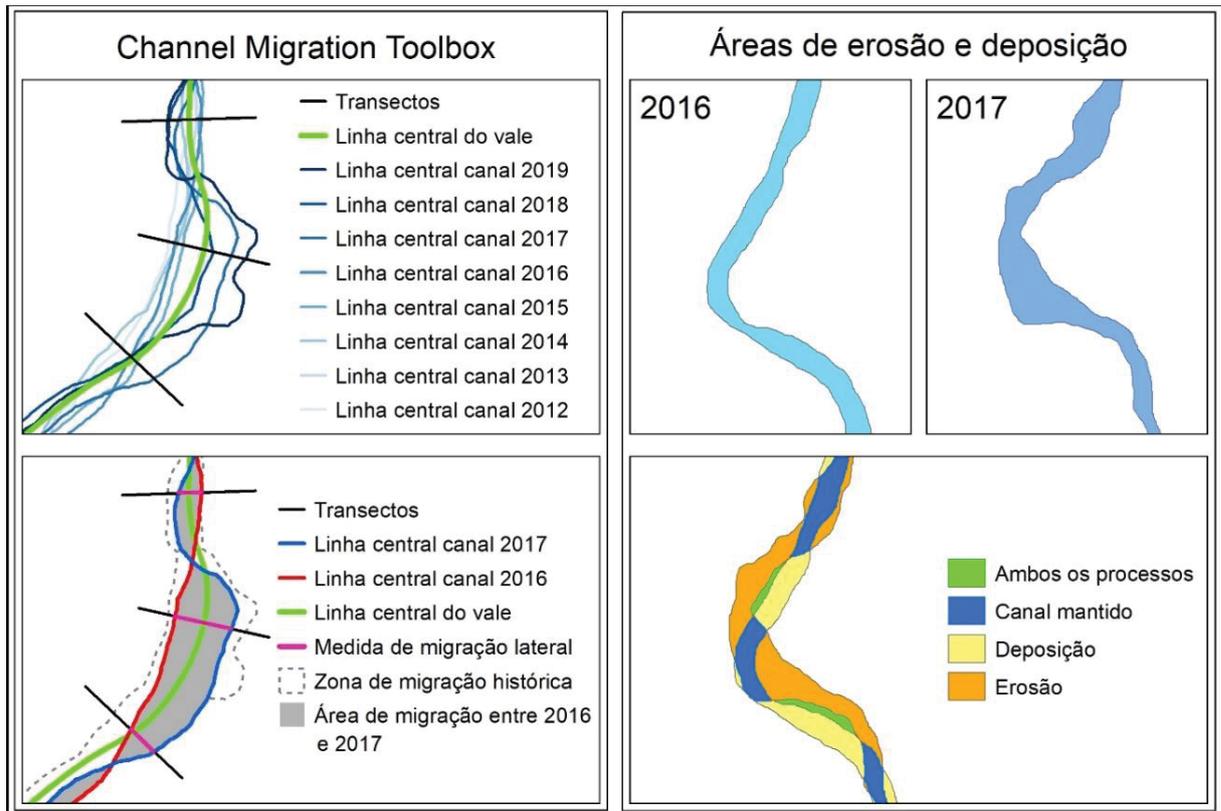
fluvial, por meio da ferramenta *centerline* do QGIS. Para auxiliar nas análises das mudanças no canal do rio Jacareí, também foram consultadas as bandas do infravermelho próximo (760-880 nm) das imagens *RapidEye* (resolução espacial de 5 m), disponibilizada pelo GeoCatalogo – Ministério do Meio Ambiente – de 08 de junho de 2011 e 01 de julho de 2012.

Quanto à morfometria, foram calculados os parâmetros de extensão total e índice de sinuosidade (IS). O cálculo da extensão do canal em km foi efetuado no ArcMap. O IS foi calculado considerando o comprimento do canal em cada ano, dividido pelo comprimento em linha reta do início ao final do trecho do canal em análise (HORTON, 1945). Os valores de IS foram classificados em: abaixo de 1,1 = canal retilíneo; entre 1,1 e 1,5 = canal sinuoso; acima de 1,5 = canal meandrante (CHARLTON, 2007).

Quanto à morfodinâmica, esta foi analisada em dois conjuntos de análises espaciais vetoriais distintos (Figura 7.2). O primeiro consistiu na obtenção da migração lateral média por período (MLMP) e da taxa de migração lateral por ano (TMLA), parâmetros obtidos a partir do conjunto de ferramentas do *Channel Migration Toolbox* (CMT), pacote de *scripts* executados no ArcMap e elaborado pelo departamento de ecologia do estado de Washington (EUA) (LEGG et al., 2014).

Nesta análise, os vetores dos canais unifilares foram divididos em dois grupos: pré-evento 2011 (1953-2006) e pós-evento (2012-2019). Com o *script 1-Reach-Average* do CMT, foi gerado a zona de migração lateral do canal entre períodos (ZMP). Em seguida, foram definidos transectos ao longo da linha central do vale (estabelecida manualmente observando a disposição espacial dos canais), visando mensurar a migração lateral em vários pontos. Para tanto, utilizou-se a ferramenta *2-Transect Generation Tool*, definindo-se transectos a cada 50 metros (70 ao todo) de 200 metros de extensão (valor suficiente para abranger toda a variação temporal dos canais). Por fim, na ferramenta *3-Transect CMT*, foram mensurados os valores de migração lateral por transecto e, na sequência, calculados a MLMP (valor médio de migração lateral no conjunto de transectos) e da TMLA (MLMP dividido pelos anos do período de análise). Os polígonos de ZMP foram unidos e dissolvidos no ArcMap, gerando a zona de migração histórica (ZMH) pré-evento e pós-evento.

Figura 7.2 – Conjuntos de análises espaciais vetoriais no estudo da morfodinâmica.



Fonte: Legg et al., (2014) e Hooke e Yorke (2010). Organização: O autor (2022).

O segundo conjunto de análises pautou-se na identificação de áreas de deposição e erosão (ou ambos os processos) através do cruzamento dos canais bifilares, de acordo com a proposta metodológica de Hooke e Yorke (2010). Esta abordagem foi aplicada apenas nos canais bifilares vetorizados entre 2012 e 2019, enfatizando o período de ajuste do canal após o evento extremo de 2011. Ao final, mensurou-se as áreas de erosão (E), deposição (D), ambos os processos (AP), relação entre área de erosão e deposição (E/D), área total de morfodinâmica (E+D+AP) e o índice de estabilidade lateral do canal (área do canal inalterada dividido pela área do canal ativa anteriormente).

Para auxiliar a discussão dos resultados foram obtidos dados de precipitação diária da estação meteorológica Paranaguá (Cod. 25534852) entre 01/01/2012 e 31/12/2020, via ofício institucional ao Sistema de Tecnologia e Monitoramento Ambiental do Paraná (SIMEPAR). A estação encontra-se no interior da planície aluvial do rio Jacareí (16 m - 25°33'24.31"S/ 48°41'49.85"O). Campanhas de campo foram realizadas entre 2019 e 2020 para validação dos resultados e registros fotográficos.

### 7.3 RESULTADOS

A análise espacial realizada indicou que o rio Jacareí na porção da planície passou por diversas transformações nos 67 anos de análise - entre 1953 e 2019. O canal apresentou variações significativas em todas as métricas analisadas, resumidas na Quadro 7.2. Em 1953 observa-se os maiores valores de extensão e sinuosidade do rio Jacareí, com 5,42 km e 1,66, respectivamente.

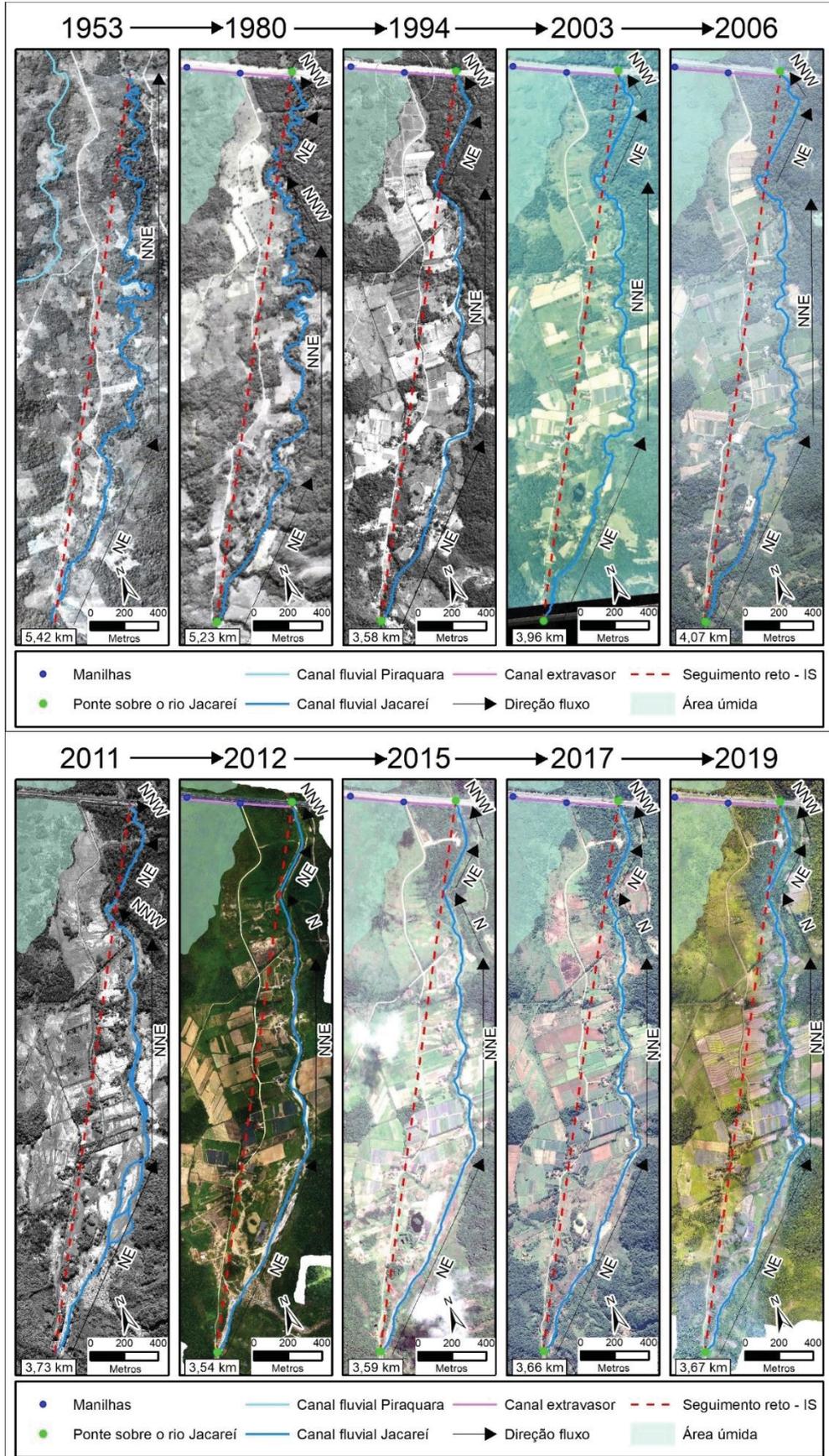
Quadro 7.2 – Variação do comprimento e índice de sinuosidade (IS) do recorte do rio Jacareí analisado.

Pré-evento				Pós-evento			
Ano	Comprimento	IS*	Classificação	Ano	Comprimento	IS*	Classificação
1953	5,42	1,66	Meandrante	2012	3,41	1,04	Retilíneo
1980	5,23	1,60	Meandrante	2013	3,55	1,09	Retilíneo
1994	3,63	1,11	Sinuoso	2014	3,57	1,09	Retilíneo
2003	4,13	1,26	Sinuoso	2015	3,6	1,10	Sinuoso
2006	4,17	1,28	Sinuoso	2016	3,62	1,11	Sinuoso
				2017	3,65	1,12	Sinuoso
				2018	3,65	1,12	Sinuoso
				2019	3,69	1,13	Sinuoso

\* Índice de Sinuosidade. FONTE: O autor (2022).

Em 1953 a BR 277 não estava implantada. O rio Jacareí apresentava elevada concentração de meandros, exibindo padrão típico de rios neste contexto de paisagem. Apesar de ser identificadas clareiras na vegetação na planície fluvial (indicando atividades antrópicas), existia mata ciliar ao longo de todo o canal fluvial. Em 1980, dois processos dão início aos impactos antrópicos na evolução do canal. O primeiro é a implantação da rodovia BR 277 (inaugurada em meados de 1969), cortando a planície aluvial com a construção de um aterro e instalação de uma ponte sobre o rio. O segundo é a supressão de vegetação ciliar nas margens do rio Jacareí. Apesar destas alterações, as medidas de comprimento e sinuosidade se mantém próximas aos valores de 1953. A evolução da forma em planta do canal é apresentada nas Figura 7.3.

Figura 7.3 – Evolução da forma em planta do trecho do rio Jacareí em análise entre 1953 e 2019



FONTE: O autor (2022).

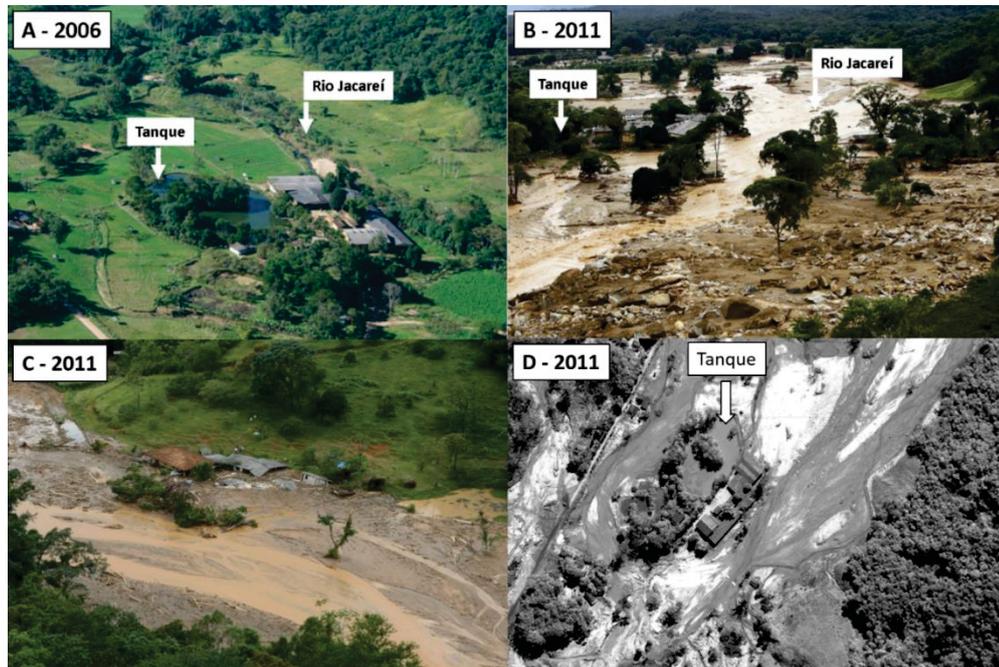
Os cenários de 1953 e 1980 são os únicos onde a sinuosidade do rio Jacareí foi classificada como meandrante. Do ponto de vista morfológico o rio apresentava padrão de meandros tortuosos, de acordo com a classificação de Stevaux e Latrubesse (2017). Em 1980, nota-se o surgimento de trechos com direção de fluxo distinta, possivelmente devido ao controle estabelecido pela ponte da BR 277 sobre o rio.

Também se observa nas fotografias aéreas a formação de áreas úmidas nas proximidades do rio Piraquara, certamente relacionadas ao aterro da rodovia BR 277, o qual passa a exercer função de um dique. Não foi possível identificar o canal do rio Piraquara nas fotografias de 1980, apenas manilhas e um canal paralelo à rodovia BR 277 que desagua no rio Jacareí, possivelmente instalado visando mitigar/escoar eventos de inundação nesta área.

Em 1994, muito provavelmente, o rio Jacareí passou por obras de engenharia, devido à significativa redução nos valores de extensão (3,63) e sinuosidade (1,11). O canal foi encurtado em torno de 1,5 km (28,7%) em relação a 1980. A partir dos dados consultados (documentos públicos e dados geoespaciais), não é possível estimar o ano, mas em algum momento entre 1980 e 1994 o canal passou por uma retificação, implicando na diminuição do IS para 1,11, enquadrado como canal retilíneo.

Em 2003 a extensão do canal fluvial do rio Jacareí aumentou em 300 metros. Como consequência, o IS passou para 1,26, sendo classificado como canal sinuoso. Os meandros formados após 1994 são classificados como irregulares. Provavelmente não foram realizadas manutenções nas intervenções antrópicas no canal fluvial, o que permitiu a retomada dos processos naturais de meandramento do canal, ainda que discretos. Situação semelhante foi observada em 2006, com IS estimado em 1,28, ligeiramente maior que em 2003, corroborando a ideia de que o rio Jacareí estava em processo de retomada do seu padrão meândrico. A Figura 7.4-A mostra como o canal do rio Jacareí estava em 2006, por meio de uma fotografia oblíqua.

Figura 7.4 – Vista do trecho 1 do canal na planície. A: Rio Jacareí e entorno antes do evento. B: Rio Jacareí e entorno após o evento. C: Visão aproximada do assoreamento do canal fluvial do rio Jacareí. D: Visão vertical do assoreamento do canal fluvial do rio Jacareí (escala aproximada 1:2.500).



Fonte: A: Cabanha NSA (2021). B: KISSNER (2011). C: NASCIMENTO (2011). D: IAT (2011) - Coordenadas aproximadas: 25°33'47.87"S - 48°41'59.46"O.

Porém, em 2011, observa-se a maior e mais intensa transformação no canal já registrada. No dia 11 de março de 2011 ocorreram uma série de deslizamentos na Serra da Prata, nas vertentes sul, sudeste e leste da bacia do rio Jacareí. Os deslizamentos foram predominantemente translacionais e desencadearam corridas de lama e detritos que inundaram a planície do rio Jacareí (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2014; SILVEIRA et al., 2014).

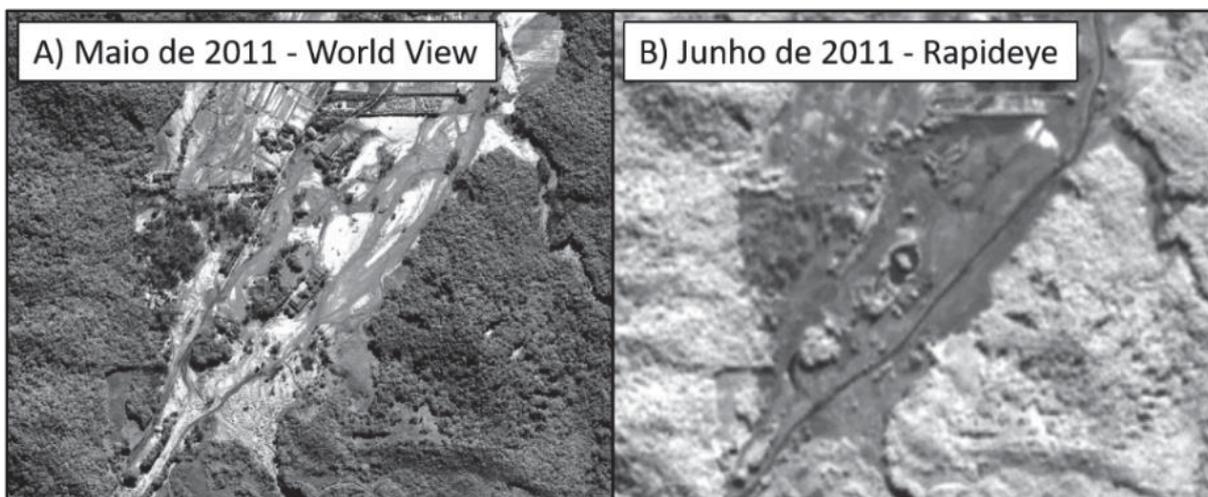
O aterro da rodovia BR 277 represou a inundação de lama que atingiu grande parte da planície (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2014). O material lenhoso mobilizado pelo evento acumulou na ponte da rodovia BR 277, causando sua destruição em questão de horas. A inundação, até então contida na planície, foi escoada para a baía de Antonina, escavando canais na porção mais a montante do trecho analisado, formando multicanais (Figura 7.4-B, C e D). Fotografias registradas na semana do evento mostram este processo (Figura 7.4-B e C).

Com base em uma imagem orbital registrada dois meses após o evento, nota-se que os trechos 1 e 2 do rio em análise foram totalmente assoreados (Figura 7.4-D). Ao analisar o canal, observa-se três padrões no canal do rio Jacareí após o evento: 1) multicanais com barras centrais (trecho 1), 2) canal único e sinuoso com sedimentos entulhados nas margens (trecho 2) e 3) canal único e retilíneo com acúmulo de material lenhoso (trecho 3).

O evento de grande magnitude rapidamente ganhou destaque nos principais meios de comunicação do Paraná (CARRIEL, 2011; LEITÓLES; GERON; ALMEIDA, 2011; RUPP; CARRIEL; MILAN, 2011). Outorga para intervenção na ponte do rio Jacareí foi emitida em junho de 2011 para a Concessionária Ecovia, responsável pelo trecho de rodovia entre Curitiba e Paranaguá (PARANÁ, 2011a). Em julho de 2011 foi emitida outorga para desassoreamento de material na área próxima à ponte da rodovia BR 277 sobre o rio Jacareí (PARANÁ, 2011b). Em dezembro de 2011 foi aberta licitação para retirada de material lenhoso das margens e imediações do rio Jacareí (PARANÁ, 2011c). Essas intervenções em escala estadual e outras em escala municipal e até pelos próprios moradores (não encontradas documentadas) contribuíram para mudanças no canal fluvial identificadas no ano seguinte.

Em setembro de 2012 o canal fluvial encontrava-se reaberto, apresentando a menor extensão observada neste estudo, com 3,45 km. Como consequência, o IS decresceu para 1,04, se enquadrando como canal retilíneo. Analisando a banda do infravermelho próximo das imagens *RapidEye*, pode-se estimar que a reabertura e retificação do canal fluvial do rio Jacareí ocorreu entre 02 de maio e 08 de junho de 2011 (Figura 7.5). Entre 2012 e 2019 observou-se contínuo trabalho do rio Jacareí frente ao estoque de sedimentos deixado pelo evento. Progressivamente as métricas de extensão e IS foram ampliando, devido à retomada de curvas no canal principalmente no trecho 2, pela erosão e deposição de margens, com o rio voltando à classificação “sinuoso” em 2015.

Figura 7.5 – Estimativa da reabertura do canal fluvial do rio Jacareí após assoreamento. A – Imagem *World View* I registrada em maio de 2011. B – Imagem *RapidEye* registrada em 08 de junho de 2011. Coordenadas aproximadas do centroide das imagens: 25°33'39.15"S - 48°41'57.68"O. Escala aproximada 1:7.500



Fonte: A- IAT (2011). B – MMA (2014).

Quanto à morfodinâmica, constatou-se que no período pré-evento de 2011 (1953-2006) a migração lateral média do canal foi de 80,91 metros, equivalente a uma taxa média de 1,53 metro por ano (Quadro 7.3). A maior taxa média de migração lateral foi observada entre 1980 e 1994, sendo este resultado comprometido em função da provável intervenção antrópica no canal fluvial, não refletindo a dinâmica natural do rio.

Quadro 7.3 – Valores de migração lateral média estimada para o período anterior ao evento de 2011.

Período	Migração lateral média do período		Taxa de migração lateral por ano	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
Entre 1953 e 1980 (27 anos)	43,86	35,48	1,62	1,31
Entre 1980 e 1994 (14 anos)	24,05	20,27	1,72	1,45
Entre 1994 e 2003 (9 anos)	12,92	6,72	1,43	0,75
Entre 2003 e 2006 (3 anos)	4,08	3,28	1,36	1,09
Entre 1953 e 2006 (53 anos)	80,91	40,24	1,53	0,76

FONTE: O autor (2022).

No período pós-evento (2012-2019) foi observada a migração lateral média do canal em 24,5 metros, equivalente a 3,9 metros por ano. Tal estimativa é aproximadamente 2,5x maior que a taxa média estimada para o período pré-evento. A maior taxa observada foi entre os anos de 2017 e 2018, registrando migração lateral média de 6,46 metros (Quadro 7.4). Este resultado provavelmente está relacionado à presença de sedimentos com baixo grau de consolidação nas margens, depositados pelo evento extremo de 2011.

Quadro 7.4 – Valores de migração lateral média estimada para o período após o evento de 2011.

Período	$\bar{x}$	$\sigma$
Entre 2012 e 2013	4,80	2,20
Entre 2013 e 2014	3,44	2,18
Entre 2014 e 2015	3,48	2,21
Entre 2015 e 2016	4,08	2,99
Entre 2016 e 2017	4,23	3,76
Entre 2017 e 2018	6,46	3,27
Entre 2018 e 2019	2,91	2,27

FONTE: O autor (2022).

A Figura 7.6 apresenta uma síntese da distribuição espacial das medidas de migração lateral nos períodos pré e pós-evento de 2011. No período 1953-2006, o ponto com maior dinâmica foi observado no trecho 3, com migração lateral total de 209 metros (taxa de 3,94 metros ao ano). Neste local foi registrada a maior intervenção antrópica na planície aluvial, a instalação da BR 277. Já no período 2012-2019, o maior valor observado foi no início do

trecho 2, com 52,51 metros de migração lateral total (taxa de 8,75 metros ao ano). No trecho 2 é onde encontra-se as maiores espessuras de sedimentos inconsolidados depositados pelo evento extremo de março de 2012 (PAZ; PAULA, no prelo – capítulo 5).

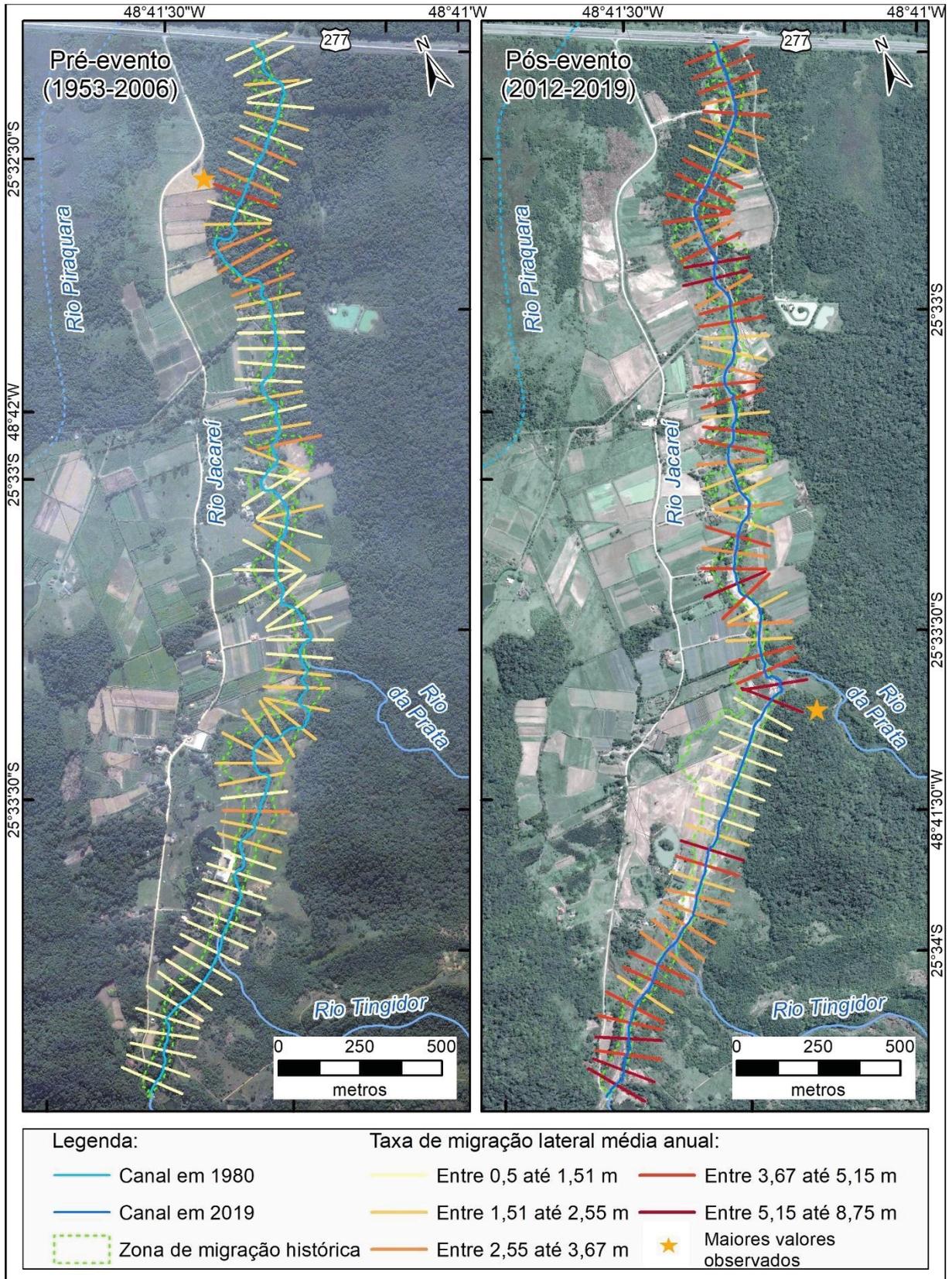
Com ênfase na morfodinâmica pós-evento, observou-se predomínio de processos deposicionais (Quadro 7.5). Apenas nos períodos 2014-2015 e 2018-2019 foi constatado predomínio de processos erosivos na dinâmica fluvial. O período entre 2017 e 2018 apresentou a maior área total de morfodinâmica (4,72 hectares), com elevados valores de áreas de erosão (1,95 hectares) e deposição (2,07 hectares) (Quadro 7.5). Os maiores valores do índice de estabilidade lateral do canal foram observados nos períodos 2012-2013 e 2014-2015 (Quadro 7.5). No sentido oposto, no período 2017-2018 foi constatado o menor valor no índice de estabilidade lateral do canal.

Quadro 7.5 – Valores de migração lateral média estimada para o período após o evento de 2011.

Ano	E	D	AP	E/D*	Área total de morfodinâmica**	CA**	CM**	IELC
Entre 2012 e 2013	1,39	1,80	0,00	0,77	3,19	4,31	2,92	0,62
Entre 2013 e 2014	0,45	2,30	0,02	0,20	2,78	2,46	2,00	0,46
Entre 2014 e 2015	1,74	0,93	0,07	1,87	2,74	3,26	1,53	0,62
Entre 2015 e 2016	1,34	1,58	0,07	0,85	2,99	3,02	1,68	0,52
Entre 2016 e 2017	1,15	1,52	0,12	0,76	2,79	2,66	1,50	0,50
Entre 2017 e 2018	1,95	2,07	0,70	0,94	4,72	2,53	0,59	0,22
Entre 2018 e 2019	1,25	1,10	0,06	1,14	2,42	2,69	1,43	0,57

\* Amarelo: predomínio de processos deposicionais. Verde: predomínio de processos erosivos. \*\* Valores em hectares. FONTE: O autor (2022).

Figura 7.6 – Taxa de migração média anual no período anterior e após o evento de 2011 por transecto.



FONTE: O autor (2022).

## 7.4 DISCUSSÃO

Condições morfológicas e morfométricas similares ao identificado no rio Jacareí nesta análise também foram observadas em outros rios na planície litorânea às margens da Serra do Mar. Os rios Cachoeira (Antonina/PR – IS de 1,89 em 1980) e Três Barras (Garuva/SC – IS de 3,28 em 1978) também se enquadram como meandantes, corroborando a ideia deste ser padrão de paisagens serranas que sofreram intervenções antrópicas (ASSIS, 2011; MELLO et al., 2018).

As súbitas mudanças no rio Jacareí em 1994 também foram observadas no rio Sagrado (Morretes/PR, bacia vizinha ao rio Jacareí), onde o terço inferior do canal, situado na planície litorânea, passou de meandrante para retilíneo entre 1954 e 1980, devido a intervenções antrópicas (KLEINA, 2015). Processos similares foram observados na bacia do rio Macaé (Rio de Janeiro), que entre 1940 e 1980, 60 km do canal principal (rio Macaé) e afluentes foram retificados (ASSUMPÇÃO; MARÇAL, 2012). O IS do canal do rio Macaé que em 1968 era de 1,58 (meandrante) estava em 1,01 nos anos 2000 (retilíneo) (ASSUMPÇÃO; MARÇAL, 2012).

O aumento da sinuosidade em 2003 no rio Jacareí, após intervenções antrópicas, também foi observado em um trecho de planície do rio Pequeno (Antonina/PR). O rio teve seu curso natural alterado para atividades de bubalinocultura. Posteriormente à mudanças de uso da terra, com adoção de práticas agroflorestais, em pouco mais de uma década a paisagem natural de entorno do rio foi recuperada, com ganho de vegetação, aumento de biodiversidade e recuperação da sinuosidade do rio (VANESKI FILHO; TORRES, 2019).

Em 2011, o intenso processo de sedimentação advindo das corridas lama, alterou drasticamente o canal fluvial do rio Jacareí. O evento impôs padrão anastomosado no trecho 1. Tal padrão teve sua gênese em decorrência do escoamento da planície aluvial inundada após o rompimento da ponte da BR 277 sobre o rio Jacareí. Bigarella (2003) relata que esta feição anastomosada formada após corridas de lama tem um reduzido tempo de permanência na paisagem, onde o rio logo encontraria zonas preferenciais de escoamento no material sedimentar e escavaria um novo canal. Porém, tal processo foi interrompido por obras de engenharia ainda em 2011. Estas intervenções antrópicas diretas afetam não apenas o canal fluvial, como também dinâmicas ambientais na porção a montante, na planície e no estuário a jusante (CUNHA, 2012; BARROS e MAGALHÃES JÚNIOR, 2020a; CHEREM et al., 2020; HERITAGE e ENTWISTLE, 2020).

A literatura aponta que a retificação implica diretamente no aumento da velocidade de escoamento e da energia potencial da água no canal (CUNHA, 2012; GUGLIOTTA e SAITO, 2019; HERITAGE e ENTWISTLE, 2020). Em geral, obras de retificação efetuam o aprofundamento do canal, extrapolando os pacotes sedimentos depositados. Quando isso acontece, além da reativação de processos erosivos a montante, também pode ocorrer a ativação de novos processos erosivos a montante. Tal dinâmica poderia ampliar o processo de erosão remontante na Serra do Mar, resultar em corte de meandros, diminuir o tempo de permanência da água na bacia, impedir a ciclagem de nutrientes com a planície de inundação, ampliar taxas de produção de sedimentos, entre outros impactos (CUNHA, 2012; PAULA, 2016; ONDRUCH et al., 2018; SWINNEN et al., 2020).

Tal como observado entre 1994-2003, o rio Jacaré após 2012 apresentou tendência a retomar sua sinuosidade. Foi no período após 2011 que se observaram as maiores taxas de migração lateral anual no rio, processo muito provavelmente acelerado em função do aumento de energia do canal devido a obras de engenharia. Também cabe salientar que, além do ritmo natural e contínuo da morfodinâmica do rio, os eventos extremos pluviométricos podem potencializar momentaneamente estes processos. Entre 2017 e 2018 foi constatado a maior área de morfodinâmica e a maior taxa de migração lateral do canal, mesmo período que foram registrados 15 eventos extremos pluviométricos (Acima de 50 mm em 24h – Quadro 7.6). O maior evento registrado após o evento 2011 foi de 257,6 mm em 24h em 06/03/2017.

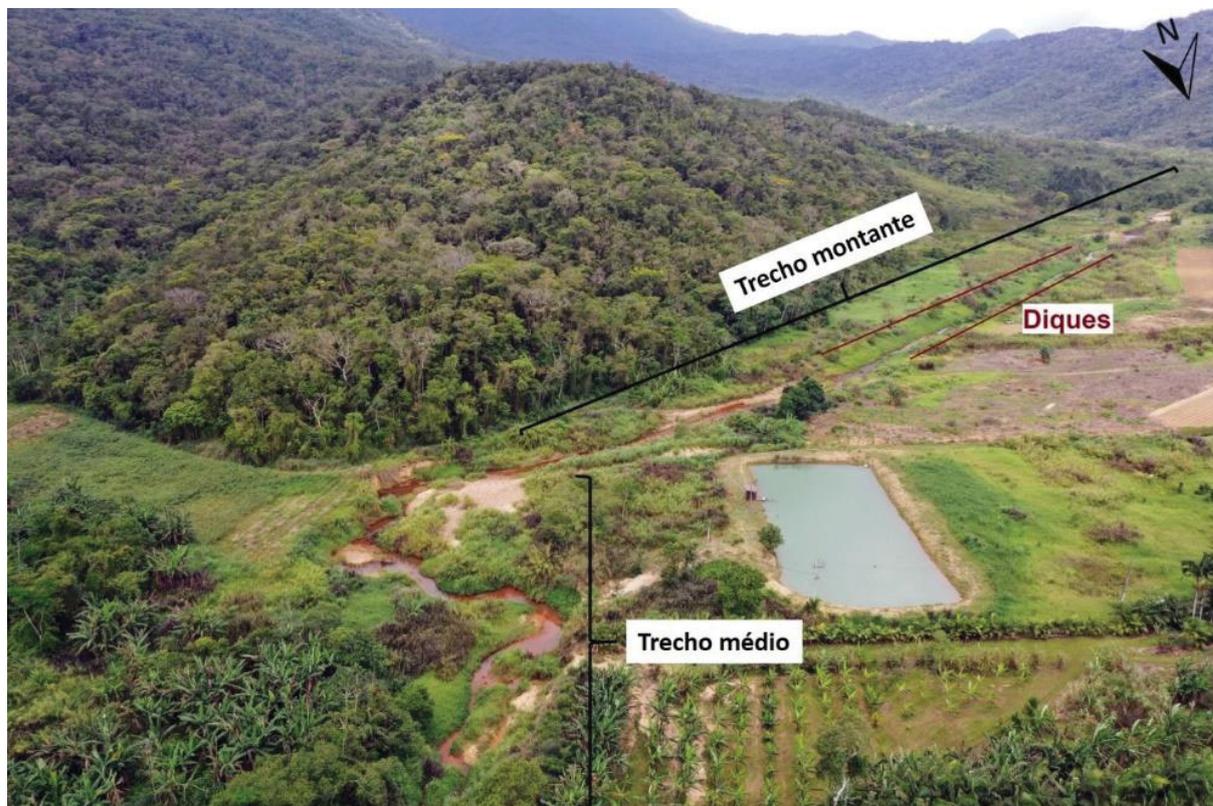
As menores taxas de migração lateral anual do canal no pós-2011 foram observadas em trechos do rio margeados por diques originados nas obras no canal (Figura 7.7). Relacionado a esta condição, a localidade do rio com maior taxa de migração lateral no pós-2011 situa-se logo após trecho do rio com contínua presença de diques marginais (trecho 1). Este cenário ilustra os processos narrados anteriormente, onde a retificação do canal aumenta a energia do fluxo, podendo resultar em processos erosivos como no exemplo.

Quadro 7.6 – Dados de precipitação anual na estação meteorológica consultada. Critério para classificar eventos extremos pluviométricos (50mm/24h) baseados em Vanhoni e Mendonça (2008).

Ano	Precipitação acumulada anual (mm) <sup>1</sup>	Dias chuva <sup>1</sup>	Eventos extremos entre 50 e 100 mm em 24h <sup>1</sup>	Eventos extremos acima de 100 mm em 24 h <sup>1</sup>	Maior evento pluviométrico registrado(mm/24h) <sup>1</sup>	ENOS <sup>2</sup>
2013	1778,6	214	5	0	83,4	-
2014	1448	186	8	0	97,6	-
2015	2494,4	244	5	1	113	<i>El niño</i> – Forte intensidade
2016	1936,8	186	7	1	101	<i>El niño</i> – Forte intensidade
2017	2158,4	217	7	2	257,6	<i>La niña</i> – Moderada intensidade
2018	2003	196	5	1	123,8	<i>La niña</i> – Moderada intensidade
2019	1688,6	193	5	0	71,6	<i>La niña</i> – Forte intensidade
2020	1568,6	177	7	0	65	<i>La niña</i> – Forte intensidade

Fonte: <sup>1</sup>SIMEPAR (2020) e <sup>2</sup>CPTEC (2021).

Figura 7.7 – Visualização do trecho 1, com seus diques marginais, e início do trecho 2, com o ponto de maior migração lateral do canal. Registro em 21/10/2020.



FONTE: O autor (2022).

Por fim, atribui-se a intensa dinâmica de feições fluviais no pós-evento às condições particulares desta paisagem alterada. As feições formadas imediatamente após 2011 decorrem

do trabalho do rio Jacareí frente ao estoque de sedimentos deixado pelas corridas de lama e detritos e às intervenções antrópicas. Considerado que o rio não tem competência e capacidade de manter tais feições, elas foram progressivamente agregadas à planície de inundação. Tal comportamento explica a diminuição da quantidade de feições entre 2012 e 2019.

## 7.5 CONCLUSÕES

O trecho do rio Jacareí analisado passou por diversas transformações geomorfológicas entre 1953 e 2019. Após os deslizamentos e corridas de lama e detritos de março de 2011, o rio Jacareí apresentou mudanças profundas, com soterramento do canal, imposição do padrão anastomosado, assoreamento de margens e entulhamento por material sedimentar e lenhoso.

A perda de sinuosidade foi observada em dois momentos (1994 e 2011) em função de obras de engenharia no canal fluvial. A retificação do canal fluvial pode estar relacionada com as maiores taxas de migração lateral do rio, observadas no pós-2011. Outras ações antrópicas diretas também foram identificadas, como a supressão de vegetação ciliar, construção de aterro perpendicular à planície de inundação e ponte sobre o rio. Todas estas ações geraram impactos na dinâmica fluvial, podendo ocorrer de forma cumulativa e sinérgica em alguns casos.

Com os resultados obtidos para o canal do rio Jacareí e consultando estudos para outros canais no contexto de planície litorânea, pode-se concluir que após obras de desassoreamento e retificação, o canal fluvial tende a retomar sua sinuosidade, evidenciando sua resiliência. Esta questão fica evidenciada ao se observar as transições no padrão do rio Jacareí entre 1994 e 2003 e entre 2012 e 2019, num relativo curto espaço de tempo.

Assim, recomenda-se estudos que discutam os impactos destas obras e abordem a sua eficiência, visto a velocidade de ajuste do rio. Estas condições de paisagem observadas no rio Jacareí, em especial os depósitos sedimentares formados no evento de 2011, devem ser considerados em ações de planejamento e ordenamento territorial na área. Recomenda-se também estudos verticalizados acerca da influência dos eventos extremos de precipitação na migração lateral dos rios em margem serrana, temática com abordagem insipiente na literatura nacional. Por fim, é notável nas fotografias aéreas e imagens orbitais consultadas a dinâmica e

diversidade das barras fluviais após o evento de 2011, sendo recomendado estudos de caracterização e análise deste comportamento.

## 8 DISCUSSÃO GERAL DOS RESULTADOS DA TESE

### 8.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS ALCANÇADOS

Os resultados alcançados nesta tese permitem compreender as alterações desencadeadas nos sistemas fluviais a partir de corrida de lama e detritos recentes. Tais alterações ocorrem tanto nos rios como nas áreas de planície aluvial, deixando evidências, principalmente, na forma em planta dos canais e nos registros sedimentares. Tais mudanças, em sua maior parte abruptas, são visíveis quando se analisa as características morfológicas, morfométricas, morfoestratigráficas e morfodinâmicas do sistema.

A bacia do rio Jacaré apresenta diversas evidências da interação entre processos gravitacionais e processos fluviais, permitindo reflexões nas bases teóricas da Geomorfologia Fluvial aplicada a este contexto de paisagem (serrana e margem serrana), bem como possibilidade de aplicação dos resultados aqui alcançados em ações, estudos ou propostas de ordenamento territorial e planejamento e gestão ambiental.

Foram identificados depósitos e formas superficiais singulares, fruto da interação entre processos gravitacionais e processos fluviais. De modo complementar, estabeleceram-se relações entre as fácies estratigráficas encontradas em campo e as formas superficiais mapeadas por técnicas de sensoriamento remoto. No geral, as fácies superficiais encontradas na planície aluvial do rio Jacaré exibem material arenoso em estrutura maciça (Sm) sobrepostas abruptamente a fácies com material fino (silte e argila), com presença de raízes e cores escuras.

As descrições destas fácies e a associação de sua eventual arquitetura com as formas superficiais em paisagens de margem serrana também é algo inédito na literatura nacional. Durante as revisões teóricas, analisando-se outros eventos de corridas de lama e detritos, a descrição dos depósitos se resumem ao “material pobremente selecionado” e a granulometria observável (PINTO; PASSOS; CANEPARO, 2014; SILVEIRA et al., 2014).

As espessuras dos depósitos arenosos apresentam mudanças abruptas quando comparadas diferentes formas superficiais, como por exemplo a unidade Planície de Inundação Soterrada (média de espessura em 50 cm) e a unidade Barra Fluvial (100 cm). Com base nos pontos amostrais de espessura e técnica de geoestatística, o volume do depósito arenoso formado pelo evento de 2011 foi estimado em 1.7 milhão de toneladas de sedimentos, valor 8,5 vezes maior que produção anual de sedimentos das unidades hidrográficas que drenam para o Complexo Estuarino de Paranaguá (RUTYNA et al., 2021).

Analisando o sistema de drenagem, foi constatado uma série de reorganizações fluviais nos canais intramontanos em função das corridas de lama e detritos de 2011, sendo identificados os processos de formação de canais intermitentes (que foram posteriormente abandonados), encurtamentos de canais (corte/desvio) e captura de drenagem. A descrição e exemplificação de tais processos é algo inédito na literatura nacional, abrindo espaço para estudos comparativos em outros sistemas fluviais que também foram afetados por processos gravitacionais.

No setor de planície, o evento de 2011 impôs de forma instantânea um padrão anastomosado em um sistema fluvial meandrante. Tal processo já havia sido relatado em evento similar em tributários do rio Tubarão (Santa Catarina) em 1974 (BIGARELLA, 2003). No entanto, não foi dado tempo para que o rio Jacaréi escavasse um novo canal de drenagem, sendo executadas obras de engenharia (abertura e desassoreamento) ainda em 2011.

Comparando o padrão de migração lateral entre os períodos pré e pós-evento de 2011, foi constatado que o rio Jacaréi (ao menos em seu setor de planície) ampliou seu ritmo morfodinâmico. Foram registradas maiores taxas de migração lateral no período pós 2011, podendo indicar um movimento do rio para encontrar condições de equilíbrio após o evento. Tal resultado reforça a ideia de resiliência do sistema fluvial (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

## 8.2 DIÁLOGO ENTRE OS RESULTADOS DA PESQUISA E HIPÓTESES LEVANTADAS

Com base nos resultados dos artigos 1 e 2, considera-se que a **hipótese 1: o intenso aporte de fluxos de lama e detritos gera uma cobertura sedimentar homogênea sobreposta a planície de inundação pretérita foi negada**. Apesar de a cobertura sedimentar deixada pelo evento apresentar um padrão geral arenoso, demonstrou-se a existência de certa diversidade de formas superficiais com distintas características estratigráficas na planície aluvial do rio Jacaréi. Além disso, visualizou-se a presença de padrões distintos de concentração de areia pela planície aluvial, possivelmente em função da dinâmica de “enchimento” e “esvaziamento” da planície, devido ao entulho de sedimentos e material lenhoso na ponte da BR 277.

A **hipótese 2: o material sedimentar depositado apresenta mudanças abruptas de granulometria em comparação com a superfície pretérita, exibindo padrão geral de arquitetura sedimentar de material grosso (classe areia e acima) sobreposto a material fino (silte e argila) foi aceita**, conforme resultados do artigo 2. Áreas de várzea com presença de Gleissolos

Háplicos, como no rio Jacareí, são observadas em outros fundos de vale pela planície litorânea paranaense, conforme estudos realizados nas bacias dos rios Sagrado, Nhundiaquara, Faisqueira, Pequeno, Xaxim, Cedro entre outros (PAULA, 2010; SILVA; SANTOS, 2015). Assim, a arquitetura sedimentar de material arenoso sobreposto a material fino com transição abrupta pode ser um indicado da ocorrência desses eventos intensos de sedimentação.

A **hipótese 3**: as características de velocidade e viscosidade dos fluxos de lama e detritos favorecem o rompimento de margem, gerando processos de reorganizações fluviais **foi aceita**, com base nos resultados alcançados no artigo 3. Foram observados, em um curto intervalo de tempo na Serra da Prata, processos geomorfológicos de mudanças na forma em planta dos canais somente similares a eventos de uma escala temporal superior, como *neck cutoff* (mecanismo de geração de meandros abandonados) e capturas fluviais (mecanismo atrelados a mobilidade dos divisores de drenagem).

A **hipótese 4**: as transformações impostas pelos fluxos de lama e detritos ao sistema fluvial de planície alteram o ritmo de mobilidade lateral do rio, impedindo seu retorno as condições anteriores ao evento **foi parcialmente negada**. Os resultados do artigo 4 demonstram que o rio Jacareí apresenta tendência de retorno as suas condições do período pré-evento, evidenciado pela contínua diminuição da taxa de migração lateral. Esse comportamento demonstra o conceito de retroalimentação negativa da teoria geral dos sistemas, indicando que o sistema do Jacareí vem absorvendo as alterações extremas impostas pelo evento de 2011.

Contudo, ainda são necessários mais dados de migração lateral do rio Jacareí para a hipótese ser totalmente negada. A explicação para tal retorno as condições pré-evento podem estar associadas ao fato de os processos gravitacionais serem extremamente comuns ao longo da evolução da Serra do Mar. Também cabe salientar que as alterações antrópicas de reabertura e desassoreamento do canal certamente aceleraram o processo de ajuste do rio Jacareí frente às alterações impostas.

### 8.3 POSSIBILIDADE DO APRIMORAMENTO DO MODELO DE SEDIMENTAÇÃO EM SISTEMAS FLUVIAIS MEANDRANTE

A análise de fácies estratigráficas pode contribuir em estudos paleoambientais, visto princípio do atualismo. Padrões de arquitetura sedimentar são frequentemente associados a formas/processos específicos do sistema fluvial (MIALL, 1985, 2016a). A proposta de codificação de fácies de Miall ilustra este raciocínio, em que formas/processos específicos

geram sequências de fácies específicas. No entanto, conforme salientado por Magalhães Júnior e Barros (2020c), diversos depósitos fluviais inconsolidados no contexto tropical “não apresentam sucessões estratigráficas com rica e clara diversidade de fácies” (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c, p. 308).

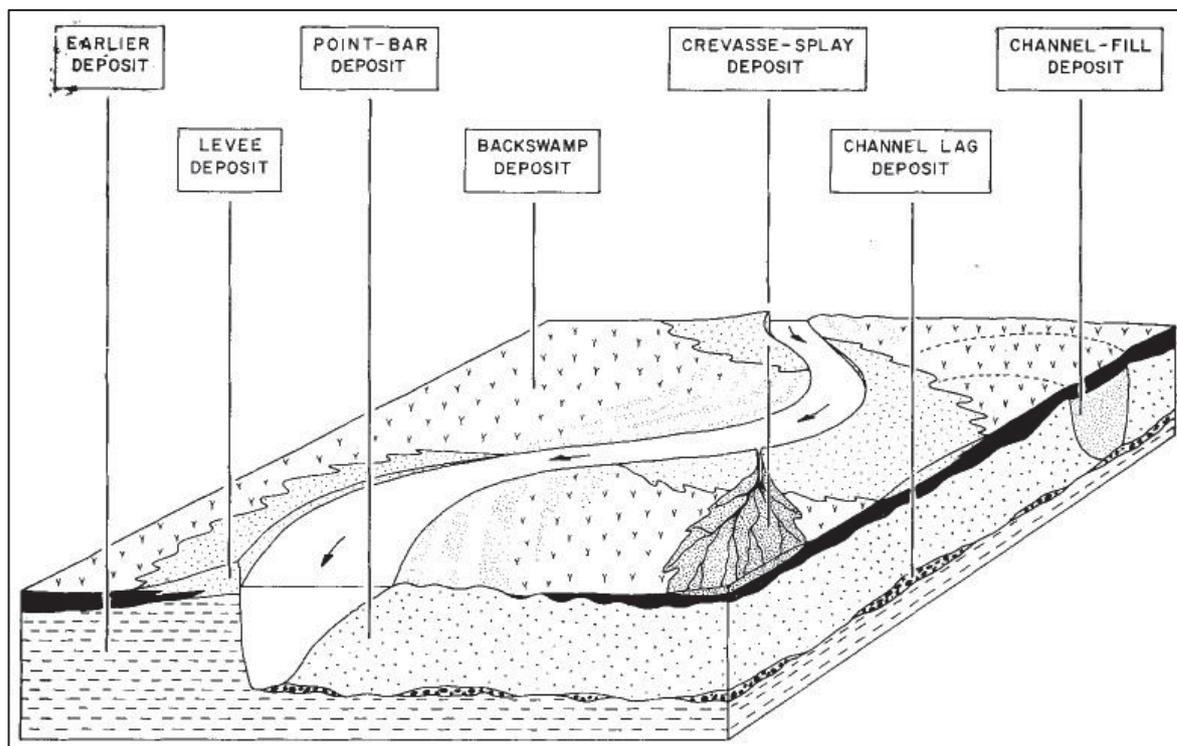
Tal característica dos depósitos fluviais inconsolidados em paisagens tropicais é atribuída aos eficientes processos geomorfológicos e geoquímicos de remoção desses registros sedimentares (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020c). Assim, modelos deposicionais clássicos para sistemas meandrantés, propostos a partir da realidade de paisagens fluvial em climas temperados, podem não ser totalmente adequados para descrever processos em paisagens fluviais tropicais.

Além disso, conforme demonstrado nos artigos 1 e 2 desta tese, paisagens fluviais tropicais situadas em contexto serrano apresentam particularidades, fruto das interações entre processos gravitacionais e fluviais. Assim, considerando a importância da macropaisagem da Serra no Mar no contexto geomorfológicos brasileiro, são necessários estudos que embasem propostas de aprimoramento dos modelos de sedimentação em sistemas fluviais meandrante tropicais no contexto serrano.

As propostas de modelos deposicionais em sistemas meandrantés vêm dos trabalhos pioneiros de Allen (1964) e Walker e Cant (1984). O modelo de Allen (1964) (Figura 8.1), baseado em estudo no Reino Unido, apresenta de forma simplificada as feições e depósitos esperados do sistema fluvial meandrante, indicado a possibilidade de diques marginais (*levee deposit*), áreas úmidas de retaguarda (*backswamp*), depósitos de canal (*channel deposit*), depósitos de preenchimento do canal (*channel-fill deposit*) e depósitos de rompimento de canal (*crevasse-splay deposit*). Os depósitos e as formas superficiais nesta planície de inundação idealizada seriam resultado direto da ação de meandramento do canal (ALLEN, 1964).

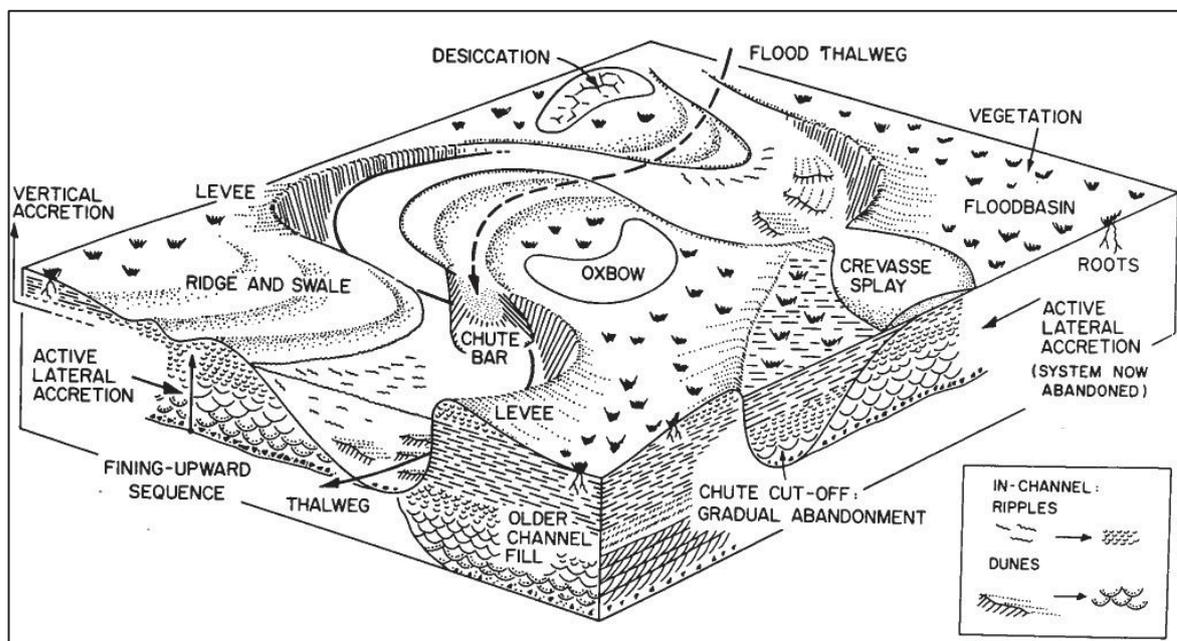
Já na proposta de Walker e Cant (1984) (Figura 8.2) observa-se aumento da diversidade de formas superficiais na planície de inundação e das características faciológicas associadas. Neste modelo, desenvolvido possivelmente a partir de exemplos encontrados na América do Norte, observa-se um aumento no nível de detalhes de descrição dos processos possíveis em uma planície de inundação idealizada. Por exemplo, é admitido a presença de depósitos com granodecrescência ascendente na margem convexa, explicado pela dinâmica de mobilidade lateral de canal fluvial (WALKER; CANT, 1984). Outra evidência do aumento do nível de detalhamento é previsão das espiras de meandro, ondulações no terreno gerada pela mobilidade lateral do canal (WALKER; CANT, 1984).

Figura 8.1 – Modelo dos elementos e depósitos do sistema meandrante de Allen (1964).



FONTE: Allen (1964).

Figura 8.2 – Modelo dos elementos e depósitos do sistema meandrante de Walker e Cant (1984).



FONTE: Walker e Cant (1984).

Esse avanço no nível de detalhamento dos processos previstos na planície de inundação idealizada nos modelos é resultado do processo de amadurecimento da proposta, se

especializando para o contexto de paisagem para qual ela foi idealizada. No caso da planície do rio Jacareí, comparando com os modelos anteriormente apresentados, foram observadas feições como depósitos de inundação, depósitos em áreas úmidas laterais, diques marginais, *crevasse splay* e barras fluviais. No entanto, o dique marginal identificado não teve sua gênese em processos de inundação, mas sim da ação humana.

O *crevasse splay*, embora apresentasse estratificação típica, não seguiu modelos clássicos de desenvolvimento (LI; BRISTOW, 2015; BURNS et al., 2017), sendo gerado não somente pelo rompimento de margens, mas sim pela impossibilidade de continuidade do fluxo. Este ponto fomenta outra reflexão, o *crevasse splay* teria se formado se não fosse pelo impedimento do fluxo devido ao acúmulo de sedimentos e material lenhoso na ponte da BR 277?

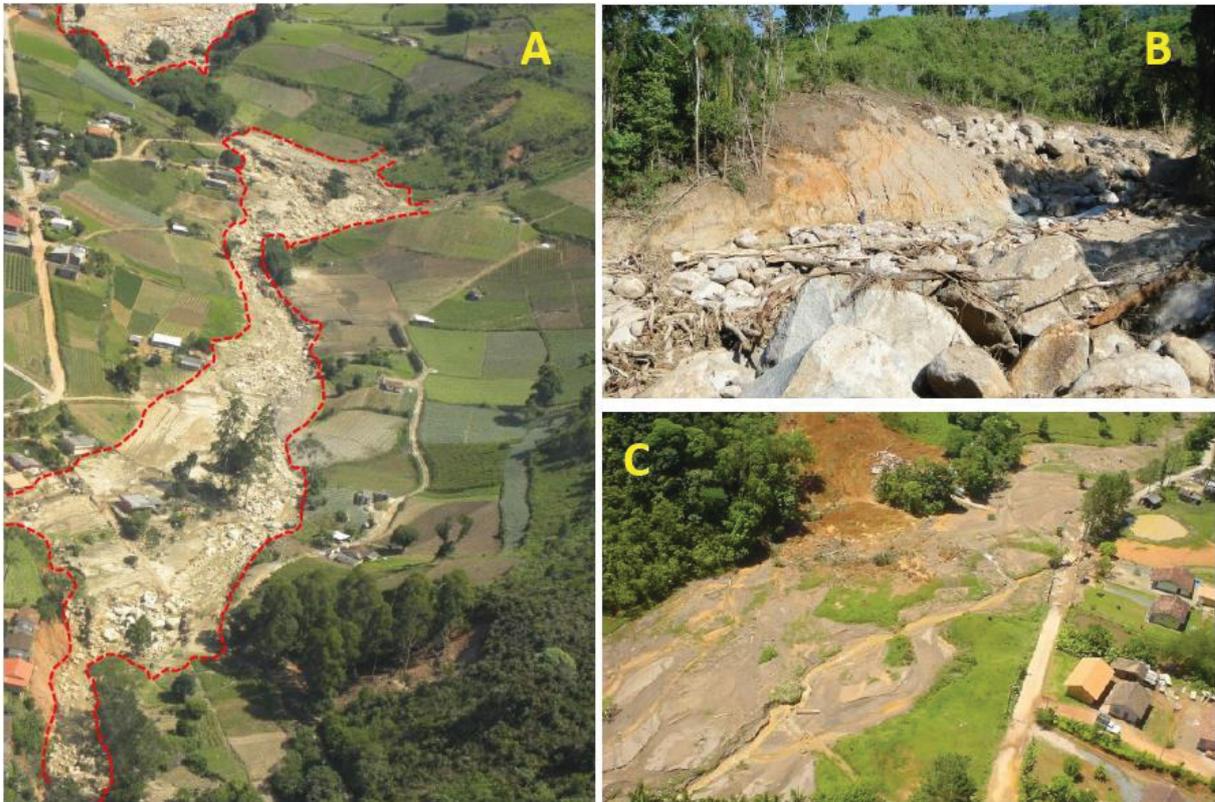
Exemplos de espiras de meandros são apresentadas em estudo na planície aluvial do rio Ivaí (Paraná) (SANTOS et al., 2008). Magalhães Júnior e Barros (2020c) apontam que é rara a possibilidade de observação das formas de dique marginal e *crevasse splay* em sistemas fluviais no Brasil. Assim, devido a particularidades dos sistemas fluviais tropicais, são necessárias adequações dos modelos de sedimentação em sistemas meandrantos próprios para as diversas paisagens encontradas no Brasil, avaliando os modelos internacionais de acordo com a realidade brasileira.

Com foco nos sistemas fluviais serranos, o exemplo da planície do rio Jacareí pode revelar um momento da evolução geomorfologia não previsto nos modelos internacionais: imposições fluviais geradas pelas corridas de lama e detritos. Corridas de fluxo são inerentes à evolução da Serra do Mar e, conseqüentemente, está por trás do aporte de sedimentos terrígenos na planície litorânea. Logo, tal processo está intrinsecamente relacionado à evolução dos sistemas fluviais, seja nos canais intramontanos ou nos canais de planície.

O termo imposição fluvial é apresentado nesta tese para descrição das mudanças abruptas que as corridas de lama e detritos geram nos sistemas de drenagem, sejam as incisões verticais nos canais (fruto do processo erosivo, típico de canais intramontanos), processos de reorganização (combinação de processos erosivos e deposicionais) ou o soterramento dos canais e planície (fruto do processo deposicional, típico de canais de planície).

Observando imagens dos depósitos gerados pelas corridas de lama e detritos em outras localidades da Serra do Mar (Figura 8.3), nota-se similaridades ao ocorrido na planície do rio Jacareí. Nesta figura, observa-se em outros sistemas fluviais em paisagens serranas a sobreposição instantânea da planície de inundação pretérita por depósitos de clastos e areias transportados pelas corridas de lama e detritos.

Figura 8.3 – Exemplos do efeito nas corridas de lama e detritos nos canais fluviais. A - Bacia do rio Vieira, Região Serrana do RJ, 2011. Note preenchimento do fundo de vale. B - Bacia do Rio Guarda-Mão, Itaoca, interior de SP, 2014. Note incisão no vale. C - Vale do Itajaí, SC, 2008. Note cobertura sedimentar arenosa sobre a planície pretérita.

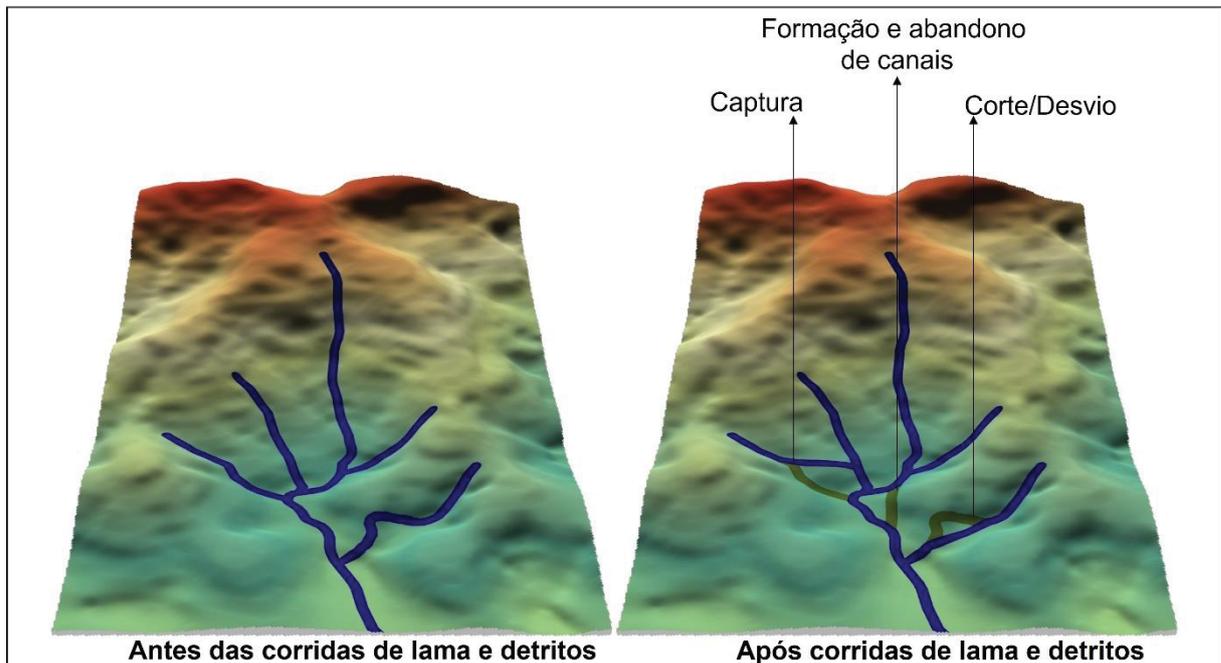


FONTE: Matos et al. (2018).

Considerando os resultados aqui obtidos e análise visual de fotografias de depósitos gerados em outros recortes de estudo, apresenta-se uma proposta preliminar e aberta a debates de modelos para descrever as implicações das corridas de lama e detritos recentes, em sistemas fluviais de paisagens serranas (Figura 8.4 e Figura 8.5).

O primeiro modelo (Figura 8.4) visa descrever as implicações das corridas de lama e detritos em canais intramontanos. Com base nos resultados do artigo 4, as corridas de lama e detritos favorecem incisões no canal, entulhamentos e reorganizações. Após os fluxos de massas, o canal começa o trabalho de reajuste, buscando retorno as condições pré-evento. Pela posição na paisagem, espera-se encontrar predomínio de material grosso, em função das corridas de detritos.

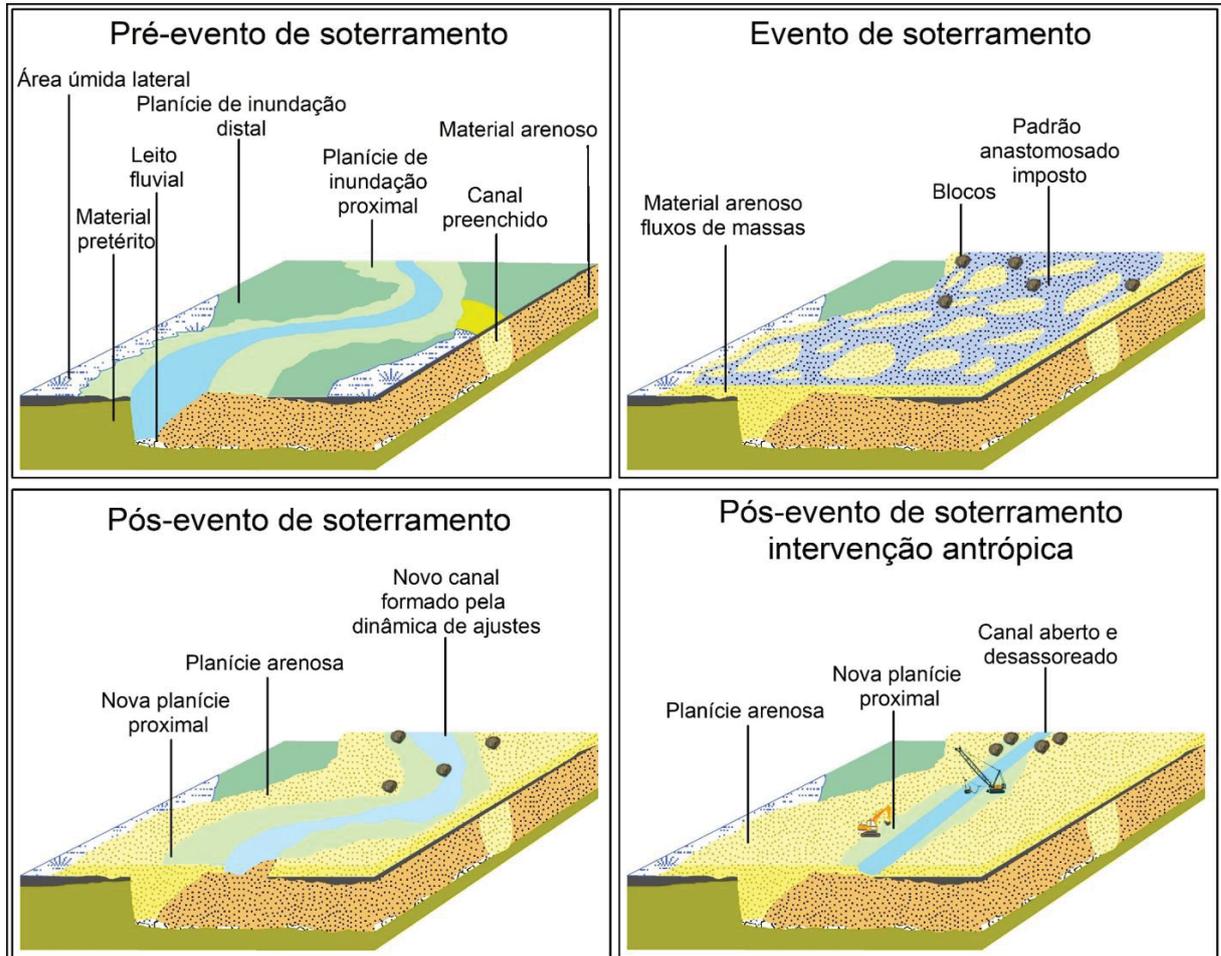
Figura 8.4 – Modelo conceitual das alterações no sistema fluvial em paisagem intramontana.



FONTE: O autor (2022).

Já no ambiente de planície, o rio segue parcialmente os modelos clássicos de sistema meandrante. Contudo, o intenso aporte de sedimentos oriundos das corridas de lama gera uma planície arenosa sobreposta a planície pretérita (de material fino) (Figura 8.5). O rio, agora com padrão anastomosado, precisa buscar o reajuste através do escavamento de um novo canal fluvial. Este processo pode ser acelerado pela ação humana, com obras de abertura e desassoreamento.

Figura 8.5 – Aprimoramento do modelo de sedimentação para rios meandранtes em ambiente serrano. Inserção da unidade “planície arenosa”.

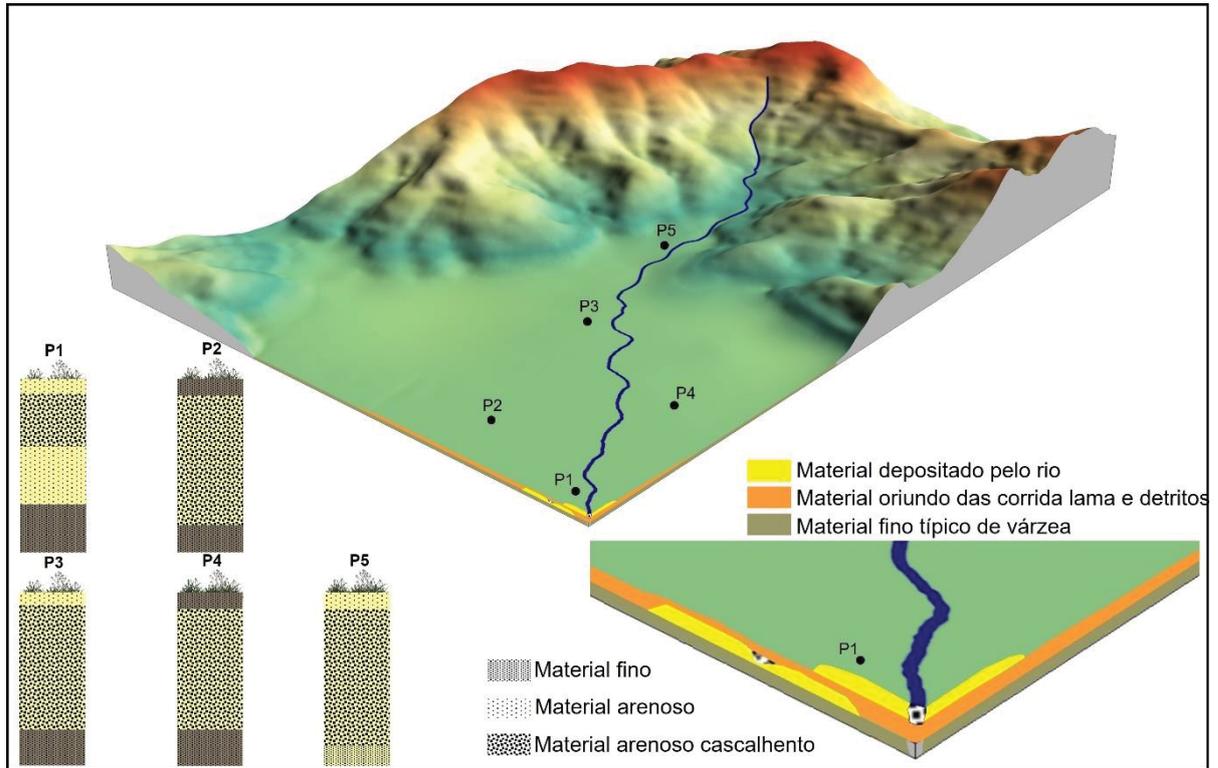


FONTE: O autor (2022).

Em planícies que passaram por eventos de soterramento, espera-se encontrar uma configuração estratigráfica semelhante à identificada na planície do rio Jacareí: fácies arenosa sobreposta a fácies de material fino (silte e argila) com presença de matéria orgânica. Aliada a esta característica, a inferência de eventos de soterramento por corridas de lama deve estar associada a uma análise espacial, considerando que sejam encontradas em vários pontos da planície a mesma configuração estratigráfica (o material arenoso deve apresentar similaridade granulométrica) e que tenha a montante um sistema serrano de onde se originou os fluxos de massa (Figura 8.6).

Tal configuração estratigráfica pode vir a ser confundida com a dinâmica de mobilidade lateral do canal, considerando cenário hipotético de uma barra fluvial sendo construída sobre a planície de inundação proximal. No entanto, reforça-se que a diferenciação destes processos deve ser pautada na característica “abrupta” da gênese de uma planície arenosa advinda de corridas de lama.

Figura 8.6 – Modelo hipotético de uma planície aluvial submetida a um processo de soterramento por corridas de lama e detritos no passado.



FONTE: O autor (2022).

Uma planície, com vários trechos nos perfis estratigráficos indicando no mesmo trecho (profundidade do perfil) fácies arenosa sobreposta a fácies de material fino e com uma área fonte a montante, muito provavelmente passou por um evento de soterramento. Ainda, outro argumento que reforça a ideia de uma planície soterrada é uma análise longitudinal dos perfis estratigráficos, indicando diminuição do pacote arenoso de montante para jusante, visto a diminuição e volume da energia da corrida.

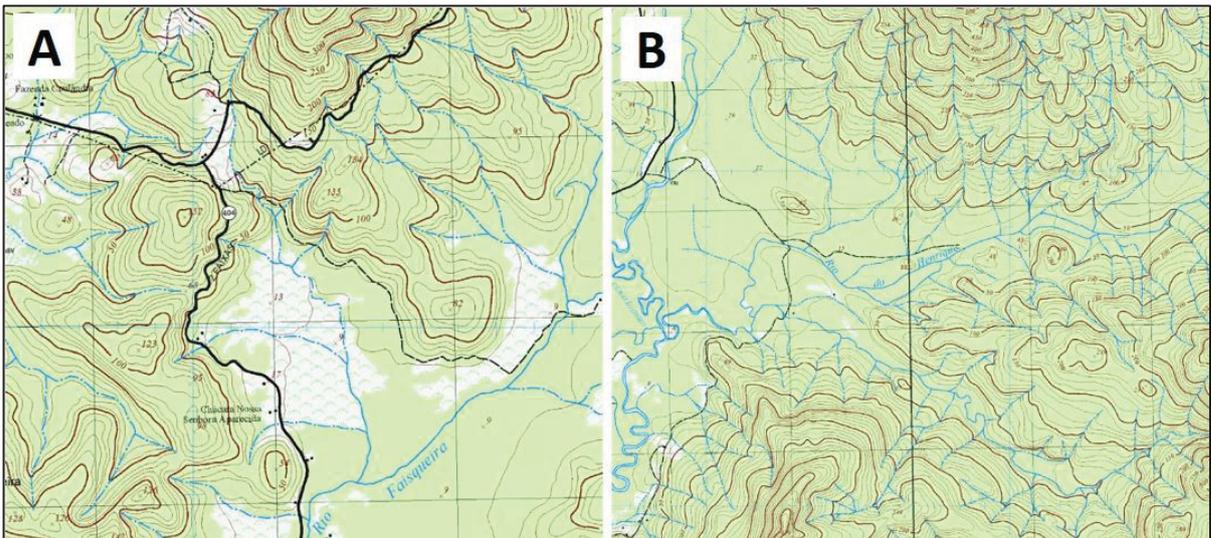
#### 8.4 DESPROPORÇÃO ENTRE LARGURA DAS PLANÍCIES ALUVIAIS E O CANAL FLUVIAL E AS PLANÍCIES DE SOLEIRAS

Conforme já citado, a planície aluvial do rio Jacareí apresenta característica típica encontrada na planície litorânea paranaense: a desproporção entre o tamanho da planície aluvial e o canal fluvial (ANGULO, 2004). Também já salientado, tal característica é atribuída às oscilações do nível médio do mar, onde em período de mar baixo, grandes vales fluviais foram escavados e posteriormente afogados durante período de mar alto (ANGULO, 1992, 2004).

No entanto, foi constatado que a largura do depósito deixado pelas corridas de lama atingiu um máximo de 1,5 km. O rio Jacareí no setor planície, antes do evento, apresentava em média 7 metros de largura, sendo que após o evento (em 2019) passou a ter 8 metros de largura (PAZ; PAULA, 2022a). Também já foi citado que as corridas de lama e detritos fazem parte da denudação da Serra do Mar e do processo genético da planície litorânea, com aporte de sedimentos terrígenos (VIEIRA; GRAMANI, 2015).

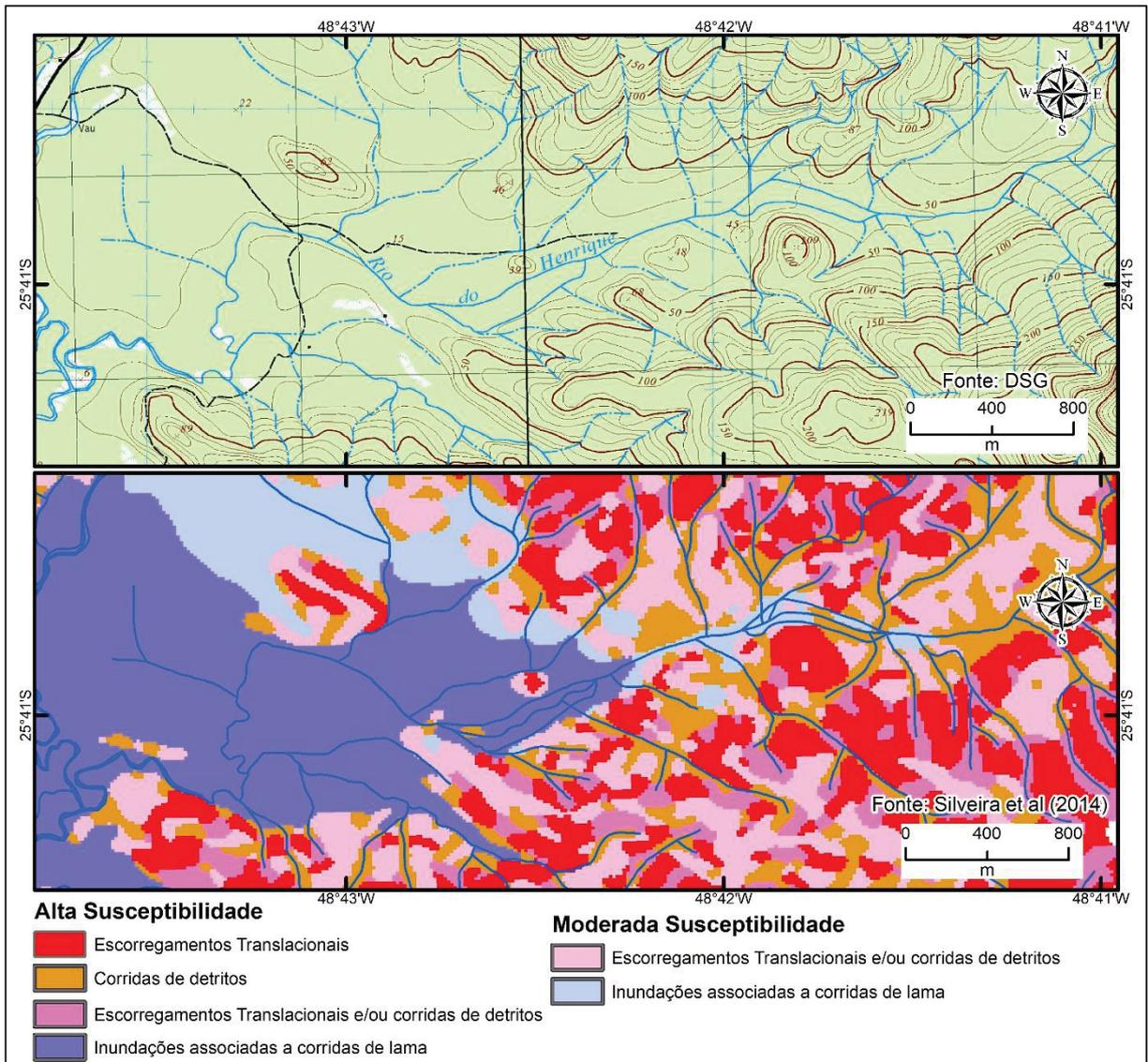
Assim, além das oscilações do nível do mar, as corridas de lama e detritos, no processo de soterramento, podem ter contribuído no alargamento destas planícies aluviais próximas a sistemas serranos. Análises morfoestratigráficas em outras planícies aluviais, que exibam padrão de arquitetura sedimentar encontrada no Jacareí, podem corroborar esta hipótese. A Figura 8.7 apresenta duas planícies aluviais no litoral do Paraná com desproporção entre a largura do canal e da planície aluvial, sendo estas precedidas por sistemas serranos declivosos com alta suscetibilidade a escorregamentos translacionais e/ou corridas de detritos e própria planície com alta suscetibilidade a inundações associadas a corridas de lama, de acordo com o mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar Paranaense (Figura 8.8) (SILVEIRA et al., 2014).

Figura 8.7 – Exemplos de planícies aluviais no litoral do Paraná com características de desproporção entre o canal fluvial e planície adjacente. A – Planície aluvial de um afluente do rio Faisqueira (litoral norte do Paraná). B – Planície aluvial do rio do Henrique, afluente do rio Cubatãozinho (litoral sul do Paraná).



Fonte: A- 2843-4-NO. B- Folha topográfica 2858-2-SO

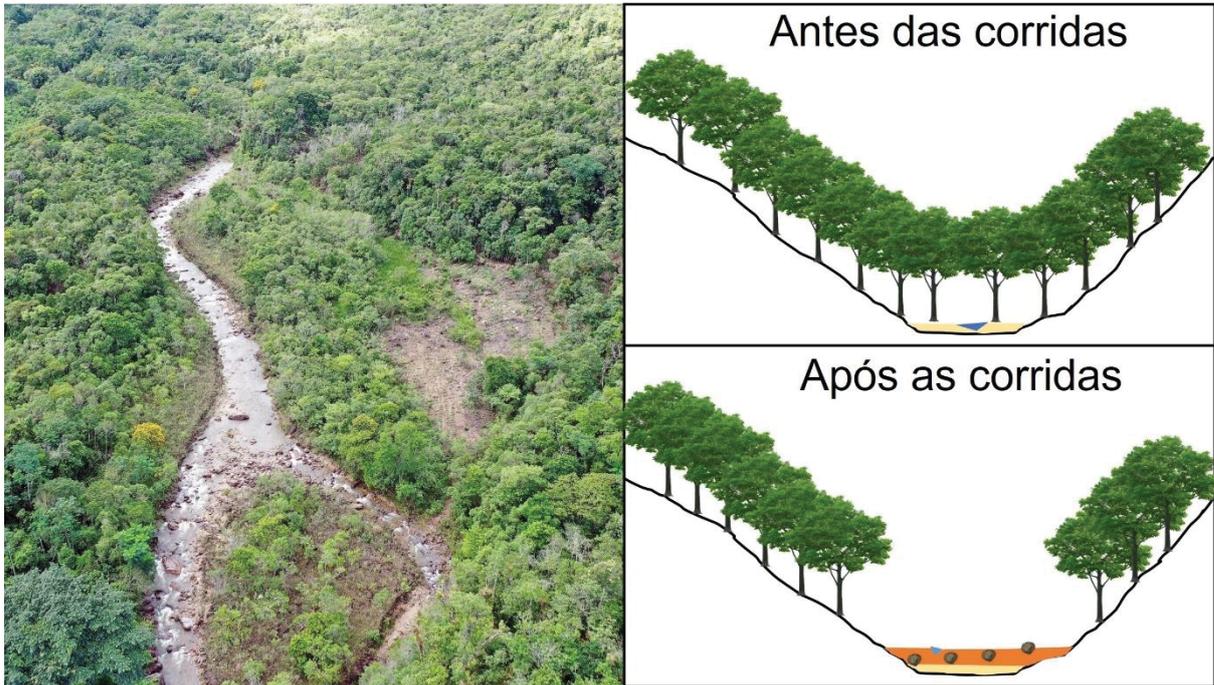
Figura 8.8 – Planície aluvial do rio do Henrique, afluente do rio Cubatãozinho (litoral sul do Paraná), e o mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar Paranaense (Silveira et al. (2014).



Organização: O autor (2022).

Além da gênese das planícies aluviais no contexto fisiográfico acima citado, as corridas de lama e detritos extremas podem estar associadas à gênese de planícies de inundação no setor intramontano. Os resultados do capítulo 6 exemplificam este processo, em que o preenchimento da calha fluvial gerou uma planície de inundação proximal. O modelo conceitual da Figura 8.9 ilustra o processo citado, em que após a passagem de corridas de lama e detritos, a vegetação ciliar é removida e o nível da planície é elevado.

Figura 8.9 – Antes e depois de um vale afetado por corridas de lama e detritos.



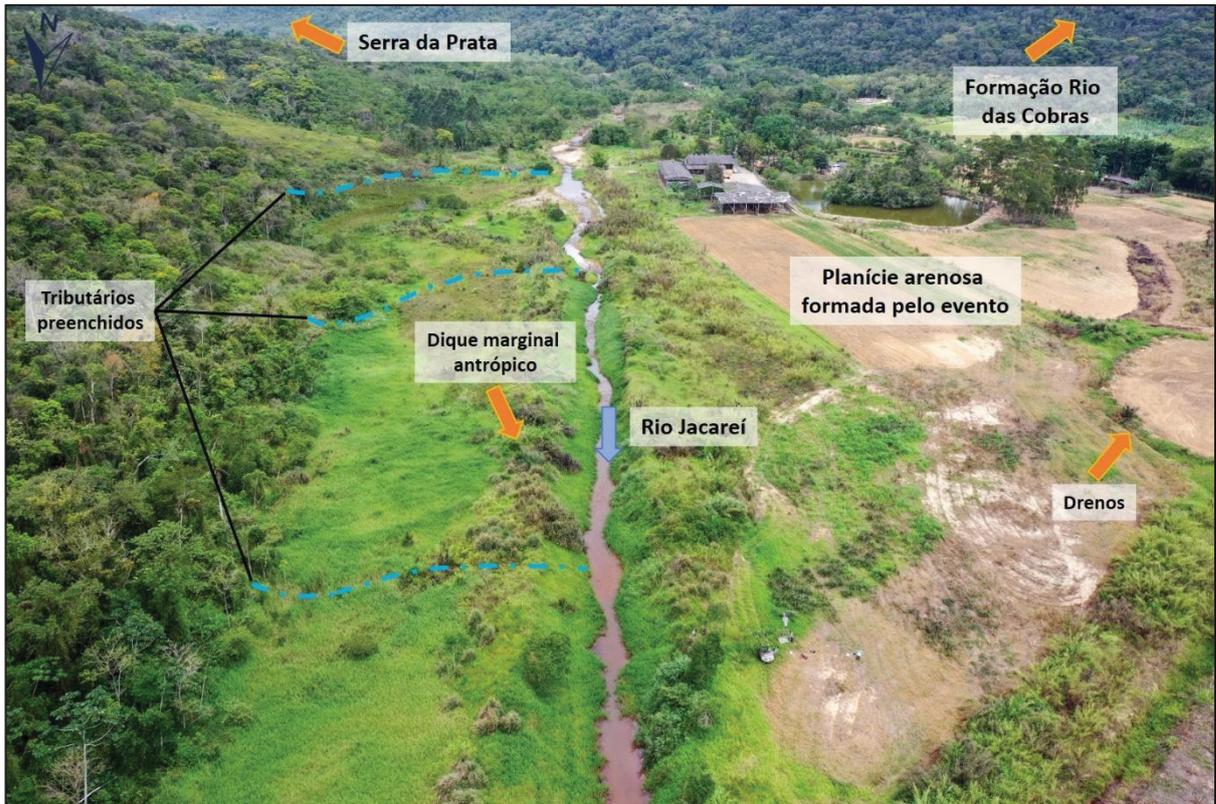
FONTE: O autor (2022).

## 8.5 IMPLICAÇÕES DAS CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS QUANTO À CONECTIVIDADE DA PAISAGEM NA BACIA DO RIO JACAREÍ

Conforme apontado por Harvey (2002), os depósitos gerados pelos movimentos de massas em paisagens serranas se tornam bloqueios que alteraram a conectividade da paisagem em sistemas fluviais. De modo complementar, os resultados desta tese indicam que transformações na planície aluvial geradas pelas corridas de lama e detritos também tem poder de alterar a conectividade da paisagem.

Conforme observado nos mapeamentos e discussões dos artigos 1 e 2 e em campanhas de campo, foram identificadas na planície aluvial do Jacaréí o soterramento de tributários. No setor planície, os únicos tributários de fluxo perene ao rio Jacaréí são os rios Tingidor e da Prata e o córrego Z. Na Figura 8.10 é possível visualizar as áreas marginais ao rio Jacaréí cujo tributários foram preenchidos após o soterramento de 2011. Essas áreas estão amplamente cobertas por espécies exóticas do gênero *Braquiaria* (*Brachiaria spp.*).

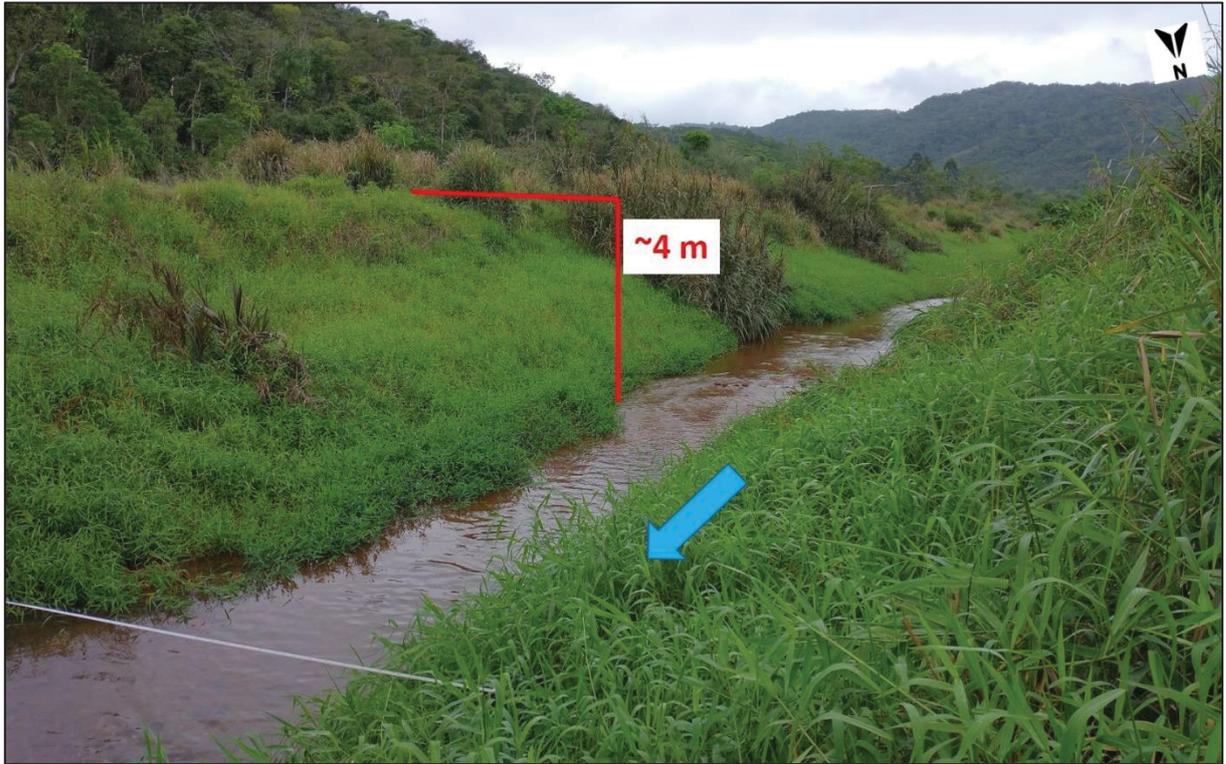
Figura 8.10 – Registro fotográfico em 21/10/2020. Área marginal ao rio Jacareí.



FONTE: O autor (2022).

O preenchimento destes tributários afeta a conectividade lateral e longitudinal de sedimentos deste setor da paisagem com o sistema fluvial. Somente em eventos extremos de precipitação, a vazão fluvial amplia-se suficientemente para romper este bloqueio. O desafio para esta discussão está no valor de precipitação ou limiar necessário para que o rio rompa este bloqueio, sendo uma lacuna identificada nesta pesquisa. Vale salientar que as diferenças que o nível do rio Jacareí deva estar para romper este bloqueio certamente variam ao longo da planície aluvial, visto a existência de diques marginais antrópicos ao longo canal, estes formados pelo processo de intervenção antrópica de reabertura e desassoreamento do canal (Figura 8.11).

Figura 8.11 – Dique marginal formado pela ação antrópica nas margens do rio Jacareí. Note ampla presença de Braquiaria (*Brachiaria spp.*).

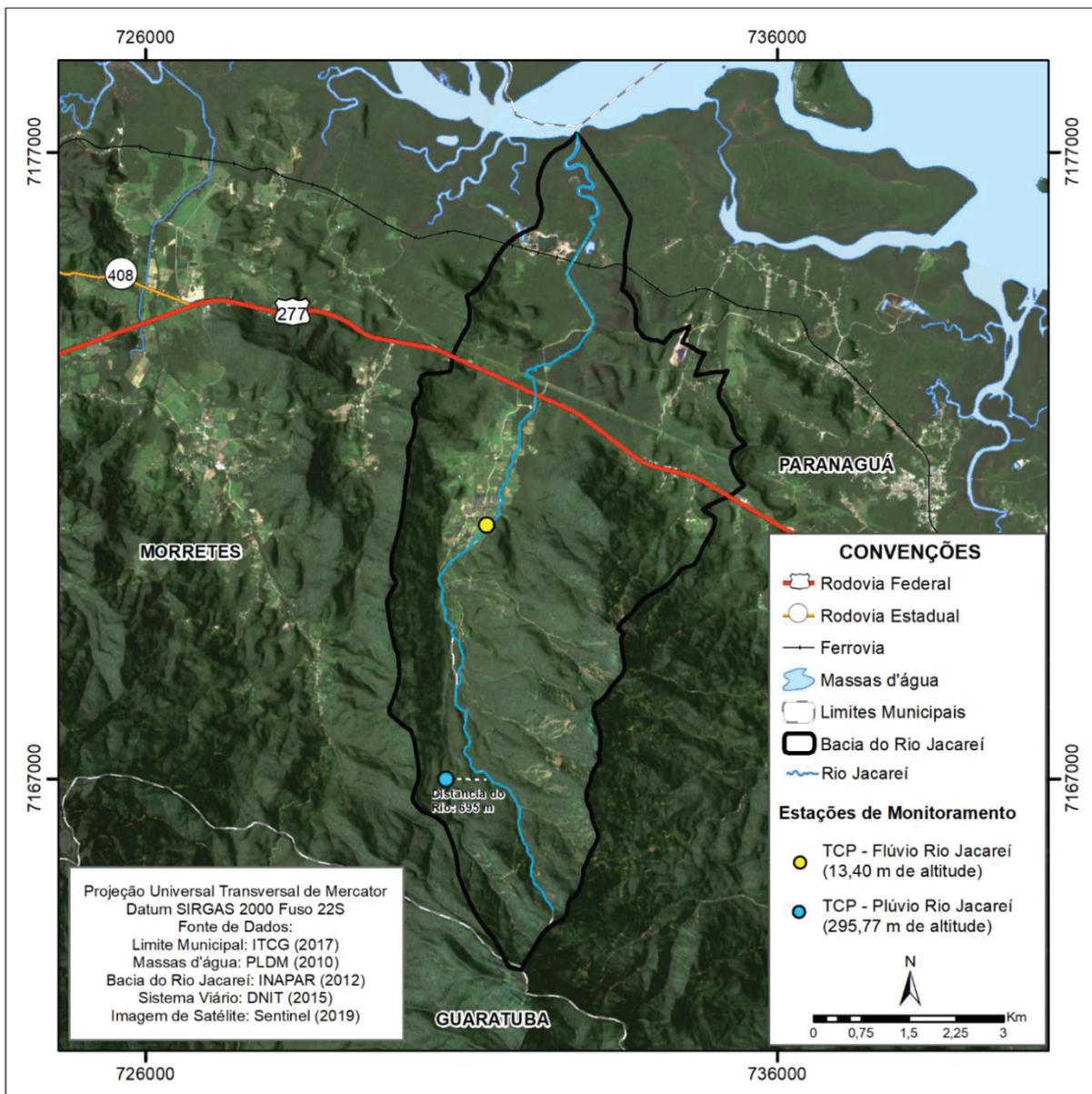


FONTE: O autor (2022).

No decorrer desta pesquisa, três relatos de moradores sobre eventos de inundação fluvial (via aplicativo de mensagem) foram coletados e comparados aos dados de precipitação registrados por estações de monitoramento no setor planície e no setor serra (Figura 8.12)<sup>2</sup>. Destaca-se o caráter inicial desta discussão sobre a magnitude do evento de precipitação necessária para o rompimento de bloqueios na BRJ. Os eventos de inundação ocorreram em 04/02/2020, 22/01/2021 e 24/12/2020 (Figura 8.13), registrando cota máxima de 4,15 m, 2,41 m e 1,23m, respectivamente.

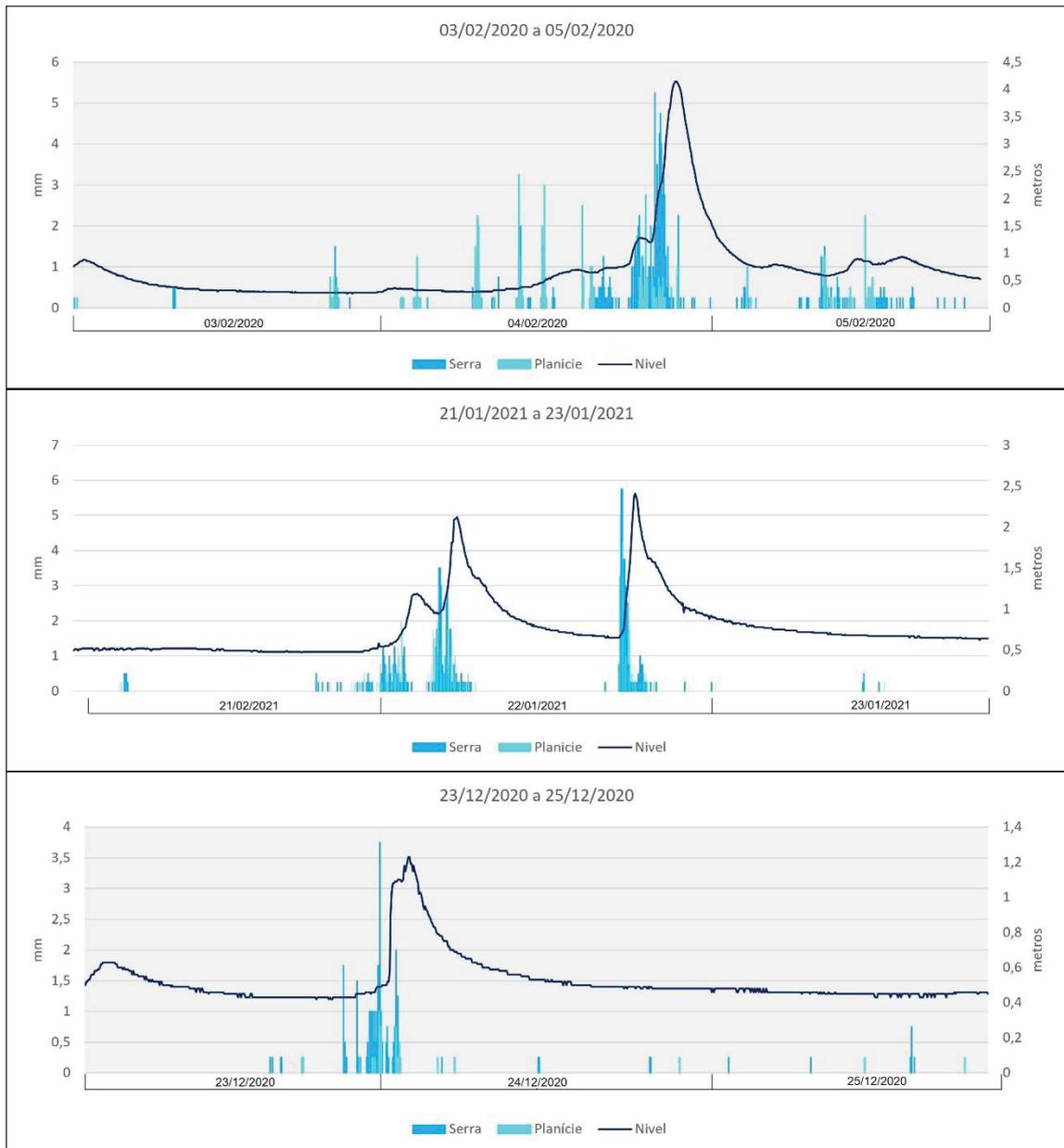
<sup>2</sup> Duas estações de monitoramento instaladas pelo Laboratório de Geoprocessamento e Estudos Ambientais (LAGEAMB) da UFPR em parceria com a Envex Engenharia e Consultoria, sob financiamento do Terminal de Containers de Paranaguá (TCP). A primeira situa-se na planície aluvial (12,5 m), coletando dados de nível do rio e volume precipitado. A segunda, situada na serra do mar (295,77 m) coleta dados de precipitação.

Figura 8.12 – Estações de monitoramento instaladas na BRJ. Série história disponível de 03/06/2019 a 31/08/2021.



FONTE: LAGEAMB/UFPR (2022).

Figura 8.13 – Variáveis precipitação (mm) e nível do rio Jacareí (metros) nos eventos de inundação fluvial informados pelos moradores. Resolução temporal dos dados - 5 minutos.



FONTE: LAGEAMB/UFPR (2021; 2022).

A partir dos registros fotográficos, registrados durante os eventos extremos de precipitação, observa-se significativo aumento de vazão do rio Jacareí nestes momentos, ocorrendo processos de erosão (Figura 8.14 - C) e deposição (Figura 8.14 - D) nas áreas marginais ao canal, indicando a retomada da conectividade lateral nestes eventos extremos regidos pela dinâmica da inundação. O nível médio registrado no rio Jacareí entre jun/2019 e jun/2021 foi de 0,35 m. A Figura 8.14 – A mostra o rio Jacareí no momento que o nível registrou 3,1 m.

Figura 8.14 – Registros fotográficos após evento extremo de precipitação em 04/02/2020. A- Vista do rio Jacareí. Nota-se a elevada carga sedimentar; B – Vegetação de margem afetada pela cheia, indicado o nível que o rio Jacareí atingiu no evento. C – Áreas de erosão as margens do rio Jacareí, mobilizando sedimentos depositados pelo evento de 2011. D – Área de margem afetada com uma cobertura sedimentar (lâminas) depositada pelo evento de inundação.

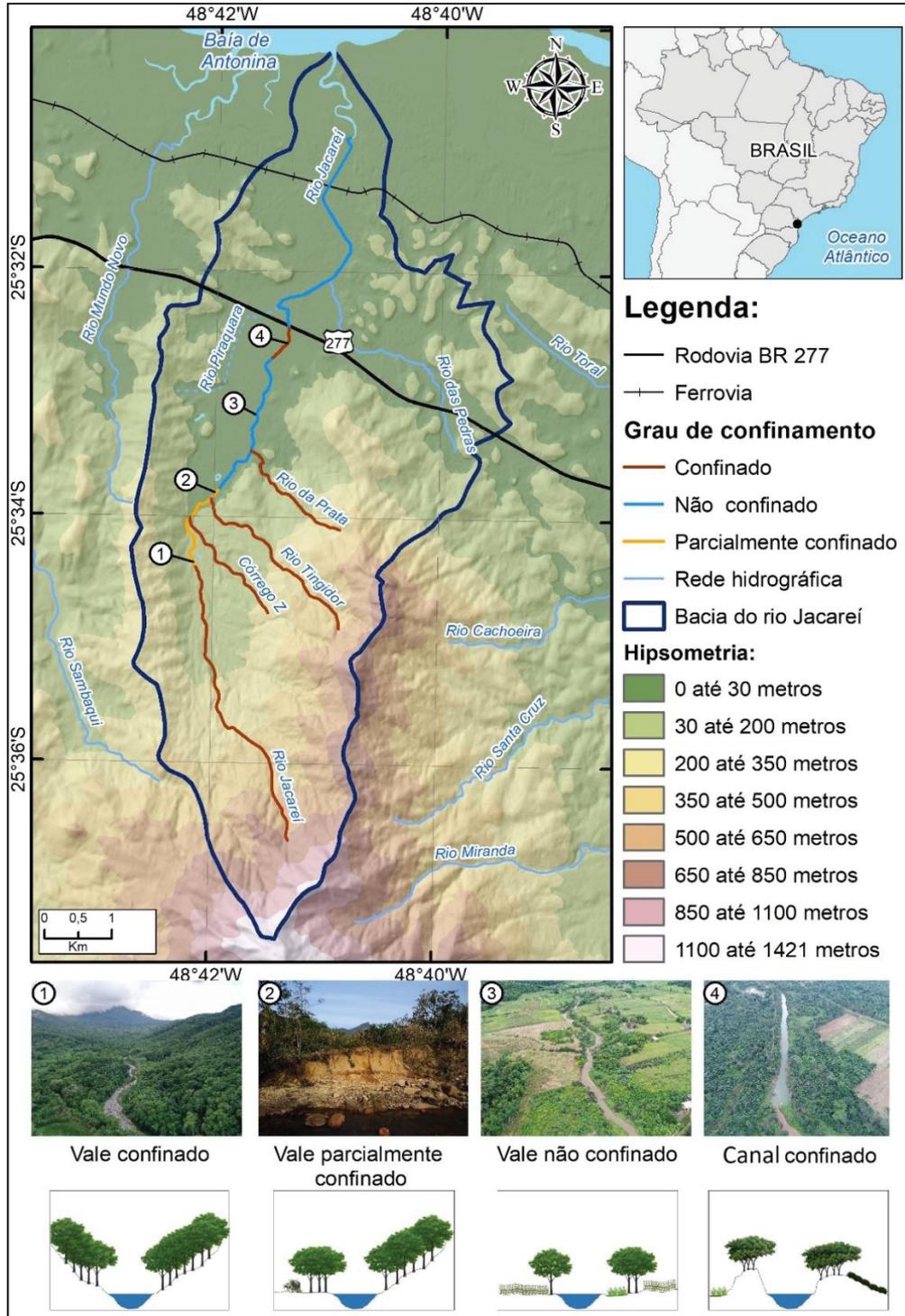


FONTE: A – Registro fotográfico de Thiago Merks em fev./2020. B e C – Registro fotográfico da equipe da Envex Consultoria e Engenharia em fev./2020. D: O autor (2020).

No entanto, em eventos pluviométricos de menor intensidade (limiar este desconhecido), a conectividade de água e sedimento é afetada ou mesmo impedida pelo preenchimento dos canais em função do soterramento de 2011. Além do preenchimento de tributários, os diques marginais antrópicos se apresentam como bloqueios à conectividade lateral gerados pelo evento de 2011. Ainda, os diques marginais afetam a dinâmica de mobilidade lateral do canal, como demonstrado no artigo 4 e apontado por Paz e Paula (2021, 2022a), gerando mudança no grau de confinamento do canal.

Seguindo metodologia de classificação de vale quanto ao grau de confinamento, a partir da proposta de Estilos Fluviais (*Fluvial Styles*<sup>®</sup>) de Brierley e Fryirs (2005), constatou-se que os rios da Prata e Tingidor e córrego Z apresentam vale totalmente confinado (Figura 8.15). Já no rio Jacareí os tipos de vales encontrados formam: vale não confinado (6,28 km/48,4%), vale parcialmente confinado (1,43 km/11%) e vale confinado (5,27 km/40,6%) (Figura 8.15).

Figura 8.15 – Classificação dos rios Jacaréi, Tingidor e da Prata e córrego Z quanto ao grau de confinamento de vale.



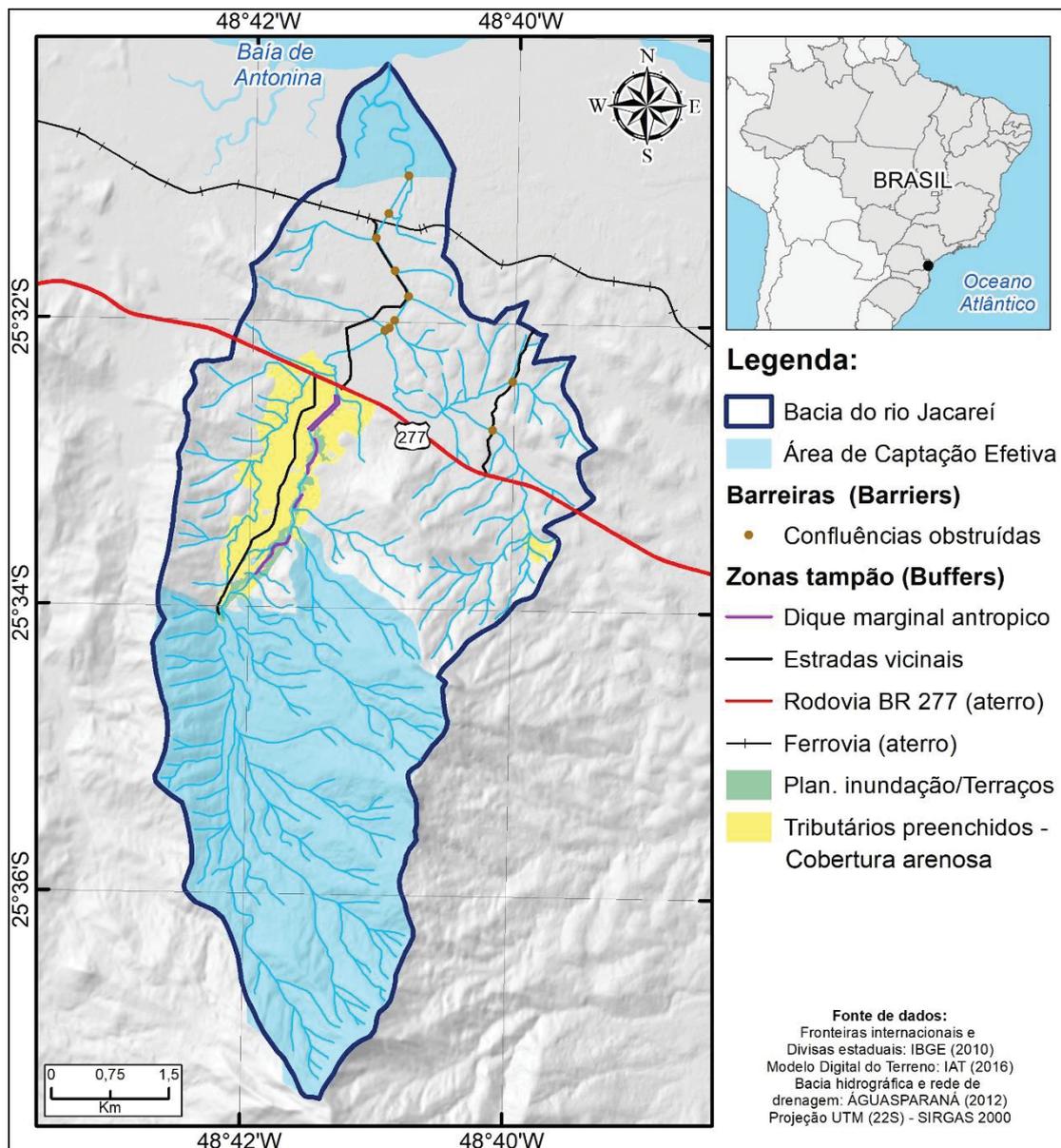
Organização: O autor (2022).

Na BRJ, foram enquadrados como vale parcialmente confinado os trechos do canal em que uma margem apresentava planície de inundação e na outra terraços, seguido pelas vertentes. Outra adaptação da classificação foi a designação de canal confinado para setores do canal com diques marginais em ambas as margens, o que dificulta sua migração lateral.

Considerando os pressupostos de conectividade abordados em Fryirs (2013) e os resultados espaciais alcançados nesta tese, entende-se que os tributários preenchidos pela planície arenosa, as planícies de inundação proximal e os aterros formados pelos diques marginais antrópicos, estradas (rodovia e vicinais) e ferrovia são bloqueios do tipo zona tampão (*buffers*) impedindo a conectividade lateral na BRJ (

Figura 8.16). Ao longo da BRJ, por meio de campanhas de campo, foram observados uma série de confluências obstruídas, seja pelo próprio evento de 2011 ou por processos anteriores. Estas obstruções afetam tanto a conectividade lateral como a conectividade longitudinal, entendidos como bloqueios do tipo barreiras (*barriers*) (Figura 8.16).

Figura 8.16 – Estimativa preliminar da área de captação efetiva da bacia do rio Jacareí.



Organização: O autor (2022).

Utilizando de tais bloqueios identificados nesta tese e com o uso do MDT adquirido com o Instituto de Água e Terra (IAT) (levantamento RADAR - resolução de 2,5 m), realizou-se um mapeamento preliminar da área de captação efetiva da BRJ, considerando as alterações impostas pelo evento de março de 2011. Esta modelagem seguiu o roteiro indicado em Duarte e Marçal (2017) com o pacote *ArcHydroTools* (DJOKIC; YE; DARTIGUENAVE, 2011). Os resultados preliminares indicaram que 18,9 km<sup>2</sup> da BRJ (cerca de 47%) encontram-se efetivamente conectados ao sistema fluvial (

Figura 8.16). O restante da área da bacia encontra-se desconectado em funções dos bloqueios anteriormente citados.

Vale salientar o caráter preliminar desta análise, visto que o foco desta tese foi a área de planície, não sendo investigado em maior profundidade depósitos das encostas, depósitos abaixo das cicatrizes e cabeceiras entulhadas, feições certamente existentes na BRJ. Considerando tais feições, a área de captação efetiva da cabeira do rio Jacaréí pode diminuir. Também pode ser considerado nesta modelagem em estudos futuros os drenos artificiais instalados na planície aluvial (Figura 8.17). Tais feições, conectadas ao sistema fluvial, podem ampliar a área de captação efetiva no vale aluvial do rio Jacaréí.

Figura 8.17 – Drenos artificiais presentes na planície aluvial do rio Jacaréí. Altura do ponto de visão: 600 metros. Coordenadas aproximadas: -25.561074°/ -48.698340°.



Organização: O autor (2022).

Outra espécie de bloqueio identificado em campo interessante e desafiador para a modelagem é a presença de degraus e piscinas (em inglês, *step* e *pool*) nas proximidades da chegada do rio Jacareí ao setor planície (Figura 8.18). Tais feições de origem antrópica provavelmente foram instaladas visando minimizar a vazão, visto que o local se trata um ponto de travessia molhada. A sequência de degraus e piscinas nos rios é reconhecido na literatura como uma “armadilha de sedimentos” (MILAN, 2013; GALIA; ŠKARPICH; RUMAN, 2021; HASSAN et al., 2021), o que afetaria a conectividade longitudinal da área.

Figura 8.18 – Degraus e piscinas no rio Jacareí. Ponto de visão a 45 metros de altura. Coordenadas aproximadas: -25.567058°/ -48.703753°.



FONTE: O autor (2022).

O conceito de conectividade pode ser aplicado também aos movimentos gravitacionais, sendo o aterro da BR 277 uma barreira a qual bloqueou a inundação generalizada na planície aluvial do rio Jacareí associadas às corridas de lama. O aterro da BR 277 é o maior bloqueio físico presente na BRJ, com altura média estimada em 5 m, dividindo a paisagem da planície aluvial e alterando a conectividade desta paisagem desde sua instalação na década de 70.

## 8.6 IMPLICAÇÕES AO ORDENAMENTO TERRITÓRIAL E PLANEJAMENTO AMBIENTAL

Desde 2011 foi observado progressiva retomada do padrão de uso e cobertura da terra anterior ao evento de 2011 na planície aluvial do rio Jacareí (Figura 8.19) (PAZ; SILVA; PAULA, 2021). A maior parte da mata ciliar do rio na planície foi removida pelo evento de 2011 e não foi recuperada. Atividades agrícolas estabelecidas sobre os depósitos do evento margeiam o canal fluvial.

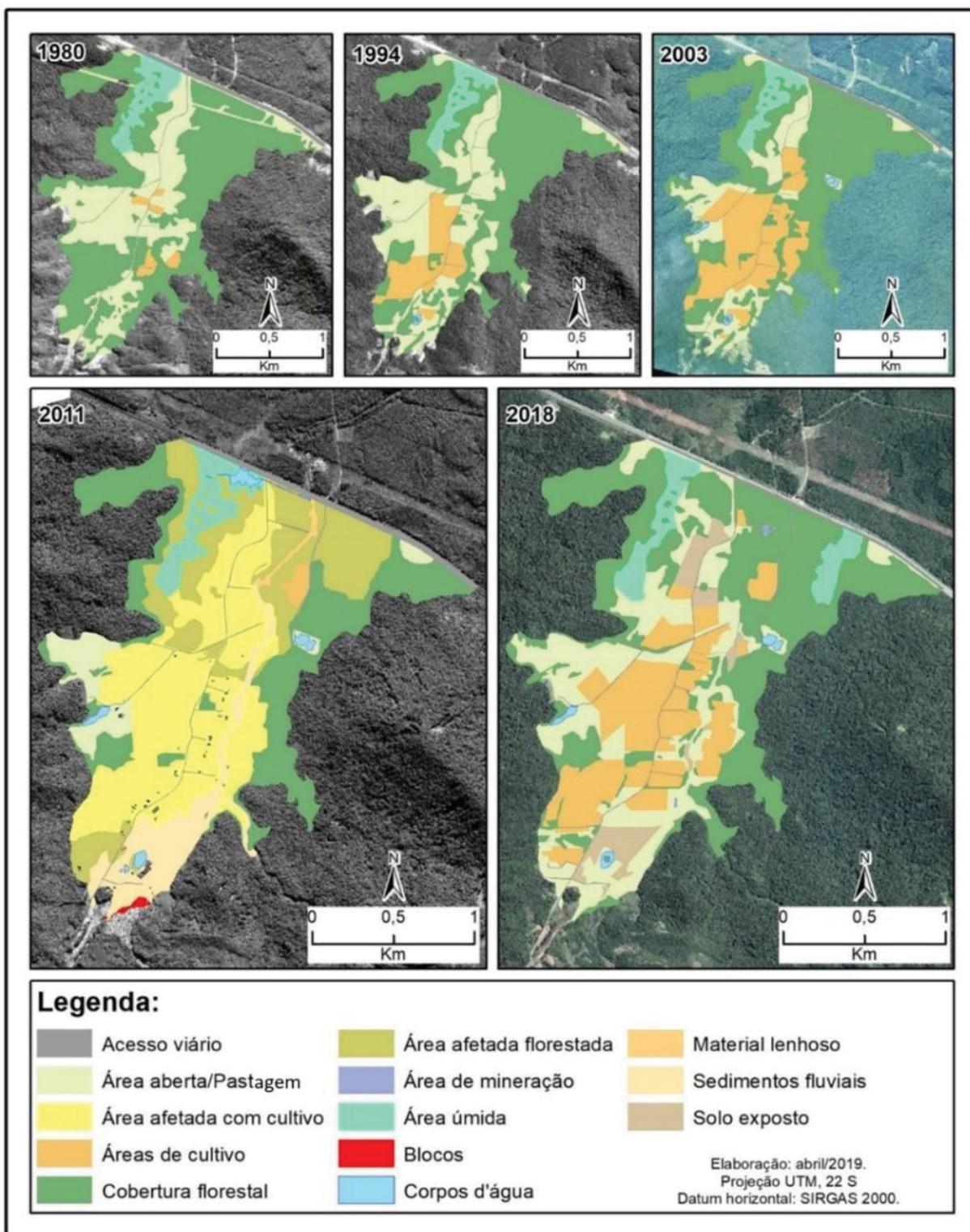
Como já destacado nos resultados anteriores, os depósitos inconsolidados do evento de 2011 já estão sendo erodidos e podem ampliar a problemática do assoreamento no Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP). O estudo de Rutyna et al. (2021) estimou a produção anual de sedimentos da bacia hidrográfica do rio Jacareí (BRJ) em 2.578,57 t.a<sup>-1</sup>, equivalente a 63,93 t.km<sup>2</sup>.a<sup>-1</sup>. Ainda é desconhecido a porcentagem dos sedimentos produzidos na BRJ que de fato atingem a baía de Antonina.

A depender das condições de conectividade fluvial, parte deste material erodido pode atingir a baía de Antonina a jusante. Influenciada pela hidrodinâmica estuarina e pelas tendências de transporte (CATTANI, 2017), o material aportado no estuário pode atingir a área de navegação do porto de Paranaguá. Assim, a mitigação de processo erosivos na BRJ, sobretudo no estoque sedimentar oriundo do evento de 2011, é de suma relevância para a temática de assoreamento do CEP, e conseqüentemente no âmbito da gestão ambiental portuária.

Dois agravantes surgem nesta equação. Paz e Paula (no prelo) já constataram o potencial dos eventos pluviométricos extremos na erosão dos depósitos psamíticos na planície aluvial (Figura 8.20). A frequência e intensidade de tais eventos podem ser ampliadas no futuro, considerado cenários projetados no sexto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*) (CASTELLANOS; LEMOS, 2021).

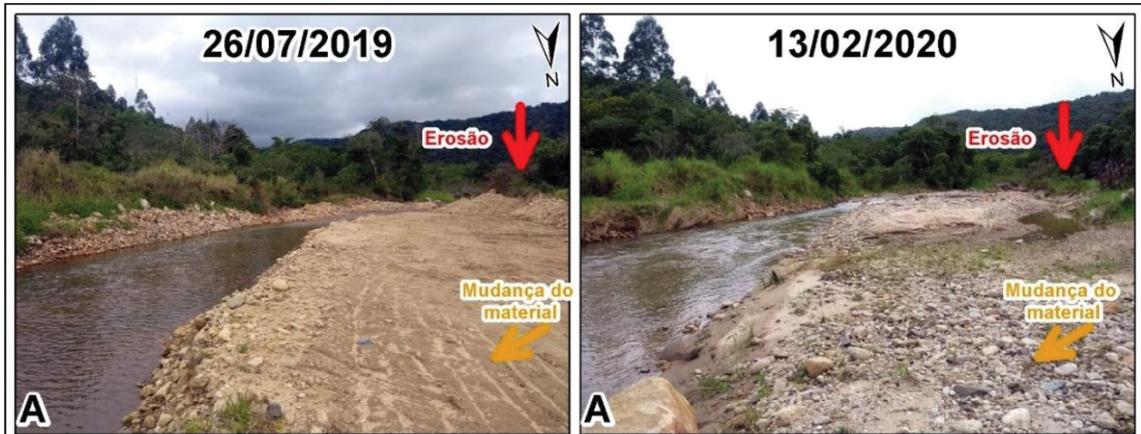
O segundo agravante é implementação de frequentes obras de engenharia no canal fluvial (Figura 8.21), realizadas visando mitigação de inundações fluviais muitas vezes desencadeadas pelos eventos extremos citados. Os impactos de obras desta natureza são amplamente documentados na literatura, porém apresentam particularidades no contexto litorâneo.

Figura 8.19 – Evolução do uso e cobertura da terra na planície aluvial do rio Jacareí entre 1980 e 2018.



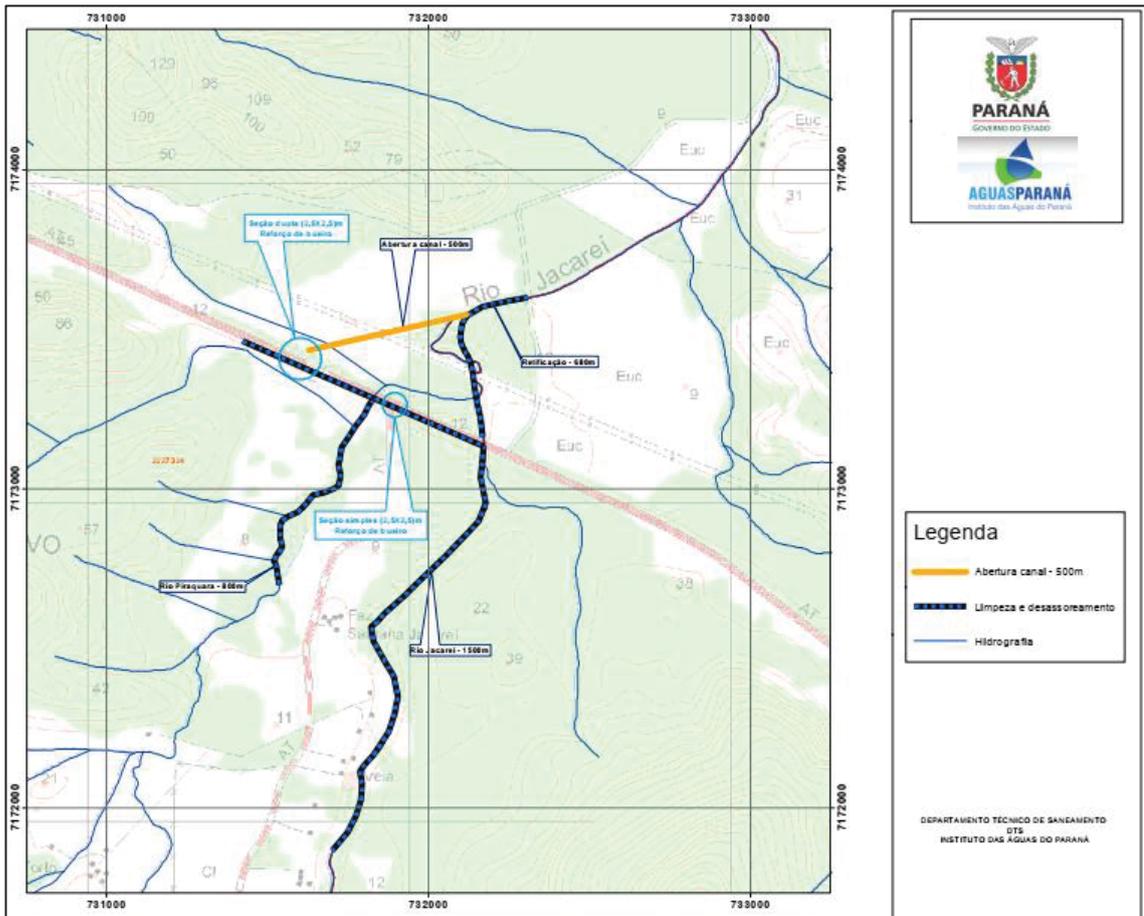
Fonte: Paz; Silva; Paula (no prelo).

Figura 8.20 – Área de erosão antes e após evento pluviométrico extremo em fevereiro de 2020 na planície aluvial do rio Jacaréi.



Fonte: Paz e Paula (no prelo).

Figura 8.21 – Parte do projeto drenagem na planície aluvial do rio Jacaréi previsto para 2019.



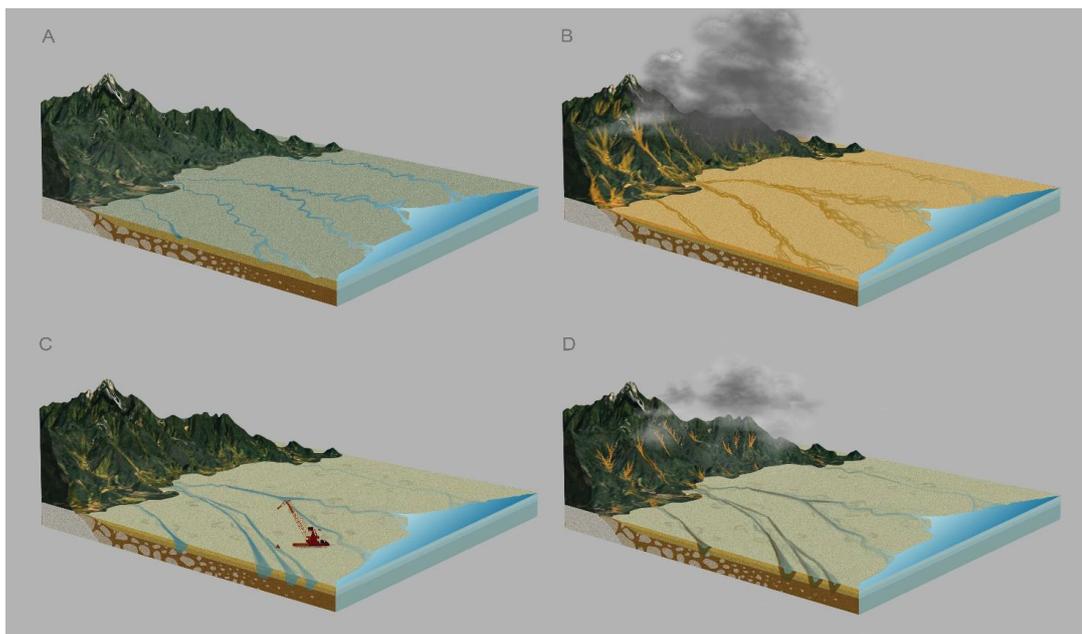
Fonte: Águas Paraná (2019).

Em suma, apresenta-se a hipótese da ineficiência destas obras no contexto do litoral paranaense. A retificação do canal fluvial implica diretamente no aumento da velocidade de

escoamento e da energia potencial da água no canal (CUNHA, 2012; GUGLIOTTA; SAITO, 2019; HERITAGE; ENTWISTLE, 2020). Associado ao aprofundamento do nível de base resultante da obra de intervenção, espera-se aumento na energia do canal e intensificação do processo de erosão remontante na serra, ampliando as taxas de produção de sedimentos. Com aumento de energia e oferta de sedimentos, retoma-se de forma acelerada o processo de mobilidade e assoreamento do canal, retornando ao padrão sinuoso de antes.

A Figura 8.22 apresenta a síntese da ideia aqui apresentada. A planície aluvial situada na base da Serra do Mar apresenta naturalmente sistema fluvial com padrão meândrico (Figura 8.22-A). É típico dessa região eventos de movimentos de massa e a elevada taxa de produção de sedimentos, podendo em casos extremos ocorrer o assoreamento do canal (Figura 8.22-B). Obras de engenharia, como retificação, surgem com diversos objetivos, por exemplo mitigação de inundações (Figura 8.22-C). Como consequência, ocorrem reativação ou intensificação de processos erosivos na Serra do Mar e mobilização nos depósitos de sedimentos no sopé da serra e nas margens, resultando em rápido assoreamento dos canais, favorecendo novamente eventos de inundação (devido a redução da capacidade de escoamento) (Figura 8.22-D), bem como evidenciando a ineficácia das obras de desassoreamento em ambiente de planície situada no sopé de serra.

Figura 8.22 – Bloco diagrama representativo da evolução de paisagem frente a intervenções de desassoreamento após eventos extremos. A) Planície aluvial situada na base da Serra do Mar com sistema fluvial meândrico; B) Planície soterrada após evento extremo climático; C) Abertura de canais de escoamento por meio de obras de desassoreamento; D) Reativação de processos erosivos na Serra do Mar e rápido assoreamento dos canais recém-abertos.



Fonte: Eduardo Vedor de Paula e Renata Cunha (2019).

Desta forma, se a solução para tal problemática for novamente a intervenção por obras de engenharia, o processo se reiniciaria. A cada novo ciclo, a situação do assoreamento no estuário a jusante se agrava, com aumento das taxas de sedimentação. A padrão sinuoso e o aporte naturalmente elevado de sedimentos são vocações naturais destes sistemas hidrográficos “Serra-Planície”. Caberia então pensar em soluções inovadoras e inteligentes que respeitem esta dinâmica, conciliando ciclos naturais e as necessidades humanas.

A BRJ é citada no Plano da Bacia Litorânea Paranaense como futura área de captação de água para abastecimento público, ressaltando interesse na manutenção da qualidade ambiental da bacia. Como outro quesito de interesse no território, cita-se a presença de unidades de conservação na BRJ, sendo o Parque Nacional Saint-Hilaire/Lange e a Área de Proteção Ambiental Estadual de Guaratuba.

Em um primeiro momento, levanta-se a necessidade de recuperação da vegetação ciliar do rio Jacareí, considerando o espaço necessário para sua dinâmica de migração. A recuperação desta área pode ser aparada legalmente pelo código florestal brasileiro, por meio das Áreas de Preservação Permanente (APP) (BRASIL, 2012). Também pode ser amparado pela resolução conjunta IBAMA/SEMA/IAP nº 005, que dispõe sobre proteção de áreas úmidas (PARANÁ, 2008). Tal ação mitigaria a produção de sedimentos planície aluvial, ação importante considerando diversos pontos de erosão de margens identificados em campo (Figura 8.23).

Figura 8.23 – Erosão do dique marginal antrópico pelo rio Jacareí. Sedimento inconsolidado movimentado pelo evento de 2011 disponível para transporte fluvial.



FONTE: O autor (2022).

A recuperação da APP pode ser associada com o emprego de Sistemas Agroflorestais (SAF). A motivação para esta recomendação é o fato destes modelos de uso da terra associar árvores e arbustos às culturas agrícolas, de forma que possa ocorrer a interação ecológica da

produção, auxiliando no aumento da biodiversidade, controle da erosão, mantendo no solo as propriedades físicas, matéria orgânica e ainda promovem uma eficiente ciclagem e nutrientes (CARVALHO; GOEDERT; ARMANDO, 2004; SECCHI; JASPER, 2008; SANTOS; CROUZEILLES; SANSEVERO, 2019; UDAWATTA; RANKOTH; JOSE, 2019).

Ainda, podem ser propostas medidas de Pagamentos por Serviços Ambientais (PSA), que são instrumentos econômicos que visam estimular a proteção dos serviços ecossistêmicos (BRASIL, 2011). A utilização de SAF, associada a PSA, pode representar uma alternativa economicamente vantajosa aos agricultores residentes na bacia, bem como para toda a sociedade, visto benefícios da recuperação da vegetação ciliar e do canal (PAULA, et al. 2021).

## 9 CONCLUSÕES

Foram identificadas formas superficiais e associação de fácies estratigráficas relacionadas ao ambiente fluvial afetado por corridas de lama e de detritos. Além de unidades morfoestratigráficas tipicamente relatadas na literatura, foram identificadas unidades específicas da paisagem estudada: planície de inundação soterrada, leito anastomosado e barras fluviais inativas. As fácies geradas no evento de março de 2011 apresentaram-se arenosas em estrutura maciça (Sm) sobreposta a fácies com material fino (silte e argila) com cores escuras, de elevado teor de matéria orgânica e, por vezes, com presença de raízes.

Tais descrições do ponto de vista estratigráfico deram base ao estudo específico sobre a sedimentologia dos depósitos de 2011. Os depósitos psamíticos de 2011 apresentam textura arenosa “areia franca” a “franco arenoso”, exibindo comportamento deposicional fortemente controlado pela posição na paisagem e pelo aterro da rodovia BR 277. As espessuras apresentaram variação abrupta quando comparada entre diferentes formas superficiais deixadas pelas corridas de lama.

O evento de 2011 resultou em significativos impactos na paisagem da planície aluvial do rio Jacareí, visto que em menos de 24 horas os processos gravitacionais construíram um depósito 8,5 vezes maior que produção anual de sedimentos de toda a área drenam do Complexo Estuarino de Paranaguá. O valor real do material movimentado certamente é ainda maior, visto o escoamento de água e sedimentos para a baía de Antonina após o rompimento da ponte da BR 277.

Os depósitos formados em março de 2011 e as intervenções antrópicas realizadas posteriormente afetam a dinâmica fluvial do rio Jacareí. Além de mudanças expressivas na

forma em planta do canal e em índices morfométricos, o estudo aqui realizado indicou que o rio Jacareí ampliou seu ritmo morfodinâmico, evidenciado pelas maiores taxas de migração lateral em comparação ao período pré-evento de 2011. Os parâmetros morfométricos, morfológicos e morfodinâmicos, estimados para o período anterior ao evento de 2011, podem ser utilizados como base em análises focadas na estabilização do rio Jacareí frente às perturbações recentes no sistema.

Os resultados obtidos permitiram reflexões acerca dos processos evolutivos em planície aluvial neste contexto ambiental. As intensas transformações na paisagem ocasionadas por grandes eventos de movimentação de massas são processos comuns na evolução de planícies aluviais em margem serrana. O caso do rio Jacareí pode refletir o processo evolutivo de outras planícies as margens da Serra do Mar. Os resultados aqui obtidos indicam que fácies arenosas em estrutura maciça sobrepostas a solos soterrados são arquiteturas sedimentares típicas de ambientes de passaram por estes processos no passado.

A imposição de um padrão anastomosado seguido pela retomada do padrão meandrante se trata de uma fase específica na dinâmica sedimentar em planícies aluviais em margem serrana, demandando revisões/proposições de modelos de sedimentação/dinâmica fluvial para este contexto. Outro ponto de evidente interface entre processos gravitacionais e processos fluviais é a capacidade dos eventos de corridas de lama e de detritos na reorganização fluvial, seja com desvios nos canais intramontanos (como no caso do rio Tingidor), seja no seu potencial de criação de *crevasses splay*, o que possivelmente pode resultar em processos de avulsão fluvial nas áreas de planície.

Observando imagens orbitais e fotografias registradas após o evento de março de 2011, infere-se que no escoamento após o rompimento da ponte da BR 277 predominou o transporte por carga em suspensão (finos – silte a argila). Certamente o evento impactou fortemente o processo de colmatação do estuário a jusante. Neste sentido, é interessante a execução de estudos sedimentológicos sobre a carga de fundo na baía de Antonina próximo a foz do rio Jacareí, visando descrever o impacto do evento de 2011 no material submerso.

Ao observar a dimensão dos depósitos formados, bem como seu alcance lateral e longitudinal, foi levantada a hipótese acerca da relação entre os processos extremos de movimentação de massas e o padrão típico de incompatibilidade da largura entre os canais fluviais e planície aluvial no ambiente costeiro paranaense. Além das oscilações do nível do mar, corridas de lama e detritos podem ter contribuído no alargamento destas planícies.

Também pode-se destacar o papel do soterramento das planícies aluviais por corridas de lama e detritos na evolução pedogenética desta paisagem. Como observado na planície

aluvial do rio Jacareí, o que antes era considerado como sendo Cambissolo Flúvico (antes do evento de 2011) agora é classificado como Neossolo Quartzarênico (gerado após o evento de 2011).

Por fim, destaca-se o significado ambiental das mudanças observadas, tanto na planície como no canal fluvial. A planície atual do rio Jacareí se trata um estoque de material sedimentar inconsolidado que, embora predomine a fração arenosa, apresenta significativos valores de silte (média de 28%), fração granulométrica de predominante em grande parte da baía de Antonina. A configuração da presença do estoque de sedimentos inconsolidados, a ausência de vegetação ciliar e a elevada mobilidade do canal, apresenta potencial em ampliar as taxas de produção de sedimentos na bacia do rio Jacareí.

## 9.1 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A principal recomendação é a comparação dos resultados obtidos nesta pesquisa com outras paisagens fluviais na Serra do Mar submetidas a corridas de lama e detritos, a fim de fortalecer as reflexões aqui expostas. O processo de reorganização fluvial ocorre em outros contextos? É possível, com os resultados alcançados, identificar paleoplanícies soterradas por eventos gravitacionais do passado? Existem outras feições fluviais típicas advindas do soterramento de planície aluvial?

Ao longo das mais de 20 campanhas de campo realizadas na BRJ, observou-se intensa mobilidade de blocos no trecho superior do canal na planície aluvial. Também, sempre após evento extremo pluviométrico, foi observada intensa mobilidade da carga de fundo, preenchendo o trecho do canal alterado pela ação da draga no areal. A mensuração do poder de transporte da carga de fundo e da mobilidade de blocos após eventos extremos pluviométricos é uma lacuna identificada, sendo escassos os estudos que abordam esta temática no contexto da Serra do Mar.

Aponta-se como possibilidade de pesquisa análises de correlação entre a áreas das cicatrizes e o volume sedimentar depositado. Também seria válido análises estratigráficas e sedimentológicas dos depósitos alocados após o aterro da rodovia BR 277, bem como dos depósitos situados na desembocadura do rio Jacareí na baía de Antonina.

Considerando a problemática do assoreamento na baía de Antonina, é interessante mensurar a carga em suspensão do rio Jacareí em diversos pontos ao longo da planície aluvial, visando identificar áreas fontes de sedimentos no setor planície. Aliado a isto, é importante

considerar a conectividade da paisagem nos estudos do transporte sedimentar, em prol a gerar dados mais precisos sobre o percentual de sedimentos entregue a baía de Antonina.

Por fim, as transformações na paisagem na planície aluvial do rio Jacareí se tornam um marcador interessante, podendo esta característica ser aplicada em estudos de estimativa da taxa de crescimento vertical da planície de inundação, ou mesmo para outras áreas do conhecimento, como análise da vegetação, considerando o tempo necessário para recuperação da vegetação arbórea nas cicatrizes e leques aluviais, e pedologia, considerando possíveis transformações nos pacotes de solos.

## REFERÊNCIAS

- ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglowelsh Basin. **Sedimentology**, v. 3, n. 3, p. 163–198, 1964. Wiley Online Library. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3091.1964.tb00459.x>>. Acesso em: 11/5/2022.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135–150, 2017. Disponível em: <<https://pgegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11205>>. Acesso em: 11/5/2022.
- ALSOP, G. I.; WEINBERGER, R.; MARCO, S.; LEVI, T. Distinguishing coeval patterns of contraction and collapse around flow lobes in mass transport deposits. **Journal of Structural Geology**, v. 134, p. 104013, 2020. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0191814119302925>>. Acesso em: 11/5/2022.
- ANGULO, R. J. **Geologia da planície costeira do Estado do Paraná**, 1992. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, São Paulo: Universidade de São Paulo. Disponível em: <<https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-09122015-110705/en.php>>. Acesso em: 11/5/2022.
- ANGULO, R. J. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de geociências**, v. 55, n. 1, p. 25–42, 2004. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/geociencias/article/viewFile/4281/3437>>. Acesso em: 12/8/2020.
- ANIELI NASCIMENTO/GAZETA DO POVO. Litoral luta pela sobrevivência. 2011. Curitiba: Gazeta do Povo. Disponível em: <<https://www.gazetadopovo.com.br/vida-e-cidadania/litoral-luta-pela-sobrevivencia-e51hi6mjdzd3b5ucz3zkw4bim/>>. Acesso em: 11/5/2022.
- ASSIS, A. Q. S. Análise da dinâmica fluvial do rio Cachoeira (Antonina/PR), entre os anos de 1954 e 2005. **Geografia (Londrina)**, v. 21, n. 2, p. 85–111, 2011. Disponível em: <<http://www.uel.br/revistas/uel/index.php/geografia/article/view/10454/13485>>. Acesso em: 12/8/2020.
- ASSUMPÇÃO, A. P.; MARÇAL, M. S. Retificação dos canais fluviais e mudanças geomorfológicas na planície do rio Macaé (RJ). **Revista de Geografia (UFPE)**, v. 29, n. 3, p. 19–36, 2012. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/busca-de-publicacoes/-/publicacao/1102033/producao-de-ortomapas-com-vants-e-opendronemap>>. Acesso em: 12/8/2020.
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Bases teóricas e fatores controladores da dinâmica fluvial. In: A. P. Magalhães Júnior; L. F. de P. Barros (Orgs.); **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1º ed, p.23–49, 2020. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Identificação e classificação de níveis deposicionais fluviais. In: A. P. Magalhães Júnior; L. F. de P. Barros (Orgs.); **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1º ed, p.279–295, 2020. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- BAYER, M.; ZANCOPÉ, M. H. C. AMBIENTES SEDIMENTARES DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO ARAGUAIA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, p. 203–

220, 2014. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/414/380>>. Acesso em: 13/4/2021.

BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Volume 3 ed., p.1024–1098, 2003. Florianópolis: Editora da UFSC.

BIGARELLA, J. J.; KLEIN, R.; LOYOLA E SILVA, J. A.; PASSOS, E. **A Serra do Mar e a Planície Costeira do Paraná: Um problema de segurança ambiental e nacional**. Florianópolis: UFSC/CFH/GCN, 2008.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 19, n. 4, p. 449–473, 1995. SAGE Publications Ltd. Disponível em: <<https://doi.org/10.1177/030913339501900402>>. Acesso em: 11/5/2022.

BOLDRINI, E. B.; PAULA, E. V. **Gestão Ambiental Portuária: Subsídio para o licenciamento das Dragagens**. 1º ed. Antonina: ADEMADAN, 2009.

BOVIS, M. J. Mass movement. In: G. V Middleton; M. J. Church; M. Coniglio; L. A. Hardie; F. J. Longstaffe (Orgs.); **Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks**. 1º ed, p.424–425, 2003. Dordrecht: Springer Netherlands.

BOWMAN, D. Magnitude and Sourcing. In: D. Bowman (Org.); **Principles of Alluvial Fan Morphology**. 1º ed, p.13–24, 2019. Dordrecht: Springer Netherlands. Disponível em: <[https://doi.org/10.1007/978-94-024-1558-2\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-024-1558-2_2)>. Acesso em: 11/5/2022.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 21, n. 13, p. 1749–1763, 2007. Wiley Online Library. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.6313>>. Acesso em: 11/5/2022.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. Arquitetura e propriedades físicas do solo. In: N. C. Brady; R. R. Weil (Orgs.); **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. 3º ed, p.686, 2013. Porto Alegre: Bookman.

BRASIL. Lei nº 12.651, de 25 de maio de 2012. **Diário Oficial da União**, 2012. Disponível em: <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/\\_ato2011-2014/2012/lei/112651.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2011-2014/2012/lei/112651.htm)>. Acesso em: 12/8/2020.

BRIDGE, J. S. **Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record**. 1º ed. Londres: John Wiley & Sons, 2009.

BRIDGLAND, D. R.; WESTAWAY, R. The use of fluvial archives in reconstructing landscape evolution: the value of sedimentary and morphostratigraphical evidence. **Netherlands Journal of Geosciences**, v. 91, n. 1–2, p. 5–24, 2012. Cambridge University Press. Disponível em: <<https://www.cambridge.org/core/services/aop-cambridge-core/content/view/465D33990E7CAD5589005B52A0688598/S0016774600000536a.pdf/the-use-of-fluvial-archives-in-reconstructing-landscape-evolution-the-value-of-sedimentary-and-morphostratigraphical-evidence.p>>. Acesso em: 11/5/2022.

BRIDGLAND, D. R.; WESTAWAY, R. Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 125, n. 5, p. 600–629, 2014. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016787814000868>>. Acesso em: 11/5/2022.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. **Geomorphology and river management: applications of the River Styles Framework**. 1º ed. Malden: Backwell Publishing, 2005.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; REID, H.; WILLIAMS, R. The dark art of interpretation in geomorphology. **Geomorphology**, v. 390, p. 107870, 2021. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X21002786>>. Acesso em: 11/5/2022.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; SANTOS MARÇAL, M.; LIMA, R. THE USE OF THE RIVER STYLES FRAMEWORK AS A TOOL TO ‘WORK WITH NATURE’ IN MANAGING RIVERS IN BRAZIL: EXAMPLES FROM THE MACAÉ CATCHMENT. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, p. 751–771, 2019. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1559>>. Acesso em: 12/8/2020.

BRIERLEY, G. J. Bar sedimentology of the Squamish River, British Columbia: definition and application of morphostratigraphic units. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 61, n. 2, p. 211–225, 1991. SEPM Society for Sedimentary Geology. Disponível em: <<https://doi.org/10.1306/D42676D6-2B26-11D7-8648000102C1865D%0A>>. Acesso em: 13/4/2021.

BRITEZ, R. M. DE; PRESTES, M.; MACHADO, M. A. MAPEAMENTO DA VEGETAÇÃO DO LITORAL DO PARANÁ. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Unidades de Conservação. **Anais...**, 2015. Curitiba.

BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape sensitivity and change. **Transactions of the Institute of British Geographers**, p. 463–484, 1979. JSTOR. Disponível em: <<https://www.jstor.org/stable/622210>>. Acesso em: 11/5/2022.

BUENO, K. E. M. APLICAÇÃO DO ÍNDICE RDE PARA IDENTIFICAR REGIÕES DE DEPOSIÇÃO DE FLUXOS DE DETRITOS NA BACIA DO RIO JACAREÍ – SERRA DO MAR PARANAENSE. Anais do XI SINAGEO2. **Anais...**, 2016. Maringá. Disponível em: <<http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/2/2-440-671.html>>. Acesso em: 11/2/2021.

BURNS, C. E.; MOUNTNEY, N. P.; HODGSON, D. M.; COLOMBERA, L. Anatomy and dimensions of fluvial crevasse-splay deposits: Examples from the Cretaceous Castlegate Sandstone and Neslen Formation, Utah, U.S.A. **Sedimentary Geology**, v. 351, p. 21–35, 2017. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0037073817300246>>. Acesso em: 11/5/2022.

CABRAL, V. C.; REIS, F. A. G. V.; D’AFFONSECA, F. M.; et al. Characterization of a landslide-triggered debris flow at a rainforest-covered mountain region in Brazil. **Natural Hazards**, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11069-021-04811-9>>. Acesso em: 11/5/2022.

CAHOON, D. R.; WHITE, D. A.; LYNCH, J. C. Sediment infilling and wetland formation dynamics in an active crevasse splay of the Mississippi River delta. **Geomorphology**, v. 131, n. 3, p. 57–68, 2011. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X10005234>>. Acesso em: 11/5/2022.

CAMARGO, M. G. SYSGRAN: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 371–378, 2006. Disponível em: <<http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9346>>. Acesso em: 25/5/2021.

CARDOSO ARANGO, J. A.; LOUHAICHI, M. Protocol for data collection and processing from UAVs imagery using OpenDroneMap, 2019. International Center for Tropical Agriculture. Disponível em: <[https://cgspace.cgiar.org/bitstream/handle/10568/106851/Report\\_F&F\\_OpenDroneMap.pdf?sequence=1](https://cgspace.cgiar.org/bitstream/handle/10568/106851/Report_F&F_OpenDroneMap.pdf?sequence=1)>. Acesso em: 11/5/2022.

CARRIEL, P. Área destruída abrange faixa de 20 quilômetros. **Gazeta do Povo**, 13. mar. 2011. Curitiba. Disponível em: <<https://www.gazetadopovo.com.br/vida-e-cidadania/area-destruida-abrange-faixa-de-20-quilometros-e-51ksq85wuf4o7zfuftcleqmm/>>. Acesso em: 11/5/2022.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. Editora Interciência, 2008.

CARVALHO, R.; GOEDERT, W. J.; ARMANDO, M. S. Atributos físicos da qualidade de um solo sob sistema agroflorestal. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 39, n. 11, p. 1153–1155, 2004. SciELO Brasil. Disponível em: <[https://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-204X2004001100015&script=sci\\_arttext](https://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-204X2004001100015&script=sci_arttext)>. Acesso em: 12/8/2020.

CATTANI, P. E. **O CONTEXTO HIDRODINÂMICO NA FORMAÇÃO DA PAISAGEM DE FUNDO DA BAÍA DE ANTONINA - PR**, 2017. UFPR. Disponível em: <<https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/trabalhoConclusaoWS?idpessoal=20527&idprograma=40001016035P1&anobase=2017&idtc=1334>>. Acesso em: 11/5/2022.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. London and New York: Taylor & Francis, 2007.

CHEREM, L. F. S.; FARIA, S. D.; ZANCOPE, M. H. C.; et al. Análise morfométrica em bacias hidrográficas. In: A. P. Magalhães Junior; L. F. P. Barros (Orgs.); **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. p.175–215, 2020. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

CHORLEY, R. J. **Geomorphology and general systems theory**. US Government Printing Office Washington, DC, 1962.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical geography: a systems approach**. Prentice Hall, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgar Blucher, 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia**. São Paulo: Hucitec, 1979.

COIMBRA, J. S. Processos geomorfológicos em vertentes cristalinas da faixa atlântica brasileira. **GEOGRAFIA (Londrina)**, v. 7, p. 47–56, 1992. Disponível em: <<http://www.uel.br/revistas/uel/index.php/geografia/article/view/9907>>. Acesso em: 11/5/2022.

COSTA, J. E. Physical Geomorphology of Debris Flows. In: J. E. Costa; P. J. Fleisher (Orgs.); **Developments and Applications of Geomorphology**. 1º ed, p.268–317, 1984. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

CRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia fluvial. **São Paulo: Edgard Blucher**, 1981.

CUNHA, R. F.; JARENTCHUK JUNIOR, O.; OLIVEIRA, F. A. ANÁLISE SEDIMENTAR E GEOMORFOLÓGICA PARA COMPREENSÃO DA DINÂMICA FLUVIAL LOCAL EM AMBIENTE DE PLANÍCIE COSTEIRA NA REGIÃO NORTE DE SANTA CATARINA. **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 41, p. 20–36, 2017. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/48065>>. Acesso em: 12/8/2020.

CUNHA, S. B. Rios desnaturalizados. In: J. L. Barbosa; E. Limonad (Orgs.); **Ordenamento territorial e ambiental**. 1º ed, p.171–191, 2012. Niterói: Editora da UFF.

DEFESA CIVIL. **Desastre de 2011 – Águas de Março**. Curitiba, 2019.

DJOKIC, D.; YE, Z.; DARTIGUENAVE, C. Arc hydro tools overview. **Redland, Canada, ESRI**, v. 5, 2011.

DOURADO, F.; ARRAES, T. C.; FERNANDES, M. O Megadesastre da Região Serrana do Rio de Janeiro: as causas do evento, os mecanismos dos movimentos de massa e a distribuição

espacial dos investimentos de reconstrução no pós-desastre. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 43–54, 2012. Disponível em: <<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/anigeo/article/view/5950/5458>>. Acesso em: 24/8/2020.

DUARTE, N. S. **CONECTIVIDADE NO SISTEMA DE DRENAGEM DO RIO SANA, AFLUENTE DO RIO MACAÉ (RJ)**, 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Rio de Janeiro: UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO. Disponível em: <<http://objdig.ufrj.br/16/teses/832732.pdf>>. Acesso em: 11/5/2022.

DUARTE, N. S.; MARÇAL, M. S. Conectividade da paisagem na bacia do Rio Sana (RJ): relação entre áreas de captação efetiva e tipos de bloqueios. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, 2017.

DUANE, D. B. Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. **Journal of Sedimentary Research**, v. 34, n. 4, p. 864–874, 1964. Disponível em: <<https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/34/4/864/95805/Significance-of-skewness-in-recent-sediments?redirectedFrom=PDF>>. Acesso em: 12/8/2020.

DUFOUR, S.; RINALDI, M.; PIÉGAY, H.; MICHALON, A. How do river dynamics and human influences affect the landscape pattern of fluvial corridors? Lessons from the Magra River, Central–Northern Italy. **Landscape and Urban Planning**, v. 134, p. 107–118, 2015. Elsevier. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169204614002394>>. Acesso em: 12/8/2020.

EMBRAPA (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA). Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Paraná. , 1984. Curitiba: EMBRAPASNLCS/SUDESUL/IAPAR.

FACURI, G. G.; PICANÇO, J. L. Evaluationas and proposals for the debris flow hazard mapping method of the GIDES Project. **Landslides**, v. 18, n. 1, p. 339–352, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10346-020-01480-w>>. Acesso em: 11/5/2022.

FELIX, A.; HORN FILHO, N. O. Propriedade dos Sedimentos. **Apostila Sedimentologia**. 1º ed, p.29–39, 2020. Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina. Disponível em: <[https://www.researchgate.net/publication/347576758\\_APOSTILA\\_DE\\_SEDIMENTOLOGIA](https://www.researchgate.net/publication/347576758_APOSTILA_DE_SEDIMENTOLOGIA)> . Acesso em: 11/5/2022.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico geomorfológica. In: A. J. T. Guerra; S. B. Cunha (Orgs.); **Geomorfologia e Meio Ambiente**. 3º ed, p.123–194, 2000. Rio de Janeiro: UFRS.

FERREIRA JÚNIOR, P. D.; CASTRO, P. T. A. Associação vertical de fácies e análise de elementos arquiteturais: concepções concorrentes e complementares na caracterização de ambientes aluviais. **Revista Electrónica de Ciências da Terra (Geociences On-line Journal)**, v. 1, n. 1, p. 1–35, 2001. Disponível em: <<http://www.dct.uminho.pt/e-Terra/artigos/pfjr/texto.html>>. Acesso em: 23/7/2021.

FERRO, V.; MINACAPILLI, M. Sediment delivery processes at basin scale. **Hydrological Sciences Journal**, v. 40, n. 6, p. 703–717, 1995. Taylor & Francis.

FOLADOR, R. M.; SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P. Cálculo da Probabilidade e Quantificação do Volume de Material Suscetível a Escorregamentos-Bacia do Rio Jacareí, Morretes-PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 74, n. 1, 2018.

- FONSECA, G. A. B. The vanishing Brazilian Atlantic forest. **Biological Conservation**, v. 34, n. 1, p. 17–34, 1985. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0006320785900552>>. Acesso em: 12/8/2020.
- FRIEDMAN, G. M. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. **Journal of Sedimentary Research**, v. 31, n. 4, p. 514–529, 1961. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/31/4/514/95526/Distinction-between-dune-beach-and-river-sands?redirectedFrom=PDF>>. Acesso em: 11/5/2022.
- FROUDE, M. J.; PETLEY, D. N. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 18, n. 8, p. 2161–2181, 2018. Disponível em: <https://nhess.copernicus.org/articles/18/2161/2018/>>. Acesso em: 11/5/2022.
- FRYIRS, K. (Dis) Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 1, p. 30–46, 2013. Wiley Online Library.
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J. Instream geomorphic units. **Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape**. p.132–154, 2013a. Backwell Publishing.
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J. Floodplain forms and processes. **Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape**. 1º ed, p.155–173, 2013b. Backwell Publishing. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/9781118305454.ch9>>. Acesso em: 11/5/2022.
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J.; PRESTON, N. J.; KASAI, M. Buffers, barriers and blankets: The (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v. 70, n. 1, p. 49–67, 2007. Elsevier.
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J.; PRESTON, N. J.; SPENCER, J. Catchment-scale (dis) connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. **Geomorphology**, v. 84, n. 3–4, p. 297–316, 2007. Elsevier.
- GALIA, T.; ŠKARPICH, V.; RUMAN, S. Impact of check dam series on coarse sediment connectivity. **Geomorphology**, v. 377, p. 107595, 2021. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X21000040>>. Acesso em: 11/5/2022.
- GOB, F.; GAUTIER, E.; VIRMOUX, C.; et al. River responses to the 2010 major eruption of the Merapi volcano, central Java, Indonesia. **Geomorphology**, v. 273, p. 244–257, 2016. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X16303129>>. Acesso em: 11/5/2022.
- GOLDIN, A. Reassessing the use of loss-on-ignition for estimating organic matter content in noncalcareous soils. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 18, n. 10, p. 1111–1116, 1987. Taylor & Francis. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/00103628709367886>>. Acesso em: 11/5/2022.
- GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (18 de Maio de 2006). , 2020a. 25°33'6.14"S - 48°41'36.21"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies. Disponível em: <http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.
- GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (09 de Março de 2013). , 2020b. 25°33'6.14"S - 48°41'36.21"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies.

Disponível em: <<http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.

GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (27 de Outubro de 2014). , 2020c. 25°33'6.14"S - 48°41'36.21"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies. Disponível em: <<http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.

GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (08 de Dezembro de 2015). , 2020d. 25°33'6.14"S - 48°41'36.21"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies. Disponível em: <<http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.

GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (09 de Julho de 2016). , 2020e. 25°33'6.14"S - 48°41'36.21"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies. Disponível em: <<http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.

GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (13 de Agosto de 2017). , 2020f. 25°33'6.14"S - 48°41'36.21"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies. Disponível em: <<http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.

GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (09 de Setembro de 2018). , 2020g. 25°33'16.40"S, 48°41'45.02"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies. Disponível em: <<http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.

GOOGLE EARTH. Localidade de Floresta (Morretes - Paraná) - (20 de Agosto de 2021). , 2022. 25°33'16.40"S, 48°41'45.02"O - Altitude do Ponto de Visão 2 km.: Maxar Technologies. Disponível em: <<http://maps.google.com/?ll=-25.55455,-48.69584&z=15&t=h>>. Acesso em: 11/5/2022.

GRABOWSKI, R. C.; GURNELL, A. M. Using historical data in fluvial geomorphology. In: G. M. Kondolf; H. Piégay (Orgs.); **Tools in Fluvial Geomorphology**. 2º ed, p.56–75, 2016. West Sussex: John Wiley & Sons.

GRAMANI, M. F. CORRIDAS DE MASSA NA SERRA DA MANTIQUEIRA: DESCRIÇÃO E AVALIAÇÃO DA OCORRÊNCIA NO CÓRREGO DO BRAÇO. **Revista Técnico-Científica do CREA-PR**, v. Spe., p. 15, 2018. Disponível em: <<http://creapr16.crea-pr.org.br/revista/sistema/index.php/revista/article/view/387>>. Acesso em: 28/2/2022.

GUERRA, A. J. T.; FULLEN, M. A.; JORGE, M. DO C. O.; BEZERRA, J. F. R.; SHOKR, M. S. Slope Processes, Mass Movement and Soil Erosion: A Review. **Pedosphere**, v. 27, n. 1, p. 27–41, 2017. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1002016017602947>>. Acesso em: 11/5/2022.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 2º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

GUGLIOTTA, M.; SAITO, Y. Matching trends in channel width, sinuosity, and depth along the fluvial to marine transition zone of tide-dominated river deltas: The need for a revision of depositional and hydraulic models. **Earth-Science Reviews**, v. 191, p. 93–113, 2019. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825218305932>>. Acesso em: 12/8/2020.

HARVEY, A. M. Effective timescales of coupling within fluvial systems. **Geomorphology**, v. 44, n. 3, p. 175–201, 2002. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X0100174X>>. Acesso em: 11/5/2022.

HASSAN, M. A.; RADIC, V.; BUCKRELL, E.; CHARTRAND, S. M.; MCDOWELL, C. Pool-Riffle Adjustment Due to Changes in Flow and Sediment Supply. **Water Resources Research**, v. 57, n. 2, p. e2020WR028048, 2021. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020WR028048>>. Acesso em: 11/5/2022.

HERITAGE, G.; ENTWISTLE, N. Impacts of river engineering on river channel behaviour: implications for managing downstream flood risk. **Water**, v. 12, n. 5, p. 1355, 2020. Multidisciplinary Digital Publishing Institute. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2073-4441/12/5/1355#cite>>. Acesso em: 12/8/2020.

HIGHLAND, L.; BOBROWSKY, P. T. **The landslide handbook: a guide to understanding landslides**. US Geological Survey Reston, 2008.

HOLZ, M. **Estratigrafia de Sequências - Histórico, Princípios e Aplicações**. 1º ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2012.

HOOKE, J. M.; YORKE, L. Rates, distributions and mechanisms of change in meander morphology over decadal timescales, River Dane, UK. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 13, p. 1601–1614, 2010. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.2079>>. Acesso em: 11/5/2022.

HORN, B. K. P. Hill shading and the reflectance map. **Proceedings of the IEEE**, v. 69, n. 1, p. 14–47, 1981. IEEE. Disponível em: <<http://people.csail.mit.edu/bkph/papers/Hill-Shading.pdf>>. Acesso em: 11/5/2022.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological society of America bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275–370, 1945. Geological Society of America. Disponível em: <[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2)>. Acesso em: 12/8/2020.

HUNGR, O. Classification and terminology. In: M. Jakob; O. Hungr (Orgs.); **Debris-flow Hazards and Related Phenomena**. 1º ed, p.9–23, 2005. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. Disponível em: <[https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5\\_2](https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_2)>. Acesso em: 11/5/2022.

HUNGR, O.; LEROUEIL, S.; PICARELLI, L. The Varnes classification of landslide types, an update. **Landslides**, v. 11, n. 2, p. 167–194, 2014. Springer.

JAKOB, M. A size classification for debris flows. **Engineering Geology**, v. 79, n. 3, p. 151–161, 2005. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795205000177>>. Acesso em: 11/5/2022.

KLEINA, M. Ajustes Fluviais no rio Sagrado (Morretes/PR) dentre os anos de 1954 a 2012. **Revista Equador**, v. SPE, p. 694–700, 2015. Disponível em: <<https://revistas.ufpi.br/index.php/equador/article/download/3640/2122>>. Acesso em: 12/8/2020.

KLEINA, M.; PAULA, E. V.; SANTOS, L. J. C. Análise comparativa dos Estilos Fluviais do rio Sagrado (Morretes/PR) para os anos de 2006 e 2011. **Revista Geografar**, v. 9, n. 1, p. 27–44, 2014. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/geografar/article/view/35229>>. Acesso em: 11/5/2022.

KLEINA, M.; SANTOS, L. J. C. SENSITIVIDADE FLUVIAL DA DRENAGEM PRINCIPAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SAGRADO-SERRA DO MAR PARANAENSE.

- Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 41, p. 174–188, 2017. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/51903>>. Acesso em: 12/8/2020.
- KLEINHANS, M. G.; FERGUSON, R. I.; LANE, S. N.; HARDY, R. J. Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 1, p. 47–61, 2013. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/esp.3268>>. Acesso em: 11/5/2022.
- KNIGHTON, A. D. **Fluvial Forms and Processes: a New Perspective**. 2º ed. New York: Hodder Education, 1998.
- KOBIYAMA, M.; MICHEL, G. P.; ENGSTER, E. C.; PAIXÃO, M. A. Historical analyses of debris flow disaster occurrences and of their scientific investigation in Brazil. **Labor e Engenharia**, v. 9, n. 4, p. 76–89, 2015. Disponível em: <<https://periodicos.sbu.unicamp.br/ojs/index.php/labore/article/view/8639477>>. Acesso em: 10/6/2021.
- LAGEAMB/UFPR. **CONDICIONANTES DO TERMO DE COMPROMISSO ASSINADO PELA TCP COM A PREFEITURA DE PARANAGUÁ: Estimativa da Produção de Sedimentos na Bacia do Rio Jacaréi**. Curitiba, 2021.
- LAGEAMB/UFPR. **CONDICIONANTES DO TERMO DE COMPROMISSO ASSINADO PELO TCP COM A PREFEITURA DE PARANAGUÁ: Estimativa da Produção de Sedimentos da Bacia do Rio Jacaréi, Por Meio de Modelagem Hidrossedimentológica**. Curitiba, 2022.
- LEGG, N. T.; HEIMBURG, C.; COLLINS, B. D.; OLSON, P. L. **The Channel Migration Toolbox: ArcGIS® Tools for Measuring Stream Channel Migration**. Olympia, 2014.
- LEITÓLES, F.; GERON, V.; ALMEIDA, A. 6 meses para recuperar a BR-277. **Gazeta do Povo**, 13. mar. 2011. Curitiba. Disponível em: <<https://www.gazetadopovo.com.br/vida-e-cidadania/6-meses-para-recuperar-a-br-277-awvtqhc49wf5wv0xc69o8lqvi/>>. Acesso em: 11/5/2022.
- LI, J.; BRISTOW, C. S. Crevasse splay morphodynamics in a dryland river terminus: Río Colorado in Salar de Uyuni Bolivia. **Quaternary International**, v. 377, p. 71–82, 2015. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1040618214009343>>. Acesso em: 11/5/2022.
- LI, Y.; WANG, B.; ZHOU, X.; GOU, W. Variation in grain size distribution in debris flow. **Journal of Mountain Science**, v. 12, n. 3, p. 682–688, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11629-014-3351-3>>. Acesso em: 11/5/2022.
- MA, R.; BROADBENT, M.; ZHAO, X. Historical Photograph Orthorectification Using SfM for Land Cover Change Analysis. **Journal of the Indian Society of Remote Sensing**, v. 48, n. 3, p. 341–351, 2020. Springer. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s12524-019-01082-7>>. Acesso em: 25/3/2020.
- MACEDO, D. R.; LOPES, F. W. A.; MAGALHÃES JÚNIOR, ANTONIO PEREIRA; BARROS, L. F. P. Noções de hidráulica e hidrometria fluvial. In: Antônio Pereira Magalhães Júnior; L. F. de P. Barros (Orgs.); **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1º ed, p.79–102, 2020. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- MACHADO, W. M. **ANÁLISE ESTATÍSTICA DO TEMPO DE RECORRÊNCIA DA CHUVA PELO MÉTODO DE KIMBALL NOS MUNICÍPIOS DE MORRETES, ANTONINA E GUARATUBA, ESTADO DO PARANÁ**, 2016. Monografia (Especialização em Análise Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Curitiba: Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <[https://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/54298/R\\_-\\_E\\_-](https://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/54298/R_-_E_-)

[WALDERLAND MICHEL MACHADO.pdf?sequence=1&isAllowed=y>](#). Acesso em: 11/5/2022.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. In: A. P. Magalhães Júnior; L. F. de P. Barros (Orgs.); **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1º ed, p.259–278, 2020a. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020b.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Estratigrafia, interpretação de fácies e reconstrução de paleoambientes deposicionais. In: A. P. Magalhães Júnior; L. F. de P. Barros (Orgs.); **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1º ed, p.297–323, 2020c. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P.; COTA, G. E. M. Classificação de sistemas fluviais. In: A. P. Magalhães Júnior; L. F. de P. Barros (Orgs.); **HIDROGEOMORFOLOGIA: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1º ed, p.217–257, 2020. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

MANCINI, F. Mapeamento e Reconhecimento de Rochas Sedimentares. In: R. J. Nadalin (Org.); **Tópicos Especiais em Cartografia Geológica**. 1º ed, p.181–204, 2016. Curitiba: Departamento de Geologia - UFPR.

MANTOVANELLI, A. **Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem**, 1999. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Departamento de Geologia, Curitiba: Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <https://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/41425/D - ALESSANDRA MANTOVANELLI.pdf?sequence=2&isAllowed=y>>. Acesso em: 11/5/2022.

MARÇAL, M. DOS S.; RAMOS, R. R. C.; SESSA, J. C.; FEVRIER, P. V. R. NO. SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL QUATERNÁRIA NO VALE DO ALTO CURSO DO RIO MACAÉ, ESTADO DO RIO DE JANEIRO, BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**2, v. 16, n. 3, p. 449–467, 2015. Disponível em: <10.20502/rbg.v16i3.614>. Acesso em: 13/4/2021.

VAN MAREN, D. S.; VAN KESSEL, T.; CRONIN, K.; SITTONI, L. The impact of channel deepening and dredging on estuarine sediment concentration. **Continental Shelf Research**, v. 95, p. 1–14, 2015. Elsevier. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434314003720>>. Acesso em: 11/9/2020.

MARTINS, A. **MONITORAMENTO E ANÁLISE DA DINÂMICA DE EROÇÃO E REMOBILIZAÇÃO DE BLOCOS EM ÁREAS COM CICATRIZES DE CORRIDAS DE DETRITOS: BACIA DO RIO TINGIDOR, MORRETES/PR**, 2017. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra, Curitiba: Universidade Federal do Paraná.

MATOS, L. DE J.; FERREIRA, C. J.; BATEIRA, C. V. DE M.; VIEIRA, B. C. Avaliação das Construções Danificadas por Corridas de Detritos e Inundações Bruscas no Vale do Ribeira (SP) em 2014. **Revista do Departamento de Geografia**, , n. spe, p. 57–67, 2018. Disponível em: <https://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/144423>>. Acesso em: 11/5/2022.

MELLO, Y. R.; SOUSA, M. S.; GOMES, I. A.; OLIVEIRA, F. A. ANÁLISE DA EVOLUÇÃO DO TRECHO DE PLANÍCIE DO RIO TRÊS BARRAS (SC) A PARTIR DO MAPEAMENTO DE FEIÇÕES FLUVIAIS. **Caminhos de Geografia**, v. 19, n. 66, p. 19–34, 2018. Disponível em:

<<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/38282>>. Acesso em: 12/8/2020.

MERCANTE, M. A.; GARNÉS, S. J. DOS A.; PAIVA, L. A.; SANTOS, E. T. DOS; NOGUEIRA, A. X. ALTERAÇÕES CAUSADAS POR AVULSÃO NO RIO TAQUARI, NO PANTANAL MATO-GROSSENSE. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 13, p. 75–84, 2007. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/4995>>. Acesso em: 2/3/2022.

MIALL, A. The Facies and Architecture of Fluvial Systems. **Fluvial Depositional Systems**. 1<sup>o</sup> ed, p.9–68, 2014. Cham: Springer International Publishing. Disponível em: <[https://doi.org/10.1007/978-3-319-00666-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-00666-6_2)>. Acesso em: 11/5/2022.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22, n. 4, p. 261–308, 1985.

MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. 1<sup>o</sup> ed. Heidelberg: Springer-Verlag, 1996.

MIALL, A. D. Facies Analysis. **Stratigraphy: A Modern Synthesis**. p.77–159, 2016a. Cham: Springer International Publishing. Disponível em: <[https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7_3)>. Acesso em: 11/5/2022.

MIALL, A. D. Facies Models. **Stratigraphy: A Modern Synthesis**. p.161–214, 2016b. Cham: Springer International Publishing. Disponível em: <[https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7_4)>. .

MILAN, D. J. Sediment routing hypothesis for pool-riffle maintenance. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 14, p. 1623–1641, 2013. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.3395>>. Acesso em: 11/5/2022.

MINATEL, M. **RESPOSTAS A EVENTOS NATURAIS NA SERRA DO MAR: UM ESTUDO SOBRE RESILIÊNCIA NA EXPERIÊNCIA BRASILEIRA COM DESASTRES**, 2021. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento Territorial Sustentável) - Setor Litoral, Matinhos: Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <<https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/73128>>. Acesso em: 11/5/2022.

MINEROPAR. Atlas geológico do Estado do Paraná - Folha de Curitiba (SG-22-X-D). **MINERAIS DO PARANÁ SA**, 2006. Curitiba. Disponível em: <[http://www.itcg.pr.gov.br/arquivos/File/Produtos\\_DGEO/Mapeamento\\_Sistematico/Cartas\\_Geologicas/SG22\\_X\\_D.PDF](http://www.itcg.pr.gov.br/arquivos/File/Produtos_DGEO/Mapeamento_Sistematico/Cartas_Geologicas/SG22_X_D.PDF)>. Acesso em: 11/5/2022.

MINEROPAR. **MAPEAMENTO GEOLÓGICO--GEOTÉCNICO DA PORÇÃO LESTE DA SERRA DO MAR DO ESTADO DO PARANÁ**. Curitiba, 2011.

MORAIS, E. S.; CREMON, É. H.; SANTOS, M. L.; ROCHA, P. C. Late Pleistocene-Holocene landscape evolution in the lower Peixe river, Brazil: A meandering river valley. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 102, p. 102664, 2020. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981120302078>>. Acesso em: 11/5/2022.

ONDRUCH, J.; MÁČKA, Z.; ŠULC MICHALKOVÁ, M.; et al. Response of channel dynamics to recent meander neck cut-off in a lowland meandering river with artificial training history: the Morava River, Czech Republic. **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 8, p. 1236–1254, 2018. Taylor & Francis. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02626667.2018.1474218>>. Acesso em: 12/8/2020.

ORLANDO KISSNER/AENOTÍCIAS. Laudo recomenda que o Distrito de Floresta não volte a ser habitado. , 2011a. Curitiba: Agência Estadual de Notícias do Paraná. Disponível em: <<https://www.aen.pr.gov.br/modules/galeria/detalhe.php?foto=150226&evento=29614#menu-galeria>>. Acesso em: 11/5/2022.

ORLANDO KISSNER/AENOTÍCIAS. Governo inicia retirada de madeira de rios do Litoral. , 2011b. Curitiba: Agência Estadual de Notícias do Paraná. Disponível em: <<https://www.aen.pr.gov.br/modules/galeria/detalhe.php?foto=151528&evento=29829#menu-galeria>>. Acesso em: 11/5/2022.

ORTEGA, J. A.; GARZÓN HEYDT, G. Geomorphological and sedimentological analysis of flash-flood deposits: The case of the 1997 Rivillas flood (Spain). **Geomorphology**, v. 112, n. 1, p. 1–14, 2009. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X09002025>>. Acesso em: 11/5/2022.

PARANÁ. Resolução Conjunta IBAMA/SEMA/IAP N° 005, de 28 de março de 2008. , 2008. Curitiba: Casa Civil Governadoria do Poder Executivo do Estado do Paraná. Disponível em: <[http://www.iap.pr.gov.br/arquivos/File/Legislacao\\_ambiental/Legislacao\\_estadual/RESOLUCOES/RESOLUCAO\\_CONJUNTA\\_IBAMA\\_SEMA\\_IAP\\_005\\_2008.pdf](http://www.iap.pr.gov.br/arquivos/File/Legislacao_ambiental/Legislacao_estadual/RESOLUCOES/RESOLUCAO_CONJUNTA_IBAMA_SEMA_IAP_005_2008.pdf)>. Acesso em: 11/5/2022.

PARANÁ. Portaria 423/2011 - Instituto das Águas do Paraná. **Diário Oficial Executivo do Estado do Paraná**, 2011a. Curitiba. Disponível em: <[www.documentos.dioe.pr.gov.br](http://www.documentos.dioe.pr.gov.br)>. Acesso em: 11/5/2022.

PARANÁ. Portaria 471/2011 - Instituto das Águas do Paraná. **Diário Oficial Executivo do Estado do Paraná**, 2011b. Curitiba. Disponível em: <[www.documentos.dioe.pr.gov.br](http://www.documentos.dioe.pr.gov.br)>. Acesso em: 11/5/2022.

PARANÁ. Despacho 11.291.935-0/11 - Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos. **Diário Oficial Executivo do Estado do Paraná**, 2011c. Curitiba. Disponível em: <[www.documentos.dioe.pr.gov.br](http://www.documentos.dioe.pr.gov.br)>. Acesso em: 11/5/2022.

PAREDES, J. M.; OCAMPO, S. M.; FOIX, N.; et al. Geomorphic and Sedimentological Impact of the 2017 Flash Flood Event in the City of Comodoro Rivadavia (Central Patagonia, Argentina). In: P. Bouza; J. Rabassa; A. Bilmes (Orgs.); *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina*. **Anais...** . p.3–29, 2021. Cham: Springer International Publishing.

PARQUE NACIONAL DE SAINT-HILAIRE/LANGE. Alunos da Pós-Graduação em Ecologia e Conservação da UFPR fazem aula de campo no PNSHL. , 2011. Matinhos. Disponível em: <<https://parnasainthilairelange.wordpress.com/2011/10/25/alunos-da-pos-graduacao-em-ecologia-e-conservacao-da-ufpr-fazem-aula-de-campo-no-pnshl/>>. Acesso em: 11/5/2022.

PAULA, E. V. Análise da Produção de Sedimentos na Área de Drenagem da Baía de Antonina, Paraná: Contribuições ao planejamento do território. In: R. A. Reis; C. M. de S. Abrahão; L. M. Tiepolo; M. Chemin (Orgs.); **Litoral do Paraná: Território e Perspectivas**. 1° ed, p.11–35, 2016. Curitiba: Brazil Publishing.

PAULA, E. V. DE. **Análise da produção de sedimentos na área de drenagem da Baía de Antonina/PR : uma abordagem geopedológica**, 2010. Tese (Doutorado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra, Curitiba: Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <<https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/26887>>. Acesso em: 11/5/2022.

PAULA, E. V.; PAZ, O. L. DE S.; PAI, M. O. D.; OLIVEIRA, M. Sustaining Port Activities Through Nature Conservation: The Case of Paraná Coast in Southern Brazil BT - Practices in Regional Science and Sustainable Regional Development: Experiences from the Global South. In:

R. B. Singh; S. Chatterjee; M. Mishra; A. J. de Lucena (Orgs.); . p.151–170, 2021. Singapore: Springer Singapore. Disponível em: <[https://doi.org/10.1007/978-981-16-2221-2\\_7](https://doi.org/10.1007/978-981-16-2221-2_7)>. Acesso em: 11/5/2022.

PAZ, O. L. DE S.; PAULA, E. V. ALTERAÇÃO DA LARGURA EM CANAL FLUVIAL APÓS ASSOREAMENTO INDUZIDO POR MOVIMENTOS DE MASSA: ESTUDO NO RIO JACAREÍ – LITORAL DO PARANÁ. **Revista Cerrados**, v. 20, n. 1, 2022a. Disponível em: <<https://www.periodicos.unimontes.br/index.php/cerrados/article/view/4133>>. Acesso em: 11/5/2022.

PAZ, O. L. S.; PAULA, E. V. ALTERAÇÃO MORFOLÓGICA DE BARRA FLUVIAL APÓS UM EVENTO EXTREMO DE PRECIPITAÇÃO: ESTUDO DE CASO NO RIO JACAREÍ – LITORAL SUL DO BRASIL. (no prelo).

PAZ, O. L. S.; SILVA, E. D. N.; PAULA, E. V. DE. Dinâmica do canal e mudanças na cobertura e uso da terra na planície do rio Jacareí (litoral sul do Brasil). (no prelo).

PAZ, O. L. S.; DAL PAI, M. O.; PAULA, E. V. Proposta metodológica para elaboração de base de dados geoespaciais como subsídio a estudos ambientais: aplicação em unidades de conservação do litoral norte do Paraná. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 02, p. 613–629, 2020. Disponível em: <<https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbge/article/view/242899>>. Acesso em: 12/8/2020.

PAZ, O. L. S.; PAULA, E. V. PLANÍCIE DO RIO JACAREÍ APÓS OS MOVIMENTOS DE MASSA DE 2011: CONSIDERAÇÕES A PARTIR DA ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE TRINCHEIRA E MUDANÇAS DO CANAL. **Revista Cerrados**, v. 19, n. 1, p. 83–99, 2021. Disponível em: <<https://www.periodicos.unimontes.br/index.php/cerrados/issue/view/273>>. Acesso em: 11/5/2022.

PETERSEN, J. F.; SACK, D.; GABLER, R. E. **Fundamentos de Geografia Física**. 1º ed. São Paulo: Cengage Learning, 2014.

PICANÇO, J.; FACCURI, G. G.; TANAKA, H. S.; GUIMARÃES, P. Análise de suscetibilidade à ocorrência de escorregamento tipo fluxo com o uso da morfometria: casos na Serra do Mar Paranaense. Anais do 16º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental. **Anais...** . p.10, 2018. São Paulo. Disponível em: <[http://www.schenautomacao.com.br/cbge/envio/files/trabalho\\_182.pdf](http://www.schenautomacao.com.br/cbge/envio/files/trabalho_182.pdf)>. Acesso em: 11/5/2022.

PICANÇO, J. L.; NUNES, L. H. A severe convective episode triggered by accumulated precipitation in the coast of Paraná state, Brazil, 2013. In: European Conference on Severe Storms, 7. p. 3-7. Disponível em: <[https://www.researchgate.net/publication/305699009\\_A\\_Severe\\_convective\\_episode\\_triggered\\_by\\_accumulated\\_precipitation\\_in\\_the\\_coast\\_of\\_Parana\\_State\\_Brazil](https://www.researchgate.net/publication/305699009_A_Severe_convective_episode_triggered_by_accumulated_precipitation_in_the_coast_of_Parana_State_Brazil)>. Acesso em: 15/5/2020.

PINTO, R. C.; PASSOS, E.; CANEPARO, S. C. Classificação dos movimentos de massa ocorridos em março de 2011 na Serra da Prata, Estado do Paraná. **Geingá: Revista do Programa de Pós-Graduação em Geografia**, v. 4, n. 1, p. 3–27, 2012. Disponível em: <<https://periodicos.uem.br/ojs/index.php/Geingá/article/view/49152>> Acesso em: 12/8/2020.

PINTO, R. C.; PASSOS, E.; CANEPARO, S. C. Movimentos de Massa como Processos Naturais de Evolução das Encostas, Estudo de Caso: Bacia do Rio Jacareí, Municípios de Morretes e Paranaguá–PR. **Geingá: Revista do Programa de Pós-Graduação em Geografia**, v. 6, n. 1, p. 23–45, 2014. Disponível em: <<http://periodicos.uem.br/ojs/index.php/Geingá/article/download/49239/751375140389>>. Acesso em: 12/8/2020.

- PINTO, R.; PASSOS, E.; CANEPARO, S. Mapeamento de suscetibilidade aos movimentos de massa com uso da Avaliação Multicritério pelo método da Média Ponderada Ordenada/Mapping of susceptibility to mass movements using the (...). **Caderno de Geografia**, v. 25, n. 43, p. 116–143, 2015. Disponível em: <<http://periodicos.pucminas.br/index.php/geografia/article/view/8276>>. Acesso em: 11/5/2022.
- REGMI, N. R.; GIARDINO, J. R.; MCDONALD, E. V.; VITEK, J. D. A Review of Mass Movement Processes and Risk in the Critical Zone of Earth. In: J. R. Giardino; C. Houser (Orgs.); , *Developments in Earth Surface Processes*. v. 19, p.319–362, 2015. Elsevier. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444633699000112>>. Acesso em: 11/5/2022.
- REZENDE, C. L.; SCARANO, F. R.; ASSAD, E. D.; et al. From hotspot to hopespot: An opportunity for the Brazilian Atlantic Forest. **Perspectives in ecology and conservation**, v. 16, n. 4, p. 208–214, 2018. Elsevier. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2530064418301317#bib0090>>. Acesso em: 12/8/2020.
- RODRIGUES, L. F.; CAVALIN, P.; FRANCI, L. C.; et al. Recurrent landslides affect the functional beta diversity of a megadiverse tropical forest. **Plant Ecology & Diversity**, v. 10, n. 5–6, p. 483–493, 2017. Taylor & Francis.
- ROSS, J. L. S.; FIERZ, M. DE S. M. A Serra do Mar e a Planície Costeira em São Paulo: morfogênese, morfodinâmica e as suas fragilidades. **Boletim Paulista de Geografia**, , n. 100, p. 17–38, 2018.
- RUPNIK, E.; DAAKIR, M.; PIERROT DESEILLIGNY, M. MicMac – a free, open-source solution for photogrammetry. **Open Geospatial Data, Software and Standards**, v. 2, n. 1, p. 14, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1186/s40965-017-0027-2>>. Acesso em: 11/5/2022.
- RUPP, I.; CARRIEL, P.; MILAN, P. Ferrovia que liga Curitiba ao Litoral do PR está interdita. **Gazeta do Povo**, 12. mar. 2011. Curitiba. Disponível em: <<https://www.gazetadopovo.com.br/vida-e-cidadania/ferrovia-que-liga-curitiba-ao-litoral-do-pr-esta-interditada-e1n8rg2xmiyj8wpj0pin4k4em/>>. Acesso em: 11/5/2022.
- RUTKIEWICZ, P.; GAWIOR, D. Natural and anthropogenic indicators of fluvial system changes, the Bobrza Valley (Holy Cross Mts) as an example. **Contemporary Trends in Geoscience**, v. 5, p. 46–60, 2016. Disponível em: <<http://yadda.icm.edu.pl/yadda/element/bwmeta1.element.baztech-9ec23db7-1664-45cb-a9fe-19cb846cd7d1>>. Acesso em: 12/8/2020.
- RUTYNA, B. B.; SOARES, C. R.; WROBLEWSKI, C. A.; PAULA, E. V. DE. Assoreamento nas baías de Antonina e de Paranaguá – PR: análise integrada das áreas fontes de sedimentação e obras de dragagem. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, n. 2, p. 676–693, 2021. Disponível em: <<https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/view/248363>>. Acesso em: 15/8/2021.
- SANTOS, E. G.; NEGRÃO, P.; SOTHE, C.; GERENTE, J.; MIGUEL, B. H. DETECÇÃO DE MUDANÇAS EM CICATRIZES DE MOVIMENTOS DE MASSA NA SERRA DO MAR PARANAENSE A PARTIR DA DIFERENÇA DE VALORES DE ÍNDICE DE VEGETAÇÃO NDVI. Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Cartografia. **Anais...**, 2017. Rio de Janeiro.
- SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; DOS ANJOS, L. H. C.; et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5º ed. Brasília: Embrapa, 2018.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M.; et al. **Hidrometria Aplicada**. 1º ed. Curitiba: Editora CEHPAR, 2001.

SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, N. V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e Geomorfologia da Planície Aluvial do Rio Ivaí em seu Curso Inferior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, n. 1, p. 23–34, 2008. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/98/92>>. Acesso em: 12/8/2020.

SANTOS, P. Z. F.; CROUZEILLES, R.; SANSEVERO, J. B. B. Can agroforestry systems enhance biodiversity and ecosystem service provision in agricultural landscapes? A meta-analysis for the Brazilian Atlantic Forest. **Forest Ecology and Management**, v. 433, p. 140–145, 2019. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S037811271831332X>>. Acesso em: 12/8/2020.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7º ed. Vicoça: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.

SANTOS, T. T.; KOENIGKAN, L. V. Produção de ortomapas com VANTs e OpenDroneMap. **Embrapa Informática Agropecuária-Circular Técnica (INFOTECA-E)**, 2018. Campinas: Embrapa Informática Agropecuária, 2018. Disponível em: <[https://www.researchgate.net/profile/Luciano\\_Koenigkan/publication/329782007\\_Producao\\_de\\_ortomapas\\_com\\_VANTs\\_e\\_OpenDroneMap/links/5c1a4b8e458515a4c7e9c4bf/Producao-de-ortomapas-com-VANTs-e-OpenDroneMap.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Luciano_Koenigkan/publication/329782007_Producao_de_ortomapas_com_VANTs_e_OpenDroneMap/links/5c1a4b8e458515a4c7e9c4bf/Producao-de-ortomapas-com-VANTs-e-OpenDroneMap.pdf)>. Acesso em: 11/5/2022.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.

SECCHI, M. I.; JASPER, A. Simulação teórica para alternativa de Sistema Agroflorestal para a região do Vale do Taquari, Rio Grande do Sul, Brasil. **ESTUDO & DEBATE**, v. 15, p. 99–110, 2008. Disponível em: <[https://d1wqtxts1xzle7.cloudfront.net/39783352/Simulao\\_terica\\_para\\_alternativa\\_de\\_siste20151107-12837-1kxgjb.pdf?1446932723=&response-content-disposition=inline%3B+filename%3DSimulacao\\_teorica\\_para\\_alternativa\\_de\\_si.pdf&Expires=1597183104&Signature=VRYp6](https://d1wqtxts1xzle7.cloudfront.net/39783352/Simulao_terica_para_alternativa_de_siste20151107-12837-1kxgjb.pdf?1446932723=&response-content-disposition=inline%3B+filename%3DSimulacao_teorica_para_alternativa_de_si.pdf&Expires=1597183104&Signature=VRYp6)>. Acesso em: 12/8/2020.

SILVA, J. L. C.; VIDAL, C. A. S.; BARROS, L. M.; FREITA, F. R. V. Aspectos da degradação ambiental no Nordeste do Brasil. **Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental**, v. 7, n. 2, p. 180–191, 2018. Disponível em: <[http://www.portaldeperiodicos.unisul.br/index.php/gestao\\_ambiental/article/view/6206](http://www.portaldeperiodicos.unisul.br/index.php/gestao_ambiental/article/view/6206)>. Acesso em: 12/8/2020.

SILVA, J. M. F. DA; SANTOS, L. J. C. CARACTERIZAÇÃO E CARTOGRAFIA EM ESCALA DE DETALHE DAS FEIÇÕES FLUVIAIS DERIVADAS DO RIO PEQUENO, ANTONINA-PR. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 34, 2015. Curitiba. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/40053>>. Acesso em: 11/5/2022.

SILVEIRA, C. T. DA; FIORI, A. P.; FERREIRA, A. M.; et al. Emprego de atributos topográficos no mapeamento da susceptibilidade a processos geoambientais na bacia do rio Jacareí, Paraná. **Sociedade & Natureza**, 2013. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/sociedadnatureza/article/view/21016>>. Acesso em: 12/8/2020.

SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; FERREIRA, A. M.; et al. ANÁLISE DO FATOR DE SEGURANÇA DA ESTABILIDADE DAS VERTENTES NA BACIA DO RIO JACAREÍ, SERRA DO MAR PARANAENSE. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 3, 2013. Disponível em: <<http://lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/224>>. Acesso em: 12/8/2020.

SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; SCHILIPACK, P.; DIAS, S. M. Mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar Paranaense apoiado na análise digital do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 2014. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/366>>. Acesso em: 12/8/2020.

SILVEIRA, R. M. P. **PROPOSTA METODOLÓGICA PARA MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO COM USO DA ANÁLISE DIGITAL DO RELEVO NO ESTADO DO PARANÁ**, 2019. Tese (Doutorado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra, Curitiba: Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <<https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/60699>>. Acesso em: 11/5/2022.

SILVEIRA, R. M. P.; OLIVEIRA, F. A. DE; NEUMAN, G. ANÁLISE MORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DO RIO CUBATÃO, EM JOINVILLE (SC), NO PERÍODO ENTRE 1938 E 2015: IMPACTO DE BARRAGEM NA MORFODINÂMICA FLUVIAL. **Caminhos da Geografia (UFU. Online)**, v. 21, p. 1–15, 2020. Disponível em: <<https://seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/42607>>. Acesso em: 12/8/2020.

SORDI, M. V.; VARGAS, K. B.; FORTES, E. MECANISMOS CONTROLADORES DO REARRANJO FLUVIAL: O CASO DA CAPTURA DO RIBEIRÃO LAÇADOR PELO RIBEIRÃO LAÇADORZINHO, FAXINAL, PR. **Revista Continentes**, , n. 12, 2018. Disponível em: <<https://www.revistacontinentes.com.br/index.php/continentes/article/view/184>>. Acesso em: 11/5/2022.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. CENÁRIOS EVOLUTIVOS DA CONECTIVIDADE DA PAISAGEM EM AMBIENTE SEMIÁRIDO–BACIA DO RIACHO DO SACO, SERRA TALHADA, PERNAMBUCO EVOLUTION SCENARIOS OF LANDSCAPE CONNECTIVITY IN SEMIARID ENVIRONMENT–SACO CREEK WATERSHED, SERRA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020. Disponível em: <<https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/1529>>. Acesso em: 11/5/2022.

SOUZA, P. A.; MARÇAL, M. S. Hidrossedimentologia e conectividade do Rio Macaé, norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Geo UERJ**, , n. 27, p. 176–201, 2015.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Processo fluvial de transporte e sedimentação. **Geomorfologia fluvial**. 1º ed, p.103–154, 2017a. São Paulo: Oficina de Textos.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Planície de Inundação. **Geomorfologia fluvial**. 1º ed, p.197–225, 2017b. São Paulo: Oficina de Textos.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. 1º ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2017c.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Blücher, 1973.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. 1º ed. São Paulo: Blucher, 2003.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**. 2º ed. Florianópolis: Editora da UFSC: Editora UFPR, 1990.

SWINNEN, W.; DANIËLS, T.; MAURER, E.; BROOHAERTS, N.; VERSTRAETEN, G. Geomorphic controls on floodplain sediment and soil organic carbon storage in a Scottish mountain river. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 1, p. 207–223, 2020. Wiley Online Library. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/esp.4729>>. Acesso em: 11/5/2022.

TEIXEIRA, M. DA S.; SATYAMURTY, P. Trends in the Frequency of Intense Precipitation Events in Southern and Southeastern Brazil during 1960–2004. **Journal of Climate**, v. 24, n. 7, p. 1913–1921, 2011. Boston MA, USA: American Meteorological Society. Disponível em:

- <<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/24/7/2011jcli3511.1.xml>>. Acesso em: 11/5/2022.
- THAYER, J. B.; ASHMORE, P. Floodplain morphology, sedimentology, and development processes of a partially alluvial channel. **Geomorphology**, v. 269, p. 160–174, 2016. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X16305256>>. Acesso em: 13/4/2021.
- THOURET, J.-C.; ANTOINE, S.; MAGILL, C.; OLLIER, C. Lahars and debris flows: Characteristics and impacts. **Earth-Science Reviews**, v. 201, p. 103003, 2020. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825219302302>>. Acesso em: 11/5/2022.
- TOMAZZOLI, E. R. Caracterização geológico-geomorfológica dos movimentos de massa ocorridos no vale do Itajaí (Estado de Santa Catarina): Brasil: em novembro de 2008. Disponível em: <<https://ucdigitalis.uc.pt/pombalina/item/71936>>. Acesso em: 12/8/2020.
- TRISTA L. THORNBERRY-EHRLICH. River Systems and Fluvial Landforms. , 2022. Disponível em: <<https://www.nps.gov/subjects/geology/fluvial-landforms.htm>>. Acesso em: 11/5/2022.
- UDAWATTA, R. P.; RANKOTH, L.; JOSE, S. Agroforestry and biodiversity. **Sustainability**, v. 11, n. 10, p. 2879, 2019. Multidisciplinary Digital Publishing Institute. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2071-1050/11/10/2879/htm>>. Acesso em: 12/8/2020.
- VANESKI FILHO, E.; TORRES, K. I. ESTADO DE INJUSTIÇA E CONFLITO SOCIOAMBIENTAL: O CASO DO ACAMPAMENTO JOSÉ LUTZENBERGER. **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 46, n. 2, p. 88–100, 2019. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/58105>>. Acesso em: 12/8/2020.
- VANHONI, F.; MENDONÇA, F. O clima do litoral do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3, p. 49–63, 2008. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/25423/17042>>. Acesso em: 12/8/2020.
- VIEIRA, B. C.; GRAMANI, M. F. Serra do Mar: the most “tormented” relief in Brazil. **Landscapes and landforms of Brazil**. p.285–297, 2015. Springer.
- VITTE, A. C. A construção da geomorfologia no Brasil. **Revista brasileira de geomorfologia**, v. 12, 2012. Disponível em: <<https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/262>>. Acesso em: 11/5/2022.
- WALKER, R. G.; CANT, D. J. Sandy fluvial systems. **Facies models**, v. 1, p. 71–89, 1984. Geosci. Can., Repr. ser.
- WANG, B.; LI, Y.; LIU, D.; LIU, J. Debris flow density determined by grain composition. **Landslides**, v. 15, n. 6, p. 1205–1213, 2018. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-017-0912-x#:~:text=Debris flow materials satisfy a,fine and coarse grain content.>>. Acesso em: 11/5/2022.
- XAVIER, R. **A utilização do vant em levantamentos ambientais**, 2013. Monografia (Especialização em Análise Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Curitiba: Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <<https://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/52180/R - E - RODRIGO XAVIER.pdf?sequence=1&isAllowed=y>>. Acesso em: 11/5/2022.
- YANG, T.; LI, Y.; ZHANG, Q.; JIANG, Y. Calculating debris flow density based on grain-size distribution. **Landslides**, v. 16, n. 3, p. 515–522, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10346-018-01130-2>>. Acesso em: 11/5/2022.

YUILL, B. T.; KHADKA, A. K.; PEREIRA, J.; ALLISON, M. A.; MESELHE, E. A. Morphodynamics of the erosional phase of crevasse-splay evolution and implications for river sediment diversion function. **Geomorphology**, v. 259, p. 12–29, 2016. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X16300356>>. Acesso em: 11/5/2022.

ZAI, C.; GRASSO, L.; DA SILVEIRA, C. T.; GUARNIERI, D. P. IMPACTOS SOCIOAMBIENTAIS POR MOVIMENTOS DE MASSA NA COMUNIDADE DE FLORESTA, REGIÃO DA SERRA DO MAR PARANAENSE. **Caminhos de Geografia**, v. 18, n. 61, p. 19–32, 2017. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/33245>>. Acesso em: 12/8/2020.

ZAPATA, R.; SIMIANO, L. F.; PINHEIRO, E. G. O EVENTO ÁGUAS DE MARÇO E SUA AVALIAÇÃO DE DANOS E PERDAS. In: E. G. Pinheiro; F. F. F. Pedroso (Orgs.); **CONSTRUINDO UM ESTADO RESILIENTE: O MODELO PARANAENSE PARA A GESTÃO DO RISCO DE DESASTRES**. 1º ed, p.34–51, 2016. Curitiba: CEPED/FUNESPAR. Disponível em: <<http://www.ceped.pr.gov.br/arquivos/File/ContruindoEstadoResiliente.pdf>>. Acesso em: 11/5/2022.

ZERI, M.; S. ALVALÁ, R. C.; CARNEIRO, R.; et al. Tools for Communicating Agricultural Drought over the Brazilian Semiarid Using the Soil Moisture Index. **Water** , 2018.

ZHAO, Y.; ZOU, X.; LIU, Q.; et al. Assessing natural and anthropogenic influences on water discharge and sediment load in the Yangtze River, China. **Science of the Total Environment**, v. 607, p. 920–932, 2017. Elsevier. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969717317059?via%3Dihub>>. Acesso em: 12/8/2020.

**APÊNDICE 1 – QUADRO SÍNTESE E FICHAS DE CAMPO DOS PONTOS  
AMOSTRAIS UTILIZADOS NA ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA**

<b>Identificador</b>	<b>Unidade morfoestratigráfica</b>	<b>Data do campo</b>	<b>Coord. X*</b>	<b>Coord. Y*</b>
TD1	Planície de inundação distal	21/10/2020	-48,6926	-25,5562
TD2	Barra fluvial inativa	22/09/2020	-48,6982	-25,5605
TD3	Leito anastomosado inativo	22/09/2020	-48,6989	-25,5602
TD4	Planície de inundação soterrada – trecho montante	22/09/2020	-48,7035	-25,5617
TD5	Planície de inundação soterrada – trecho médio	14/10/2019	-48,6952	-25,5513
TD6	Planície de inundação soterrada – trecho jusante	23/10/2020	-48,6925	-25,5522
TR1	Terraço I	19/12/2019	-48,7039	-25,5674
TR2	Terraço II	10/09/2019	-48,7026	-25,5658
TR3	Leque de blocos	23/10/2020	-48,6996	-25,5638
TR4	Crevasse splay	23/10/2020	-48,6934	-25,5466
TR5	Planície de inundação soterrada – trecho jusante	22/09/2020	-48,6915	-25,5430
TR6	Planície de inundação proximal	22/09/2020	-48,6999	-25,5630
* Coordenadas obtidas pelo aparelho GNSS Garmin Etrex 10 (GPS + GLONNAS) – SIRGAS 2000.				

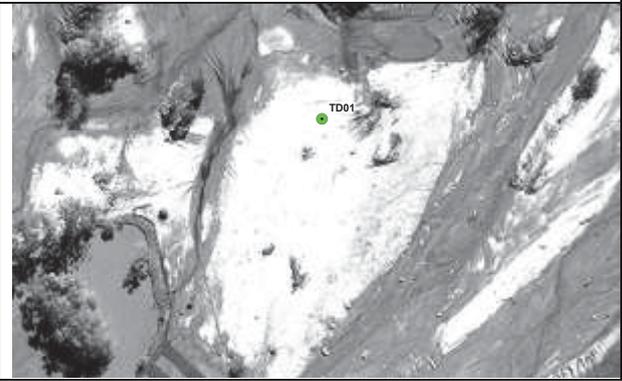
Ficha de coleta – Ponto TD 1		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
21/10/2020	-48,6926 / -25,5562	21 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 12	Arenoso em estrutura maciça de cor brunada e com raízes	Bruno (10YR 4/3)	Sm (r)
2	12 até 25	Arenoso em estrutura maciça de cor brunada	Bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4)	Sm
3	25 até 50	Finos em estrutura maciça acinzentado com mosqueado	Cinzeno-claro (10YR 7/1)	Fsm (p)
4	50 até 120	Finos em estrutura maciça acinzentado	Cinzeno-esverdeado (GLEY 6/1 10Y)	Fsm

Ficha de coleta – Ponto TD 2		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6982 / -25,560	16 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 18	Arenoso em estrutura maciça e cor amarelada escura	Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 7/4)	Sm
2	18 até 53	Arenoso em estrutura maciça e cor amarelada clara	Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 8/4)	Sm
3	53 até 69	Arenoso em estrutura maciça e cor amarelada muito clara	Amarelo-claro-acinzentado (5Y 8/3)	Sm
4	69 até 102	Arenoso em estrutura maciça e cor amarelada muito clara com fragmentos de troncos	Amarelo-claro-acinzentado (5Y 8/)	Sm (r)
5	102 até 125	Finos maciço de cor acinzentada com raízes e fragmentos de troncos	Cinzeno-claro (5Y 7/1)	Fr
6	125 até 140	Finos maciço de cor acinzentada	Cinzeno (5Y 6/1)	Fsm

Ficha de coleta – Ponto TD 3		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6989 / -25,5602	16 m



Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 23	Arenoso e finos em estrutura maciça.	Amarelo-claro-acinzentado (5Y 7/4)	Sm
2	23 até 34	Arenoso e finos em estrutura maciça.	Cinzeno-claro (2.5Y 7/2)	Sm
3	34 até 45	Arenoso e finos em estrutura maciça.	Amarelo-claro-acinzentado (5Y 8/2)	Sm
4	45 até 54	Arenoso e finos em estrutura maciça.	Cinzeno-claro (2.5Y 7/2)	Sm
5	54 até 70	Finos em estrutura maciça com presença de raízes.	Cinzeno-brunado-claro (2.5Y 6/2)	Fr
6	70 até 80	Finos em estrutura maciça com mosqueados.	Cinzeno (2.5Y 6/1)	Fsm (p)
7	80 até 120	Arenoso em estrutura maciça	Amarelo-claro-acinzentado (5Y 7/3)	Sfm

Ficha de coleta – Ponto TD 4		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,7035 / -25,5617	19 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 7	Arenoso em estrutura maciça.	Oliva-claro-acinzentado (5Y 6/4)	Sm
2	7 até 12	Finos em estrutura maciça.	Cinzeno-claro (5Y 7/2)	Fsm
3	12 até 51	Arenoso em estrutura maciça.	Cinzeno-claro (2.5Y 7/2)	Sm
4	51 até 65	Arenoso em estrutura maciça.	Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 7/4)	Sm
5	65 até 72	Arenoso em estrutura maciça de cor escura com presença de raízes.	Bruno-acinzentado (10YR 5/2)	Sm (r)
6	72 até 91	Finos em estrutura maciça de cor acinzentada.	Cinzeno-bruno-claro (10YR 6/2)	Fsm
7	91 até 120	Finos em estrutura maciça de cor acinzentada com mosqueado.	Cinzeno-esverdeado (GLE Y1 6/1 10Y)	Fsm (p)

Ficha de coleta – Ponto TD 5		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
14/10/2019	-48,6952 / -25,5513	12 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 55	Arenoso em estrutura maciça	Bruno-claro (7.5YR 6/4)	Sm
2	55 até 73	Finos em estrutura maciça e cor cinza com raízes	Cinzentos-brunado-claro (10YR 6/2)	Fr
3	73 até 93	Finos em estrutura maciça	Bruno-amarelado-claro (10YR 6/4)	Fsm
4	93 até 110	Finos em estrutura maciça	Bruno-muito claro-acinzentado (10YR 7/4)	Fsm
5	110 até 120	Finos em estrutura maciça	Bruno-amarelado-claro (2.5Y 6/4)	Fsm

Ficha de coleta – Ponto TD 6		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
23/10/2020	-48,6925 / -25,5522	21 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 5	Arenoso em estrutura maciça	Cinzeno-claro (10YR 6/3)	Sm
2	5 até 55	Arenoso em estrutura maciça	Bruno-claro (7YR 6/3)	Sm
3	55 até 70	Finos em estrutura maciça com raízes	Bruno (10 YR 4/3)	Fr
4	70 até 120	Finos em estrutura maciça de cor acinzentada	Cinzeno-esverdeado (GLEY 2 6/1 5BG)	Fsm

Ficha de coleta – Ponto TR 1		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
19/12/2019	-48,7039 / -25,5674	28 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell – seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	-	Seixos embricados suportados entre si com orientação geral noroeste	-	Gcm

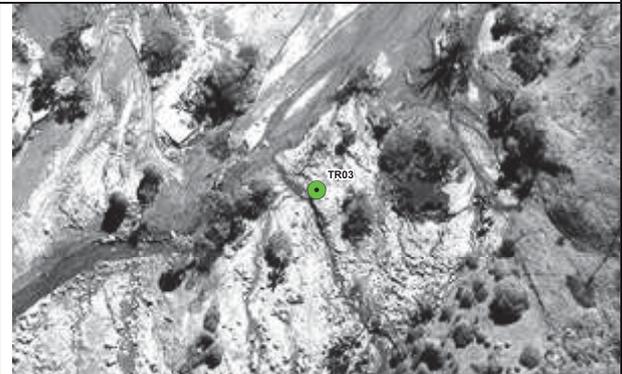
Ficha de coleta – Ponto TR 2		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
10/09/2019	-48,7026 / -25,5658	18 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 35	Grânulos suportado por matriz arenosa levemente gradacional. Cor avermelhada	Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 7/3)	Gmm
2	35 até 60	Arenoso em estrutura maciça e cor amarelo escurecido	Amarelo (10YR 7/2)	Sm (r)
3	60 até 65	Arenoso em estrutura maciça e cor avermelhada	Bruno-amarelado-claro (2.5Y 6/3)	Sm
4	65 até 150	Arenoso em estrutura maciça e cor amarelada	Amarelo (5Y 7/6)	Sm
5	50 até 220	Arenoso amarelada com estratificação cruzada acanalada	Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 7/3)	St
6	220 até 240	Arenoso em estrutura maciça de cor avermelhada	Rosado (7.5YR 7/4)	Sm
7	240 até 260	Grânulos em estrutura maciça de cor amarelada	Bruno-amarelado-claro (2.5Y 6/4)	Gmm

Ficha de coleta – Ponto TR 3		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
23/10/2020	-48,6996 / -25,5638	22 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 60	Grânulos suportado por matriz arenosa levemente gradacional. Cor avermelhada	Amarelo (2.5YR 7/8)	Gmm
2	60 até 110	Grânulos suportado por matriz arenosa em estrutura maciça	Amarelo (10YR 7/4)	Gmm
3	110 até 130	Arenoso em estrutura maciça com presença de mosqueados. Cor Acinzentada.	Cinza-esverdeado-claro (GLE Y1 7/10Y)	Sm (p)
4	130 até 200	Arenoso e finos em estrutura maciça. Cor Acinzentada.	Cinza-esverdeado-claro (GLE Y1 7/5GY)	Sm
5	200 até 240	Finos em estrutura maciça. Cor Acinzentada.	Cinzento-azulado-claro (GLE Y2 7/5BP)	Fsm

Ficha de coleta – Ponto TR 4		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
23/10/2020	-48,6934 / -25,5466	10 m



Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 63	Arenoso inversamente gradacional.	Amarelo-claro-acinzentado (5Y 7/3)	Sm (i)
2	63 até 92	Arenoso com estratificação cruzada acanalada. Cor acinzentada.	Cinzeno-oliváceo-claro (5Y 6/2)	St
3	92 até 112	Arenoso e finos em estrutura maciça com presença de raízes. Cor Acinzentada.	Cinzeno-claro (10 YR 7/1)	Sm (r)
4	112 até 122	Arenoso e finos em estrutura maciça. Cor Acinzentada.	Cinzeno-rosado (7.5 YR 7/2)	Sm
5	122 até 148	Finos em estrutura maciça. Cor Acinzentada.	Cinzeno-azulado (GLEY 2 6/5BG)	Fsm
6	148 até 170	Finos em estrutura maciça. Cor Acinzentada	Cinzeno-azulado-claro (GLEY 2 7/10B)	Fsm

Ficha de coleta – Ponto TR 5		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
23/10/2020	-48,6915 / -25,5430	9 m



Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 10	Fino de cor escura com raízes.	Vermelho-claro-acinzentado (10R 6/3)	Fr
2	10 até 43	Arenoso e finos em estrutura maciça.	Bruno-muito claro-acinzentado (10YR 7/4)	Sm
3	43 até 50	Arenoso e finos em estrutura maciça.	Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 8/3)	Sm
4	50 até 65	Finos em estrutura maciça com raízes.	Cinzeno-brunado-claro (10YR 6/2)	Fr
5	65 até 87	Finos em estrutura maciça com mosqueado.	Cinzeno-claro (2.5Y 7/2)	Fsm (p)
6	87 até 118	Finos em estrutura maciça.	Rosado (7.5YR 7/3)	Fsm
7	118 até 155	Arenoso em estrutura maciça	Bruno-avermelhado-claro (5YR 6/3)	Sm

Ficha de coleta – Ponto TR 6		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6999 / -25,5630	18 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

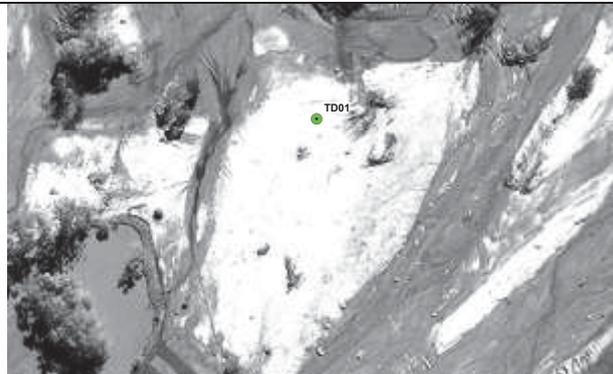
Descrição das fácies estratigráficas				
Posição	Profundidade	Descrição	Cor (Munsell - seco)	Classificação (Miall, 1996; 2016)
1	0 até 10	Arenoso de cor clara em estrutura maciça.	Bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/3)	Sm
2	10 até 45	Arenoso de cor mais escura em estrutura maciça.	Bruno-amarelado-claro (10YR 7/3)	Sm
3	45 até ...	Seixos sustentados entre si	-	Gmm

**APÊNDICE 2 – LISTA DOS PONTOS AMOSTRAIS UTILIZADOS NA ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E FICHAS DE CAMPO**

<b>Identificador</b>	<b>Coord. X*</b>	<b>Coord. Y*</b>
P-01	-48,6983	-25,5604
P-02	-48,6966	-25,5598
P-03	-48,6969	-25,5597
P-04	-48,6988	-25,5603
P-05	-48,6975	-25,5597
P-06	-48,6934	-25,5466
P-07	-48,7035	-25,5617
P-08	-48,6952	-25,5513
P-09	-48,6925	-25,5522
P-10	-48,7008	-25,5639
P-11	-48,7004	-25,5523
P-12	-48,6960	-25,5458
P-13	-48,6937	-25,5436
P-14	-48,6906	-25,5417
P-15	-48,6915	-25,5436
P-16	-48,6893	-25,5446
P-17	-48,6925	-25,5563
P-18	-48,6981	-25,5557
P-19	-48,7038	-25,5646

\* Coordenadas obtidas pelo aparelho GNSS Garmin Etrex 10 (GPS + GLONNAS) – SIRGAS 2000.  
Trabalhos de campo realizados entre 2019 e 2020.

Ficha de coleta – Ponto P-01		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6983 / -25,5604	16 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Arenoso em estrutura maciça		Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 8/4)		0,9%		Areia franca	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0,55	2,5	44,87	20,48	11,55	18,5	1,55
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
2,64	Areia fina	1,66	Pobremente selecionado	0,56	Muito positiva	1,11	Mesocúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Sub-anguloso				Baixa			

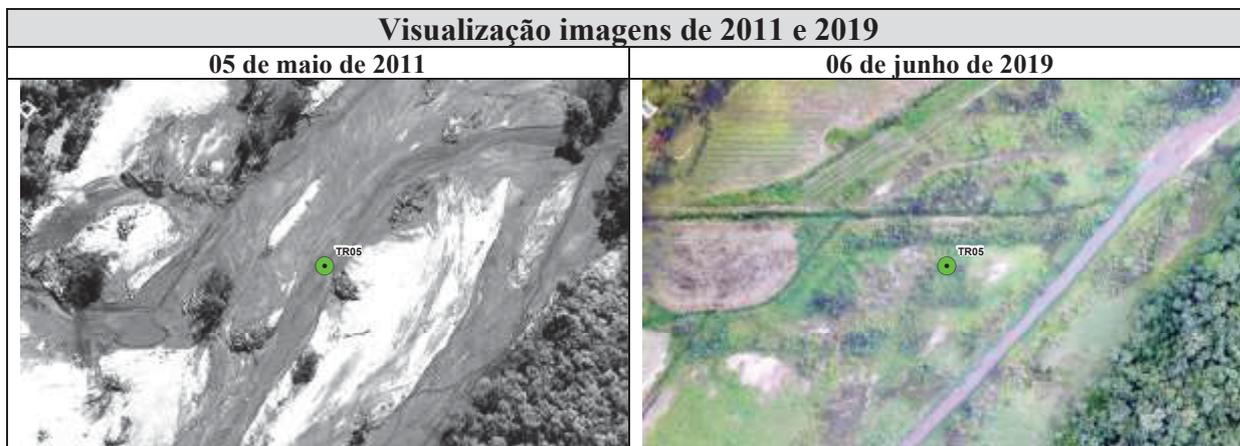
Ficha de coleta – Ponto P-02		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6966 / -25,5598	16 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

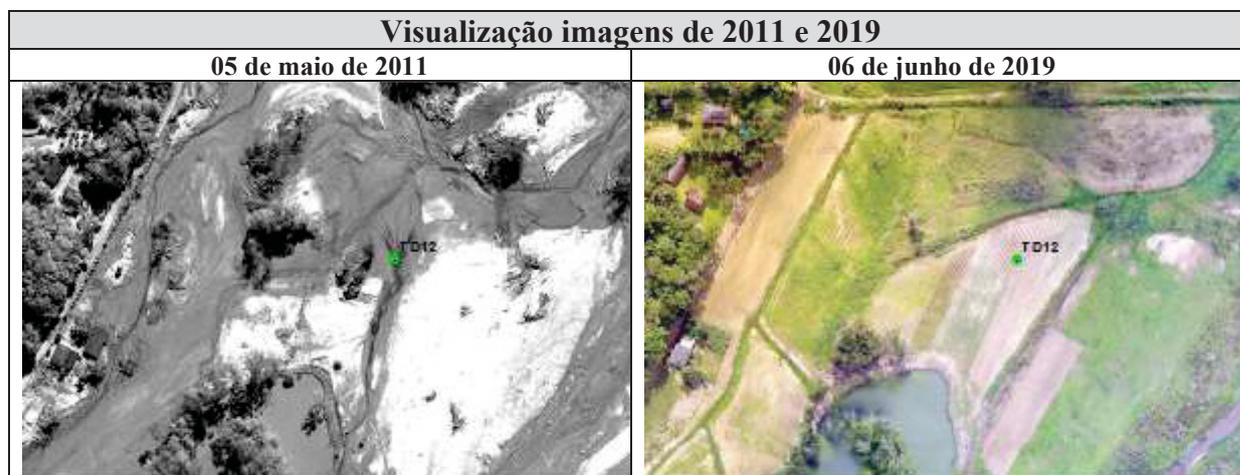
Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Arenoso em estrutura maciça		Amarelo-claro-acinzentado (5Y 8/2)		1,2		Areia franca	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	1,2	3,25	47,58	21,08	9,43	16,26	1,2
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
2,48	Areia fina	1,60	Pobremente selecionado	0,59	Muito positiva	1,30	Leptocúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Sub-anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-03		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6969 / -25,5597	16 m



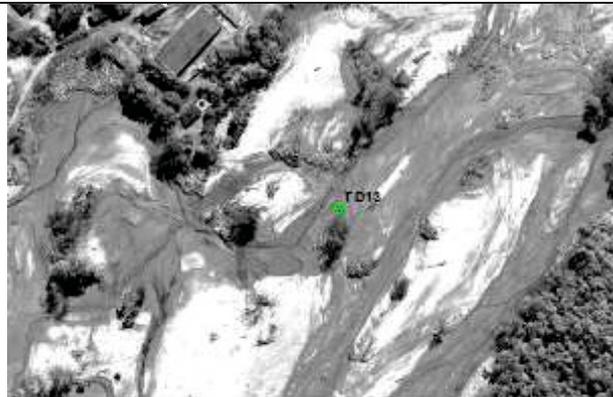
Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Arenoso em estrutura maciça		Amarelo-claro-acinzentado (5Y 8/2)		1,2		Areia franca	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
1,22	6,03	23,96	32,17	9,73	5,95	18,03	2,9
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
2,28	Areia fina	2,29	Muito pobremente selecionado	0,48	Muito positiva	1,22	Leptocúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-04		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6988 / -25,5603	16 m



Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Arenoso em estrutura maciça		Bruno muito claro-acinzentado (10YR 8/4)		1,2%		Areia franca	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
5,54	0,9	3,29	32,5	20,9	15,15	19,76	1,95
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
2,74	Areia fina	2,04	Muito pobremente selecionado	0,24	Positiva	1,37	Leptocúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-05		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6975 / -25,5597	16 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Arenoso em estrutura maciça		Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 8/2)		1,1%		Areia franca	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	1,16	32,28	42,07	10,96	13,2	0,33
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
2,54	Areia fina	1,30	Pobremente selecionado	0,33	Muito positiva	1,55	Muito leptocúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-06		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6975 / -25,5597	16 m



Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Arenoso com estrutura inversamente gradacional		Amarelo-claro-acinzentado (5Y 7/3)		1,2		Areia franca	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	6,98	10,78	27,31	12,67	9,83	26,84	5,59
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
3,09	Areia muito fina	2,57	Muito pobremente selecionado	0,38	Muito positiva	0,95	Mesocúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-07		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,7035 / -25,5617	19 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Arenoso com estrutura maciça		Cinza-claro (2.5Y 7/2)		2%		Franco arenoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	1,01	8,34	31,01	10,61	8,66	33,15	7,22
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
3,61	Areia muito fina	2,56	Muito pobremente selecionado	0,38	Muito positiva	0,77	Platicúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-08		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
14/10/2019	-48,6952 / -25,5513	12 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Arenoso em estrutura maciça		Bruno-claro (7.5YR 6/4)		2,1%		Franco arenoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
10,12	0,56	14,08	34,71	5,11	5,31	24,65	5,46
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
2,71	Areia fina	2,71	Muito pobremente selecionado	0,50	Muito positiva	0,93	Mesocúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Muito anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-09		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
14/10/2019	-48,6925 / -25,5522	16 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Arenoso em estrutura maciça		Bruno-claro (7.5YR 6/4)		1,6%		Franco arenoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
7,35	1,2	12,25	38,58	6,42	6,39	22,86	4,95
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
2,69	Areia fina	2,59	Muito pobremente selecionado	0,49	Muito positiva	1,05	Mesocúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-10		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
21/09/2020	-48,7008 / -25,5639	18 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Arenoso em estrutura maciça		Bruno-amarelado-claro (10YR 7/3)		0,8		Areia	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	5,56	10,95	29,42	11,61	10,53	27,52	4,41
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
3,04	Areia muito fina	2,42	Muito pobremente selecionado	0,40	Muito positiva	0,95	Mesocúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Anguloso				Baixa			

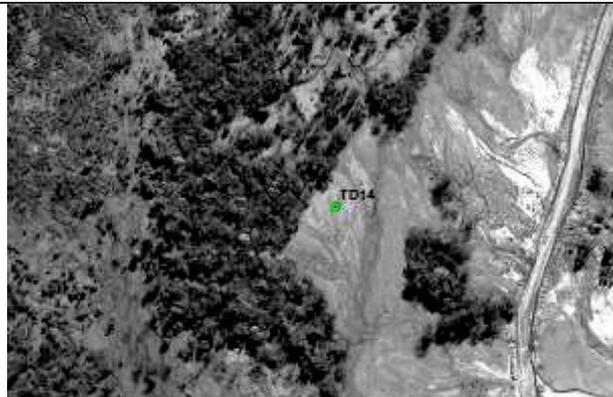
Ficha de coleta – Ponto P-11		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
14/10/2019	-48,7004 / -25,5523	17 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Arenoso em estrutura maciça		Bruno-amarelado-claro (10YR 7/3)		2,2%		Franco arenoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	2,73	24,41	22,29	14,51	30	6,06
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
3,63	Areia muito fina	2,27	Muito pobremente selecionado	0,41	Muito positiva	0,90	Platicúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Muito anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-12		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
14/10/2019	-48,6960/ -25,5458	14 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Arenoso em estrutura maciça		Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 7/4)		0,9%		Franco arenoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	0,6	20,14	37,3	13,24	24,08	4,64
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
3,42	Areia muito fina	2,00	Muito pobremente selecionado	0,51	Muito positiva	1,17	Leptocúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Muito anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-13		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
22/09/2020	-48,6937 / -25,5436	8 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Arenoso em estrutura maciça		Cinza-oliváceo-claro (5Y 6/2)		1,8%		Franco arenoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	0	3,03	29,13	23,97	37,87	6
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
4,19	Silte grosso	1,91	Pobremente selecionado	0,40	Muito positiva	0,93	Mesocúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Muito anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-14		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
21/09/2020	-48,6906 / -25,5417	10 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Finos em estrutura maciça		Amarelo-claro-acinzentado (2.5Y 7/4)		2%		Franco silteoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	0	7,43	26,63	17,5	40,33	8,11
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
4,36	Silte grosso	2,15	Muito pobremente selecionado	0,32	Muito positiva	0,85	Platicúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Muito anguloso				Baixa			

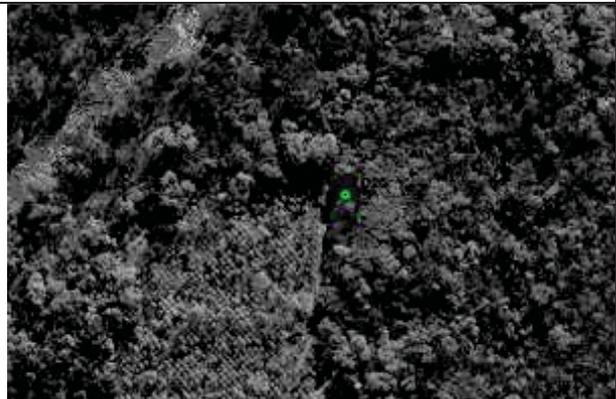
Ficha de coleta – Ponto P-15		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
21/09/2020	-48,6915 / -25,5436	10 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Finos em estrutura maciça		Bruno-amarelado (10YR 5/4)		3,5%		Franco silteoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	0,4	8,5	19,02	15,22	46,37	10,49
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
4,70	Silte grosso	2,28	Muito pobremente selecionado	0,16	Positiva	0,83	Platicúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Sub-anguloso				Baixa			

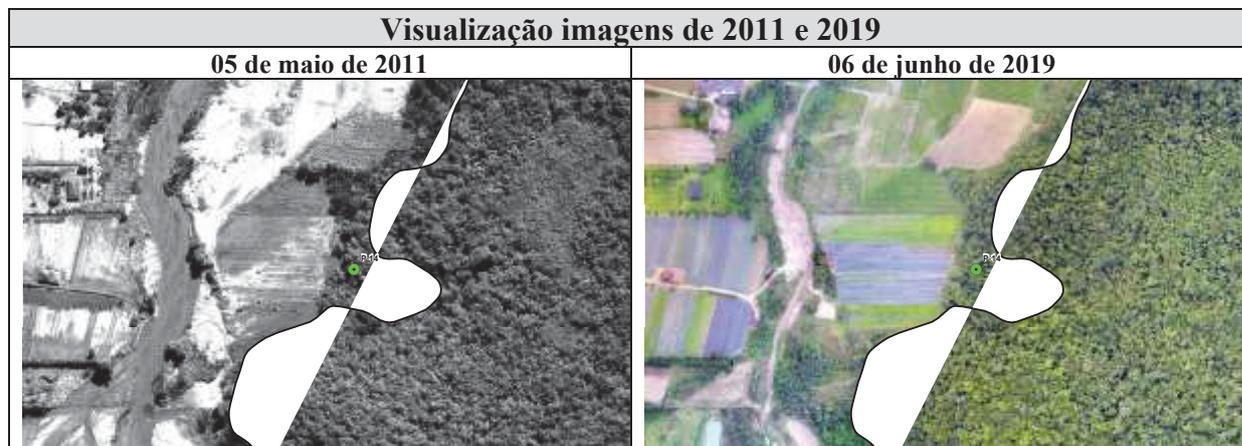
Ficha de coleta – Ponto P-16		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
21/09/2020	-48,6893 / -25,5446	11 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
05 de maio de 2011	06 de junho de 2019
	

Fotografias em campo	
Local	Entorno
	

Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Finos em estrutura maciça		Bruno-amarelado-claro (10YR 6/4)		4%		Franco	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	2,25	14,39	16,87	13,46	43,93	9,1
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
4,40	Silte grosso	2,37	Muito pobremente selecionado	0,13	Positiva	0,82	Platicúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Sub-anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-17		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
21/09/2020	-48,6925 / -25,5563	20 m



Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Finos em estrutura maciça		Bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4)		3,2%		Franco silteoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	0	1,2	15,25	12,56	64,79	6,2
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
5,00	Silte médio	1,90	Pobremente selecionado	0,00	Aproximadamente simétrica	0,90	Mesocúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esfericidade</b>			
Sub-anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-18		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
21/09/2020	-48,6981 / -25,5557	15 m

Visualização imagens de 2011 e 2019	
<b>05 de maio de 2011</b>	<b>06 de junho de 2019</b>
	

Fotografias em campo	
<b>Local</b>	<b>Entorno</b>
	

Caracterização do material							
<b>Descrição em campo</b>		<b>Cor (Munsell - seco)</b>		<b>Teor de matéria orgânica (%)</b>		<b>Classificação textural</b>	
Finos em estrutura maciça		Cinza-rosado (7.5YR 6/2)		3,6%		Franco siltoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	1,31	10,01	12,67	8,37	55,47	12,17
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
5,07	Silte médio	2,41	Muito pobremente selecionado	-0,08	Aproximadamente simétrica	0,80	Platicúrtica
Parâmetros morfológicos							
<b>Arredondamento</b>				<b>Esféricidade</b>			
Sub-anguloso				Baixa			

Ficha de coleta – Ponto P-19		
<b>Data:</b>	<b>Coordenadas:</b>	<b>Altitude GPS:</b>
26/08/2019	-48,7038 / -25,5646	11 m



Caracterização do material							
Descrição em campo		Cor (Munsell - seco)		Teor de matéria orgânica (%)		Classificação textural	
Finos em estrutura maciça		Bruno-amarelado-claro (10YR 6/4)		4%		Franco siltoso	
Granulometria em % (Escala Udden-Wentworth)							
Grânulos	Areia Muito grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia fina	Areia muito fina	Silte	Argila
0	0	0	1,67	17,54	16,77	55,35	8,67
Parâmetros estatísticos granulométricos							
Média	Classificação diâmetro médio	Seleção	Classificação seleção	Assimetria	Classificação assimetria	Curtose	Classificação curtose
5,78	Silte médio	2,11	Muito pobremente selecionado	0,02	Aproximadamente simétrica	0,79	Platicúrtica
Parâmetros morfológicos							
Arredondamento				Esfericidade			
Sub-anguloso				Baixa			

**APÊNDICE 3 – DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS PONTOS AMOSTRAIS  
UTILIZADOS NA ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA**

<b>Identificador</b>	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P-01	0	0,55	2,5	44,87	20,48	11,55	7,73	5,01	3,44	2,32	1,55
P-02	0	1,2	3,25	47,58	21,08	9,43	6,35	4,58	2,48	2,85	1,2
P-03	1,22	6,03	23,96	32,17	9,73	5,95	5,52	5,35	4,17	2,99	2,9
P-04	5,54	0,9	3,29	32,5	20,9	15,15	8,65	5,22	3,49	2,4	1,95
P-05	0	0	1,16	32,28	42,07	10,96	5,39	3,67	2,45	1,69	0,33
P-06	0	6,98	10,78	27,31	12,67	9,83	8,49	7,72	6,13	4,5	5,59
P-07	0	1,01	8,34	31,01	10,61	8,66	9,27	9,39	8,21	6,28	7,22
P-08	10,12	0,56	14,08	34,71	5,11	5,31	6,5	7,47	6,17	4,51	5,46
P-09	7,35	1,2	12,25	38,58	6,42	6,39	5,84	8,56	4,88	3,58	4,95
P-10	0	5,56	10,95	29,42	11,61	10,53	9,66	7,81	5,9	4,15	4,41
P-11	0	0	2,73	24,41	22,29	14,51	9,92	7,96	6,83	5,29	6,06
P-12	0	0	0,6	20,14	37,3	13,24	8,17	6,29	5,43	4,19	4,64
P-13	0	0	0	3,03	29,13	23,97	14,28	10,66	7,64	5,29	6
P-14	0	0	0	7,43	26,63	17,5	12,79	11,92	9,09	6,53	8,11
P-15	0	0	0,4	8,5	19,02	15,22	14,89	13,85	10,15	7,48	10,49
P-16	0	0	2,25	14,39	16,87	13,46	13,31	13,59	10,01	7,02	9,1
P-17	0	0	0	1,2	15,25	12,56	19,58	20,56	15,4	9,25	6,2
P-18	0	0	1,31	10,01	12,67	8,37	13,43	18,35	13,51	10,18	12,17
P-19	0	0	0	1,74	7,88	12,19	17,07	16,85	13,5	11,98	18,79

<b>Identificador</b>	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila
P-01	0,00	79,95	18,50	1,55
P-02	0,00	82,54	16,26	1,20
P-03	1,22	77,85	18,03	2,90
P-04	5,54	72,75	19,76	1,95
P-05	0,00	86,47	13,20	0,33
P-06	0,00	67,57	26,84	5,59
P-07	0,00	59,63	33,15	7,22
P-08	10,12	59,77	24,65	5,46
P-09	7,35	64,84	22,86	4,95
P-10	0,00	68,07	27,52	4,41
P-11	0,00	63,94	30,00	6,06
P-12	0,00	71,28	24,08	4,64
P-13	0,00	56,13	37,87	6,00
P-14	0,00	51,56	40,33	8,11
P-15	0,00	43,14	46,37	10,49
P-16	0,00	46,97	43,93	9,10
P-17	0,00	29,01	64,79	6,20
P-18	0,00	32,36	55,47	12,17
P-19	0,00	21,81	59,40	18,79

**APÊNDICE 4 – LISTA DOS PONTOS AMOSTRAIS UTILIZADOS NA  
ESTIMATIVA VOLUMÉTRICA DOS DEPÓSITOS PSAMÍTICOS**

<b>ID*</b>	<b>Espessura</b>	<b>X**</b>	<b>Y**</b>
P-01*	0,69	-48,6983	-25,5604
P-02*	1,00	-48,6966	-25,5598
P-03*	0,54	-48,6969	-25,5597
P-04*	0,46	-48,6988	-25,5603
P-05*	0,50	-48,6975	-25,5597
P-06*	0,92	-48,6934	-25,5466
P-07*	0,65	-48,7035	-25,5617
P-08*	0,55	-48,6952	-25,5513
P-09*	0,55	-48,6925	-25,5522
P-10*	0,45	-48,7008	-25,5639
P-11*	0,25	-48,7004	-25,5523
P-12*	0,60	-48,6960	-25,5458
P-13*	0,67	-48,6937	-25,5436
P-14*	0,45	-48,6906	-25,5417
P-15*	0,44	-48,6915	-25,5436
P-16*	0,40	-48,6893	-25,5446
P-17	0,43	-48,6915	-25,5430
P-18	0,45	-48,6997	-25,5629
P-19	0,46	-48,6987	-25,5630
P-20	0,55	-48,6939	-25,5432
P-21	0,56	-48,6944	-25,5430
P-22	0,55	-48,6918	-25,5444
P-23	0,95	-48,6940	-25,5466
P-24	1,12	-48,6929	-25,5472
P-25	0,98	-48,6931	-25,5459
P-26	0,85	-48,6940	-25,5473
P-27	0,72	-48,6946	-25,5455
P-28	0,34	-48,6988	-25,5505
P-29	0,60	-48,6934	-25,5539
P-30	0,55	-48,6937	-25,5563
P-31	0,35	-48,6925	-25,5545
P-32	0,50	-48,6939	-25,5552
P-33	0,30	-48,6921	-25,5528
P-34	0,45	-48,7009	-25,5576
P-35	0,55	-48,6954	-25,5566
P-36	0,40	-48,6977	-25,5528
P-37	0,45	-48,6958	-25,5493
P-38	0,55	-48,7023	-25,5626
P-39	0,60	-48,7018	-25,5590
P-40	0,50	-48,6982	-25,5546
P-41	0,45	-48,6962	-25,5509
P-42	0,70	-48,6930	-25,5439
P-43	0,55	-48,6937	-25,5497

P-44	0,55	-48,6987	-25,5570
P-45	0,60	-48,6950	-25,5543
P-46	0,80	-48,6988	-25,5611
P-47	0,65	-48,6992	-25,5608
P-48	0,70	-48,6978	-25,5605
P-49	0,65	-48,6979	-25,5596
P-50	0,50	-48,6990	-25,5594
P-51	0,80	-48,6969	-25,5602
P-52	0,75	-48,6983	-25,5611
P-53	0,40	-48,7001	-25,5607
P-54	0,50	-48,7005	-25,5615
P-55	0,30	-48,6990	-25,5623
P-56	0,35	-48,6986	-25,5618
P-57	0,25	-48,6979	-25,5620
P-58	0,45	-48,6997	-25,5596
P-59	0,50	-48,7026	-25,5637
P-60	0,35	-48,6982	-25,5626
P-61	0,40	-48,6917	-25,5484
P-62	0,40	-48,6919	-25,5497
P-63	0,30	-48,6949	-25,5555
P-64	0,50	-48,6958	-25,5595
P-65	0,50	-48,6971	-25,5595
P-66	0,50	-48,6972	-25,5600
P-67	0,50	-48,6979	-25,5598
P-68	0,50	-48,6986	-25,5600
P-69	0,50	-48,6993	-25,5600
P-70	0,50	-48,6973	-25,5610
P-71	0,50	-48,6953	-25,5580
P-72	0,50	-48,6955	-25,5583
P-73	0,50	-48,6955	-25,5580
P-74	0,50	-48,6960	-25,5581
P-75	0,50	-48,6959	-25,5579
P-76	0,50	-48,6964	-25,5584
P-77	0,55	-48,6978	-25,5586
P-78	0,50	-48,7012	-25,5621
P-79	0,75	-48,6947	-25,5461
P-80	0,70	-48,6945	-25,5452
P-81	0,55	-48,6918	-25,5419
P-82	0,20	-48,6987	-25,5494
P-83	0,70	-48,6951	-25,5453
P-84	0,50	-48,6978	-25,5623
P-85	0,50	-48,6984	-25,5623
P-86	0,50	-48,6986	-25,5621
P-87	0,50	-48,6999	-25,5635
P-88	0,50	-48,6997	-25,5634
P-89	0,50	-48,7002	-25,5583
P-90	0,70	-48,6984	-25,5615
P-91	0,60	-48,6919	-25,5432

P-92	0,60	-48,6940	-25,5439
P-93	0,50	-48,6942	-25,5484
P-94	0,50	-48,6965	-25,5538
P-95	0,50	-48,7013	-25,5614
P-96	0,30	-48,6986	-25,5626
P-97	0,50	-48,6971	-25,5557
P-98	0,50	-48,6938	-25,5545
P-99	0,30	-48,6884	-25,5422
P-100	0,45	-48,6901	-25,5469
P-101	0,20	-48,6845	-25,5431
P-102	0,55	-48,7035	-25,5652
P-103	0,55	-48,7036	-25,5663
P-104	0,50	-48,6929	-25,5528
P-105	0,30	-48,6919	-25,5535
P-106	0,20	-48,6968	-25,5381
P-107	0,20	-48,6968	-25,5428
P-108	0,20	-48,6987	-25,5470
<p>* Os pontos P-01 a P-16 são os mesmos utilizados na análise sedimentológica.</p> <p>** Coordenadas obtidas pelo aparelho GNNS Garmin Etrex 10 (GPS + GLONNAS) – SIRGAS 2000.</p> <p>Trabalhos de campo realizados entre 2019 e 2020.</p>			

**APÊNDICE 5 – MAPAS EM FORMATO A2: MORFOESTRATIGRAFIA,  
DEPÓSITOS, EVOLUÇÃO HISTÓRICA DA LINHA CENTRAL DO RIO JACAREÍ  
(1953-2019), ZONA DE MIGRAÇÃO HISTÓRICA DO RIO JACAREÍ (1953-2019) E  
CARTAS-IMAGEM DE 2011 E 2019**

731000

732000

733000

7173000

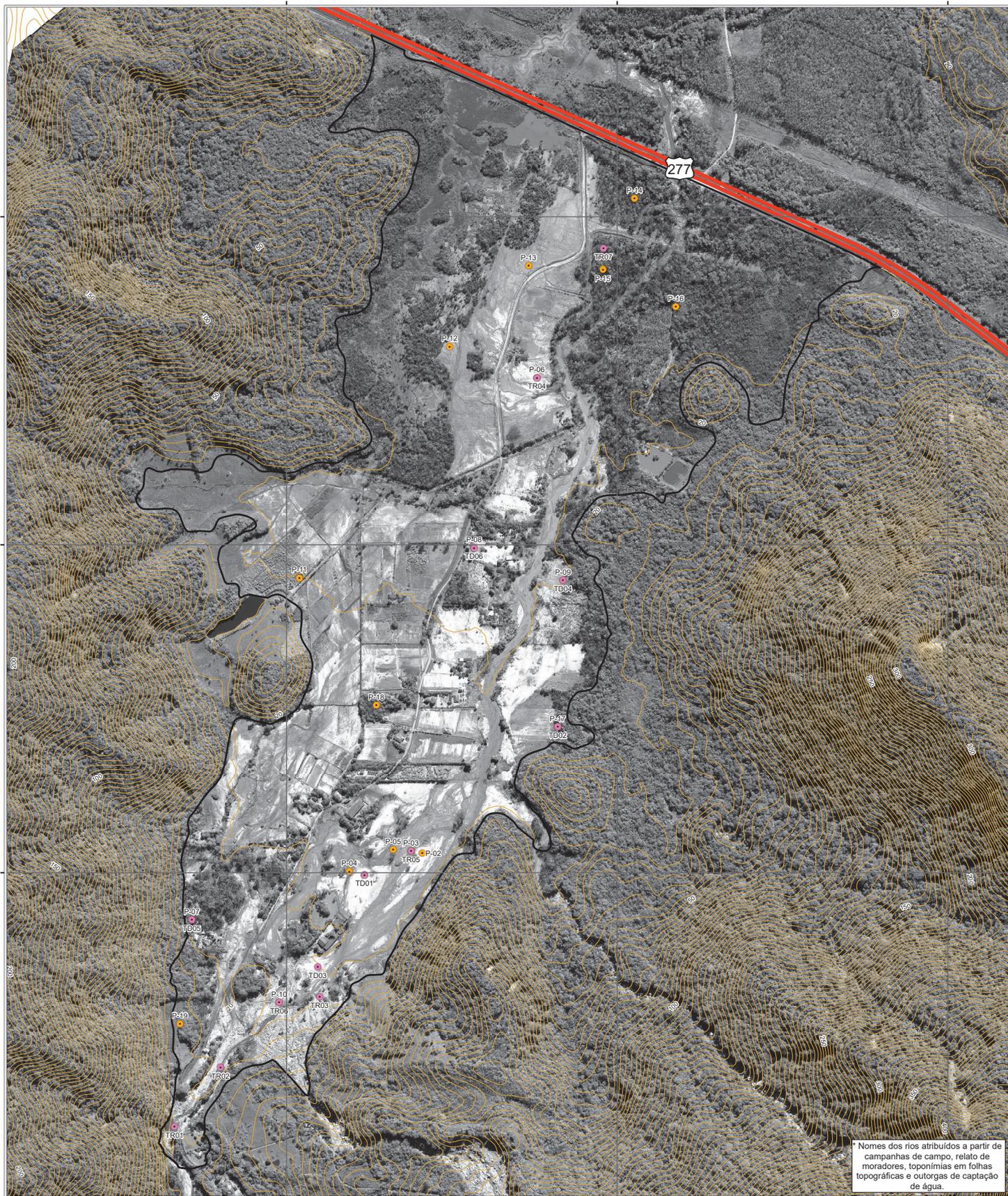
7173000

7172000

7172000

7171000

7171000



731000

732000

733000

**CARTA IMAGEM DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO JACAREÍ EM 2011 - MORRETES E PARANAGUÁ/PARANÁ**

**Projeto:** REGISTROS SEDIMENTARES E DINÂMICA FLUVIAL EM PLANÍCIES ALUVIAIS EM MARGEM SERRANA SOTERRADAS POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: ESTUDOS NA BACIA DO RIO JACAREÍ (SUL DO BRASIL) (Tese de Doutorado)

<b>Responsável Técnico:</b> Otacilio Lopes de Souza da Paz	<b>Escala de Visualização:</b> 1:8.000	<b>Ano:</b> 2021
---	---	---------------------



**CONVENÇÕES**

- Pontos da análise estratigráfica\*
- Pontos da análise sedimentológica\*
- Curvas de nível
- Rodovia BR 277
- Área de estudo

\* Alguns pontos são compartilhados entre as análises.  
Análise estratigráfica: TD - Tradagens / TR - Trincheiras  
Análise sedimentológica: P - Ponto amostral

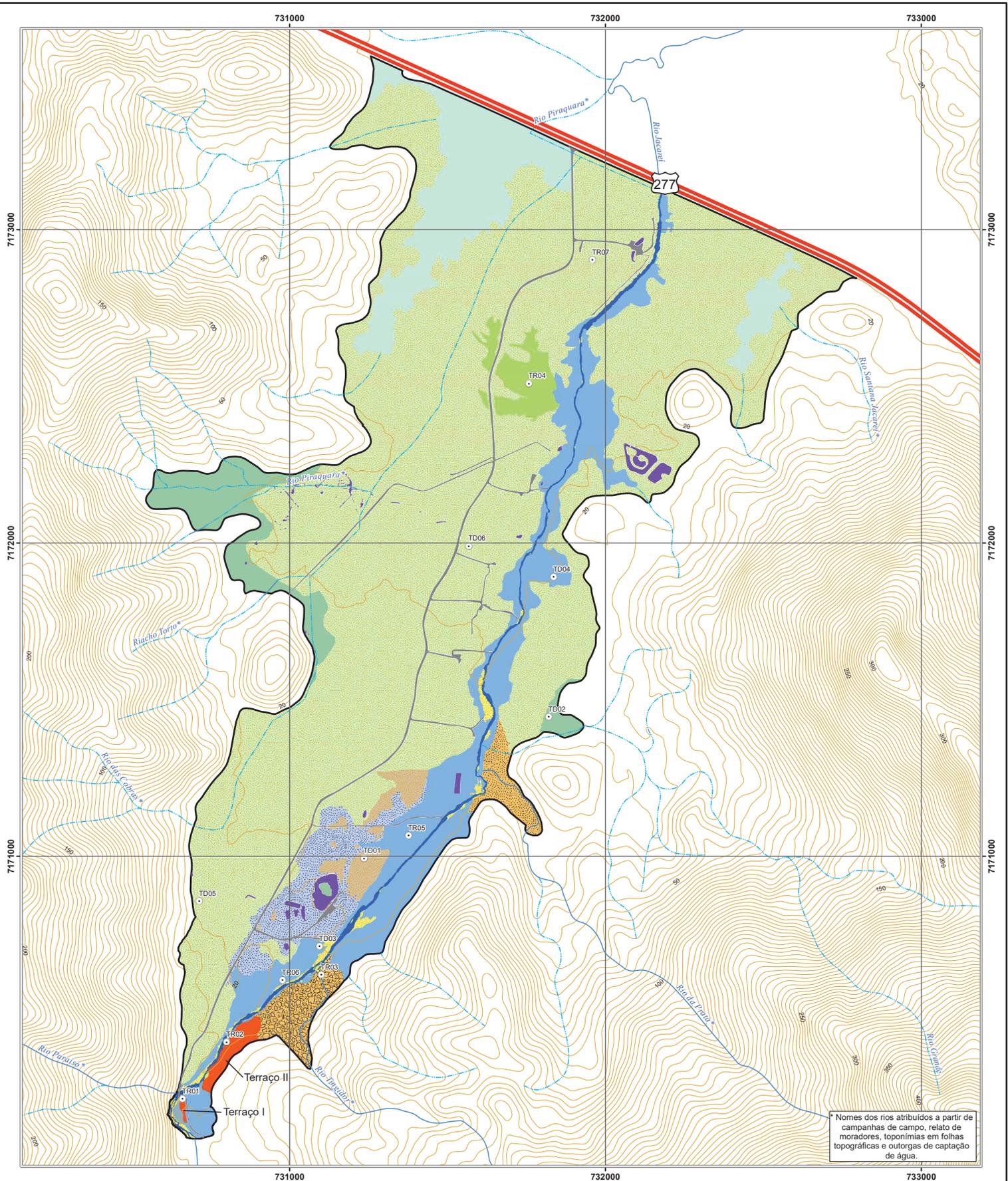


0 100 200 300 400 M

**Fonte de Dados:**

Hidrografia: IAT Radar (2016),  
Curvas de nível (equidistância 5 m): IAT Radar (2016),  
Rodovia: IAT Radar (2016),  
Imagem WorldView I - SEMUR (2018)  
Pontos amostrais: O autor (2021)  
Projeção Universal Transversa de Mercator, Zona 22 Sul.  
Datum Horizontal: SIRGAS 2000,  
Datum Vertical: Marégrafo Imbituba, SC.  
Origem da Quilometragem UTM:  
Equador e Meridiano 51° W, GR.  
Acrescidas as Constantes:  
10.000 km e 500 km, respectivamente.





Nomes dos rios atribuídos a partir de campanhas de campo, relato de moradores, toponímias em folhas topográficas e outorgas de captação de água.

**UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS NA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO JACARÉ EM 2019 - MORRETES E PARANAGUÁ/PARANÁ**

**Projeto:** REGISTROS SEDIMENTARES E DINÂMICA FLUVIAL EM PLANÍCIES ALUVIAIS EM MARGEM SERRANA SOTERRADAS POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: ESTUDOS NA BACIA DO RIO JACARÉ (SUL DO BRASIL) (Tese de Doutorado)

**Responsável Técnico:** Otacílio Lopes de Souza da Paz | **Escala de Visualização:** 1:8.000 | **Ano:** 2021

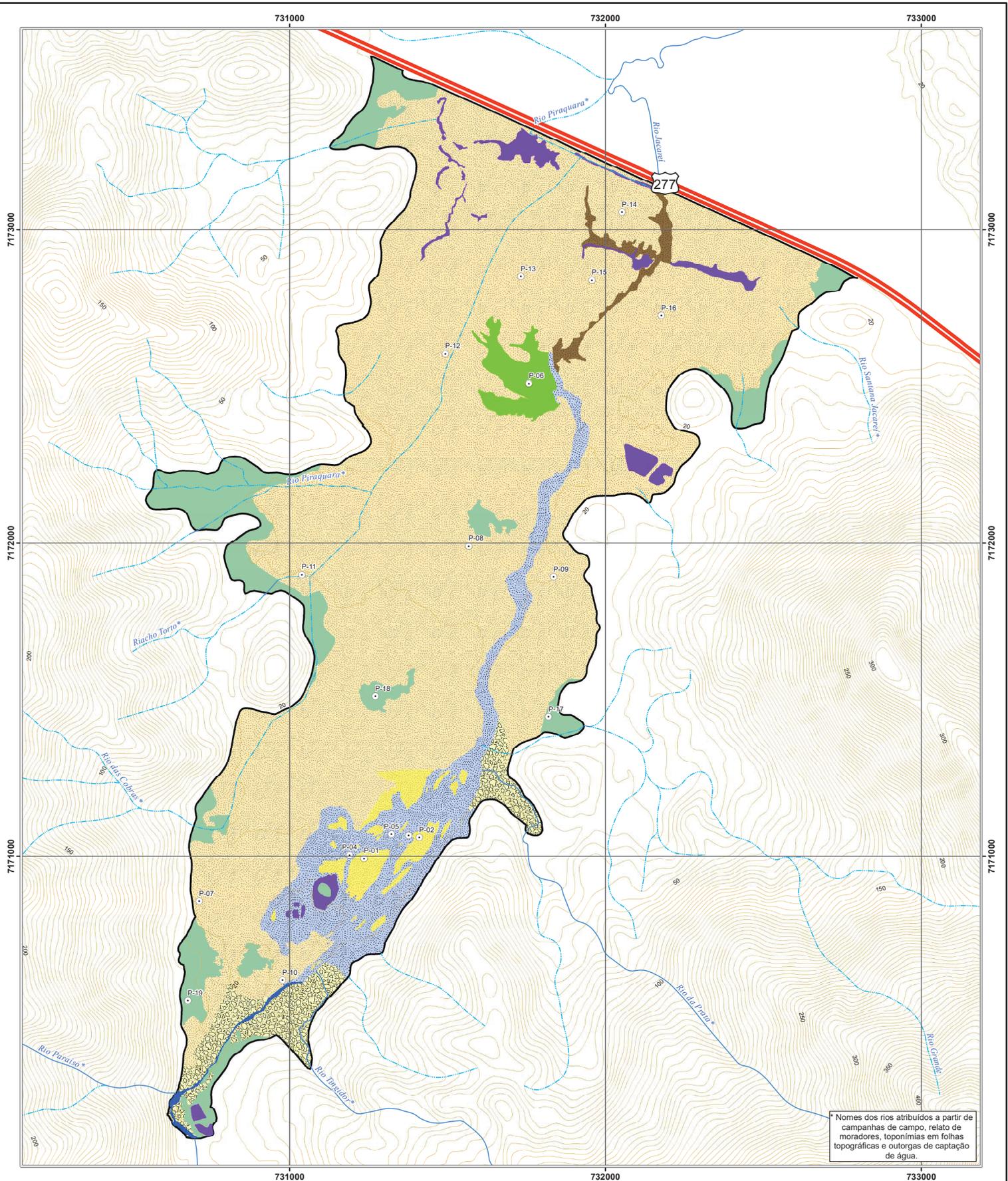


**CONVENÇÕES**

- Tradagens e Trincheiras
- Curvas de nível
- Rodovia BR 277
- Leito fluvial: Barras fluviais ativas
- Planície de inundação: Área úmida (Backswamp), Barras fluviais inativas, Crevasse Splay, Leito anastomosado inativo
- Leques: Leque arenoso, Leque de blocos
- Rios perenes
- Rios intermitente
- Canal fluvial
- Planície de inundação distal
- Planície de inundação proximal
- Planície de inundação soterrada
- Terraços: Terraços I e II
- Corpos d'água artificiais
- Vias de acesso
- Área de estudo

**Fonte de Dados:**  
 Hidrografia: IAT Radar (2016),  
 Curvas de nível (equidistância 5 m): IAT Radar (2016),  
 Rodovia: IAT Radar (2016),  
 Unidades morfoestratigráficas: O autor (2021)

Projeção Universal Transversa de Mercator, Zona 22 Sul.  
 Datum Horizontal: SIRGAS 2000.  
 Datum Vertical: Marégrafo Imbituba, SC.  
 Origem da Quilometragem UTM:  
 Equador e Meridiano 51° W, GR.  
 Acrescidas as Constantes:  
 10.000 km e 500 km, respectivamente.



Nomes dos rios atribuídos a partir de campanhas de campo, relato de moradores, toponímias em folhas topográficas e outorgas de captação de água.

**DEPÓSITOS SEDIMENTARES FORMADOS EM 2011 NA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO JACARÉ EM 2019 - MORRETES E PARANAGUÁ/PARANÁ**

**Projeto:** REGISTROS SEDIMENTARES E DINÂMICA FLUVIAL EM PLANÍCIES ALUVIAIS EM MARGEM SERRANA SOTERRADAS POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: ESTUDOS NA BACIA DO RIO JACARÉ (SUL DO BRASIL) (Tese de Doutorado)

**Responsável Técnico:** Otacílio Lopes de Souza da Paz | **Escala de Visualização:** 1:8.000 | **Ano:** 2021



**CONVENÇÕES**

- Pontos amostrais
- Curvas de nível
- Rodovia BR 277
- Rios perenes
- Rios intermitente
- Área de estudo
- Canal fluvial
- Corpos d'água
- Leito com madeira

**Depósitos sedimentares:**

- Pelíticos
- Psamíticos - Barra fluvial
- Psamíticos - Crevasse
- Psamíticos - Planície inundação
- Psamíticos - Leito anastomosado

**Fonte de Dados:**  
 Hidrografia: IAT Radar (2016),  
 Curvas de nível (equidistância 5 m): IAT Radar (2016),  
 Rodovia: IAT Radar (2016),  
 Depósitos sedimentares: O autor (2021)

Projeção Universal Transversa de Mercator, Zona 22 Sul.  
 Datum Horizontal: SIRGAS 2000.  
 Datum Vertical: Marégrafo Imbituba, SC.  
 Origem da Quilometragem UTM:  
 Equador e Meridiano 51° W. GR.  
 Acrescidas as Constantes:  
 10.000 km e 500 km, respectivamente.



Nomes dos rios atribuídos a partir de campanhas de campo, relato de moradores, toponímias em folhas topográficas e outorgas de captação de água.

**LINHAS CENTRAIS DO CANAL ENTRE 1953 E 2006 NA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO JACAREÍ EM 2019 - MORRETES E PARANAGUÁ/PARANÁ**

**Projeto:** REGISTROS SEDIMENTARES E DINÂMICA FLUVIAL EM PLANÍCIES ALUVIAIS EM MARGEM SERRANA SOTERRADAS POR CORRIDAS DE LAMA E DETRITOS: ESTUDOS NA BACIA DO RIO JACAREÍ (SUL DO BRASIL) (Tese de Doutorado)

**Responsável Técnico:** Otacílio Lopes de Souza da Paz | **Escala de Visualização:** 1:8.000 | **Ano:** 2021



**CONVENÇÕES**

- Curvas de nível
- Rodovia BR 277
- Área de estudo
- Rios perenes
- Rios intermitente
- Travessia sobre o rio Jacaré

- Linhas centrais pré-evento de 2011**
- Linha central em 1953
  - Linha central em 1980
  - Linha central em 1994
  - Linha central em 2003
  - Linha central em 2006

**Fonte de Dados:**  
 Hidrografia: IAT Radar (2016),  
 Curvas de nível (equidistância 5 m): IAT Radar (2016),  
 Rodovia: IAT Radar (2016),  
 Linhas centrais do canal: O autor (2021)  
 Ortomosaico: O autor (2021)

Projeção Universal Transversa de Mercator, Zona 22 Sul.  
 Datum Horizontal: SIRGAS 2000.  
 Datum Vertical: Marégrafo Imbituba, SC.  
 Origem da Quilometragem UTM:  
 Equador e Meridiano 51° W. GR.  
 Acrescidas as Constantes:  
 10.000 km e 500 km, respectivamente.

