UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO DO SUL
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
CÂMPUS DE TRÊS LAGOAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
DOUTORADO EM GEOGRAFIA

ALISSON RODRIGUES SANTORI

RELAÇÕES DE CONECTIVIDADE E FUNCIONAMENTO ESTRUTURAL (HÍDRICO) DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO ALTO RIO PARANÁ

TRÊS LAGOAS/MS
2025

ALISSON RODRIGUES SANTORI

RELAÇÕES DE CONECTIVIDADE E FUNCIONAMENTO ESTRUTURAL (HÍDRICO) DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO ALTO RIO PARANÁ

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia CPTL/UFMS. Área de Concentração: Análise Agroambiental e Produção do Território, linha de pesquisa: Dinâmica Ambiental e Planejamento, em cumprimento aos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geografia, sob orientação do Prof° Dr° José Cândido Stevaux e coorientação da Profª Drª Isabel Terezinha Leli.

TRÊS LAGOAS/MS
2025

FOLHA DE APROVAÇÃO

RELAÇÕES DE CONECTIVIDADE E FUNCIONAMENTO ESTRUTURAL (HÍDRICO) DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO ALTO RIO PARANÁ

Avaliada em 02 de setembro de 2025 Como: APROVADA

BANCA:

Prof. Dr. José Cândido Stevaux _____
CPTL/UFMS – Orientador (Presidente)

Prof. Dr. Frederico dos Santos Gradelha _____
CPTL/UFMS – Membro Interno

Prof. Dra. Patricia Helena Mirandola Garcia _____
CPTL/UFMS – Membro Interno

Prof. Dr. Paulo Cesar Rocha _____
FCT/UNESP– Membro Externo

Prof. Dr. Ericson Hideki Hayakawa _____
UNIOESTE – Membro Externo

Prof. Dr. Aguinaldo Silva _____
CPTL/UFMS – Membro Interno suplente

Prof. Dr. Eduardo Souza de Moraes _____
UEM/DGE – Membro Externo suplente

TRÊS LAGOAS/MS
2025

“Os homens parecem-se com os rios:
todos são feitos dos mesmos elementos,
mas ora são estreitos, ora rápidos, ora largos,
ora plácidos, claros ou frios, turvos ou tépidos.”
Leon Tolstói

Dedico este trabalho aos meus familiares, mestres, amigos, e a todos que de alguma forma contribuíram direta ou indiretamente para minha vida e pensamento!

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é resultado de empenho, dedicação e compromisso com o aprimoramento contínuo do conhecimento, sustentado pelo respeito à ciência e à natureza. Trata-se de uma contribuição científica voltada à compreensão dos processos que moldam as paisagens fluviais e sua dinâmica.

Ofereço de coração os meus mais sinceros agradecimentos a minha querida e amada mãe, Fátima. Sem o seu apoio de todas as formas e amor incondicional, eu nada seria! Aos meus avôs João e Raimundo que de um lugar melhor celebram meus passos, os levarei sempre comigo nas boas lembranças que deixaram!

Aos familiares, a minha companheira e aos amigos com quem tive a oportunidade de conviver, curtir e compartilhar nesse período!

Ao acolhimento, os ensinamentos e todo o apoio do meu orientador o Prof. Dr° José Cândido Stevaux e a colaboração e coorientação da Prof. Drª Isabel Terezinha Leli, do qual sou grato sempre pelo auxílio prestado no decorrer deste trabalho!

Agradeço imensamente a todos os professores (as) e pesquisadores (as) (Frederico, Paulo César, Patricia e Ericson titulares, e Aguinaldo e Eduardo suplentes) que gentilmente se prestaram a compor a banca deste trabalho e contribuir com seus apontamentos valiosos!

Ao coordenador do programa Prof. Dr° Sedeval Nardoque e a todos os professores deste Programa de Pós-graduação, com quem tive oportunidade de aprender um pouco mais sobre a ciência geográfica ao longo desses anos, e aos funcionários da secretaria de Pós-Gradução em Geografia do CPTL pelo auxílio nas diferentes demandas do curso!

A Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) e a Fundação de Apoio ao Desenvolvimento do Ensino, Ciência e Tecnologia do Estado de Mato Grosso do Sul (FUNDECT) pelo subsídio financeiro a realização e desenvolvimento deste trabalho e a Universidade Federal do Mato Grosso do Sul (UFMS) por toda estrutura oferecida!

Aos colegas com quem trabalhei e convivi no Laboratório de Geoprocessamento do CPTL (LAPEGEO-FINEP) pela experiência e aprendizado coletivo!

Ao NUPELIA-UEM pela utilização das instalações e barcos da Base Avançada e Porto Rico ao CNPq (Proc. 308957-2020-2) pelo apoio financeiro para os trabalhos de campo!

Gratidão a todos que fazem pesquisa e promovem a ciência!

RESUMO

Este estudo analisa a relação entre a planície de inundação e o canal do rio Paraná, buscando compreender como o regime hidrológico, as feições morfológicas e os processos de conectividade lateral que estruturam e transformam o funcionamento da planície. O objetivo central foi caracterizar a dinâmica hidromorfológica atual da planície de inundação em um trecho do alto rio Paraná, integrando a análise do regime hidrológico, das feições geomorfológicas e as relações de conectividade entre subambientes. Para isso, aplicou-se uma metodologia baseada na integração de dados hidrológicos em parte da série histórica pós-barragem, o uso de bases teóricas para o reconhecimento de feições morfológicas e uso de geotecnologias de sensoriamento remoto e geoprocessamento para identificar os padrões de conectividade. Os resultados revelam que a dinâmica da planície é controlada pela variabilidade do regime hidrológico e pela presença de morfologias peculiares, cuja interação condiciona a conectividade lateral entre canal e planície. Identificaram-se padrões distintos de resposta dessas feições ou subambientes, variando desde áreas permanentemente conectadas, conexão sazonal e setores de isolamento. Essa heterogeneidade espacial reflete diretamente na circulação de água, sedimentos e matéria orgânica, definindo o grau de funcionalidade ecológica da planície. Conclui-se que este estudo permite compreender os mecanismos de funcionamento da planície de inundação do alto rio Paraná e sua metodologia representa uma ferramenta aplicável em outros sistemas fluviais brasileiros, contribuindo para o manejo e conservação ambiental.

Palavras-chave: Geomorfologia Fluvial; Regime Hidrológico; Planície de Inundação; Barragens; Sensoriamento Remoto.

ABSTRACT

This study analyzes the relationship between the floodplain and the Paraná River channel, seeking to understand how the hydrological regime, morphological features, and lateral connectivity processes structure and transform the functioning of the floodplain. The central objective was to characterize the current hydromorphological dynamics of the floodplain in a section of the upper Paraná River, integrating the analysis of the hydrological regime, geomorphological features, and the connectivity relationships among sub-environments. To this end, a methodology was applied based on the integration of hydrological data from part of the post-dam historical series, the use of theoretical frameworks for the recognition of morphological features, and the use of remote sensing and geoprocessing geotechnologies to identify connectivity patterns. The results reveal that the dynamics of the floodplain are controlled by the variability of the hydrological regime and by the presence of peculiar morphologies, whose interaction conditions the lateral connectivity between channel and floodplain. Distinct response patterns of these features or sub-environments were identified, ranging from permanently connected areas, seasonal connections, to isolated sectors. This spatial heterogeneity directly influences the circulation of water, sediments, and organic matter, defining the degree of ecological functionality of the floodplain. It is concluded that this study contributes to the understanding of the mechanisms governing the functioning of the upper Paraná River floodplain, and that its methodology represents a tool applicable to other Brazilian fluvial systems, supporting management and environmental conservation.

Keywords: Fluvial Geomorphology; Hydrological Regime; Floodplain; Dams; Remote Sensing.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo no trecho do alto rio Paraná.....20

Figura 2 – Ambientes da planície de inundação.....28

Figura 3 – Fotografia aérea de uma planície herdada.....32

Figura 4 – Planície de inundação do tipo bayfil desenvolvida na margem direita do rio Paraná.....33

Figura 5 – Planície do tipo crista-e-calha desenvolvida na margem esquerda do rio Paraná.....34

Figura 6 – Planície do tipo mista na foz do rio Ivinhema no rio Paraná.....35

Figura 7 – Classificação de padrão de canal.....37

Figura 8 – Padrão multicanal com grande número de ilhas e canais no trecho estudado.....41

Figura 9 – Ilustração esquemática da dinâmica de curto prazo de conectividade hidrológica em relação aos estágios do rio.....46

Figura 10 – Bacia hidrográfica do alto rio Paraná.....50

Figura 11 – Área de estudo e contexto geral de localização.....54

Figura 12 – Precipitação total anual (mm) na estação pluviométrica de Porto Rico (azul) e Porto São José (marrom), Paraná (1999 a 2019).....56

Figura 13 – Alterações na cobertura vegetal próximo ao rio Ivinhema.....59

Figura 14 – Rio Baía: trecho do canal secundário, planície de paleocanais do Paraná e terraço.....61

Figura 15 – Visual do Canal Curutuba.....62

Figura 16 – Visual do baixo rio Ivinhema.....63

Figura 17 – Confluência entre o rio Baía e rio Paraná na margem direita (Mato Grosso do Sul).....64

Figura 18 – Curvas de nível e altimetria.....68

Figura 19 – Extração do perfil transversal na ferramenta do Global Mapper.....72

Figura 20 – Exemplos de comportamento da superfície da planície em diferentes fases hidrológicas.....75

Figura 21 – Exemplo de identificação em manchas de áreas úmidas.....76

Figura 22 – Conjunto de ferramentas: Satélite, perfil de teodolito e hidrograma.....77

Figura 23 – Interface do software PULSO aplicada à análise hidrológica do alto rio Paraná.....90

Figura 24 – Script do GEE para aquisição e recorte de imagens.....96

Figura 25 – Exemplo de cena com composição RGB utilizada no estudo.....100

Figura 26 – Relação entre a resposta do NDWI e a espessura da lâmina d'água.....101

Figura 27 – Cálculo do NDWI na calculadora raster do QGIS.....102

Figura 28 – Histograma da distribuição dos valores de um raster NDWI.....103

Figura 29 – Detecção de pixels com alguma presença de umidade em bandas NIR do Landsat.....107

Figura 30 – Locomoção entre as ilhas do rio Paraná (17/07/2024).....108

Figura 31 – Exemplo do processo de registro fotográfico em uma superfície pontualmente mais rebaixada.....109

Figura 32 – Perfil topobatimétrico 01 (ilha Óleo Crú).....112

Figura 33 – Perfil topobatimétrico 02 (Porto São José).....113

Figura 34 – Perfil topobatimétrico 03 (Canal Curutuba).....114

Figura 35– Perfil topobatimétrico 04 (Ilha Floresta e rio Ivinhema).....115

Figura 36 – Perfil topobatimétrico 05 (Final da Ilha Floresta).....116

Figura 37 – Perfil topobatimétrico 06 (Ivinhema final).....117

Figura 38 – Perfil topográfico transversal 01 da planície de inundação do alto rio Paraná.....120

Figura 39 – Perfil topográfico transversal 02 da planície de inundação do alto rio Paraná.....122

Figura 40 – Perfil topográfico transversal 03 da planície de inundação do alto rio Paraná.....124

Figura 41 – Perfil topográfico transversal 04 da planície de inundação do alto rio Paraná.....126

Figura 42 – Perfil topográfico transversal 05 da planície de inundação do alto rio Paraná.....128

Figura 43 – Perfil topográfico transversal 06 da planície de inundação do alto rio Paraná.....130

Figura 44 – Perfil topográfico transversal 07 da planície de inundação do alto rio Paraná.....132

Figura 45 – Perfil topográfico transversal 08 da planície de inundação do alto rio Paraná.....134

Figura 46 – Classes altimétricas do trecho superior da planície de inundação.....137

Figura 47 – Classes altimétricas do trecho intermediário da planície de inundação.....138

Figura 48 – Classes altimétricas do trecho inferior da planície de inundação.....139

Figura 49 – Exemplo de feições (bayfill) no trecho inferior.....142

Figura 50 – Exemplo de feições (paleocanais/paleodiques) no trecho superior.....143

Figura 51 – Exemplo de feições (leque de rompimento) no trecho intermediário.....144

Figura 52 – Fotografia de paleocanal obtida na ilha Floresta/rio Paraná.....145

Figura 53 – Fotografia de paleobarra obtida na ilha Floresta/rio Paraná.....146

Figura 54 – Fotografia de dique marginal e *crevasse* na planície de inundação da margem direita.....147

Figura 55 – Relação sazonal entre precipitação e vazão mensal.....148

Figura 56– Curva chave vazões médias -x- cotas médias (1999 – 2019).....151

Figura 57 – Hidrograma de vazões diárias ao longo da série analisada (primeira parte - 1999 a 2005).....154

Figura 58 – Hidrograma de vazões diárias ao longo da série analisada (segunda parte - 2006 a 2012).....155

Figura 59 – Hidrograma de vazões diárias ao longo da série analisada (terceira parte - 2013 a 2019).....155

Figura 60 – Comportamento dos anos da série em relação a Q_m geral (1999 – 2019).....172

Figura 61 – Hidrograma de vazões Min/Med/Max mensais ao longo da série analisada (1999 a 2019).....175

Figura 62 – Curva de permanência das vazões diárias no conjunto de dados estudado.....183

Figura 63 – Diagramas de caixa (Quartil) das vazões médias anuais na série estudada (Pós-barragem).....185

Figura 64 – Classes de descarga e sua recorrência (ano).....190

Figura 65 – Frequência relativa das classes hidrológicas na série completa (1999 a 2019).....199

Figura 66 – Duração mensal de dias com vazantes (secas) extremas (Cota < 2,18 m) e níveis normais para toda a série.....200

Figura 67 – Cena de satélite na classe vazante (limnofase) do trecho montante.....207

Figura 68 – NDWI da cena na classe vazante-limonofase (montante).....208

Figura 69 – Cena de satélite na classe vazante (limnofase)do trecho jusante.....210

Figura 70– NDWI da cena na classe vazante-limonofase (jusante).....211

Figura 71 – Cena de satélite na classe descarga média (montante).....212

Figura 72 – NDWI da cena na classe descarga média (montante).....213
Figura 73 – Cena de satélite na classe descarga média (jusante).....215
Figura 74 – NDWI da cena na classe descarga média (jusante).....216
Figura 75 – Cena de satélite na classe margens plenas (montante).....217
Figura 76 – NDWI da cena na classe margens plenas (montante).....218
Figura 77 – Cena de satélite na classe margens plenas (jusante).....220
Figura 78 – NDWI da cena na classe margens plenas (jusante).....221
Figura 79 – Sequência de expansão da cheia e conectividade lateral da planície do alto rio Paraná.....249

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Informações gerais sobre os perfis extraídos do MDE.....70

Tabela 2 – Conectividade hidrológica por unidade geomorfológica s.....87

Tabela 3 – Faixas de cota e interpretações ecológicas com base na permanência hidrológica.....91

Tabela 4 – Características gerais dos satélites do programa Landsat.....96

Tabela 5 – Relação de imagens de satélite aplicadas no estudo.....99

Tabela 6 – Cruzamento e relação entre as unidades geomorfológicas da planície de inundação com valores de NDWI.....105

Tabela 7 – Exemplo da relação entre a resposta hidrológica e o NDWI na conectividade da planície.....106

Tabela 8 – Quantidade final de datas utilizadas para geração das máscaras binárias.....108

Tabela 9 – Principais feições geomorfológicas da planície.....141

Tabela 10 – Valores médios mensais de vazão e cota fluviométrica (n = 21 anos; 1999–2019).....149

Tabela 11 – Resumo anual das cotas e vazões no alto Paraná na estação de PSJ (1999–2019).....165

Tabela 12 – Vazões e cotas médias-mínimas/máximas de cada ano.....167

Tabela 13 – Relação da vazão média de cada ano -x- dias por ano (acima ou abaixo). 169

Tabela 14 – Vazões e cotas médias calculadas para as mínimas, médias e máximas do período.....169

Tabela 15 – Relação da vazão média do período -x- dias por ano (acima ou abaixo).....171

Tabela 16 – Relação de dias com vazão acima da média no período total (1999 a 2019).....173

Tabela 17 – Permanência -x- vazões diárias de toda série.....182

Tabela 18 – Medidas descritivas dos diagramas de caixa para as vazões médias (m^3/s).....184

Tabela 19 – Variáveis estatísticas do regime hidrológico no período estudado (Q média).....187

Tabela 20 – Variáveis estatísticas do regime hidrológico no período estudado (Cota média).....188

Tabela 21 – Pulsos de inundação e frequência/intensidade hidrológica anual (1999 a 2019).....201

Tabela 22 – Tempo de retorno das maiores e menores vazões nos 10 principais anos.....203

Tabela 23 – Variação do índice sazonal registrado para o conjunto de meses da série.....204

Tabela 24– Resultados quantitativos do NDWI (respostas 10/07/2001).....209

Tabela 25– Resultados quantitativos do NDWI (respostas 15/09/2017).....211

Tabela 26 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 16/06/2004).....214

Tabela 27 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 11/06/2017).....216

Tabela 28 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 11/02/2005).....219

Tabela 29 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 08/06/2016).....221

Tabela 30 – Principais resultados positivos do NDWI a montante (Descarga média).....223

Tabela 31 – Principais resultados positivos do NDWI a montante (Margens plenas).....224

Tabela 32 – Principais resultados positivos do NDWI a jusante (Descarga média).....225

Tabela 33 – Principais resultados positivos do NDWI a jusante (Margens plenas).....227

Tabela 34 – Integração entre setores altimétricos, feições morfológicas e padrões de conectividade lateral.....247

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Principais mudanças nas características do regime hidrológico.....31

Quadro 2 – Classificação dos níveis hidrológicos de referência e seus dignificados no canal e na planície de inundação.....86

Quadro 3 – Principais elementos de análise espacial da conectividade hidrológica.....89

Quadro 4 – Parâmetros de conectividade hidrológica estudados.....93

Quadro 5 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 01 da planície de inundação do alto rio Paraná.....119

Quadro 6 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 02 da planície de inundação do alto rio Paraná.....121

Quadro 7 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 03 da planície de inundação do alto rio Paraná.....123

Quadro 8 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 04 da planície de inundação do alto rio Paraná.....125

Quadro 9 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 05 da planície de inundação do alto rio Paraná.....127

Quadro 10 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 06 da planície de inundação do alto rio Paraná.....129

Quadro 11 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 07 da planície de inundação do alto rio Paraná.....131

Quadro 12 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 08 da planície de inundação do alto rio Paraná.....133

Quadro 13 – Hidrograma de vazões diárias em cada ano da série (1999 a 2019).....157

Quadro 14 – Hidrograma de vazão mínima, média e máximas mensais por ano.....176

Quadro 15 – Classes de descarga e sua recorrência (mês/ano).....191

Quadro 16 – Manchas de saturação/inundação em nível de descarga média (montante).....231

Quadro 17 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas (montante).....234

Quadro 18 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas intensa (montante).....236

Quadro 19 – Manchas de saturação/inundação em nível de descarga média (jusante).....240

Quadro 20 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas (jusante).....240

Quadro 21 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas mais intenso (jusante).....244

LISTA DE SIGLAS

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico

ALOS - Advanced Land Observing Satellite

ASF - Alaska Satellite Facility

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

ELETROSUL - Centrais Elétricas do Sul do Brasil

GEE - Google Earth Engine

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

MDE - Modelo Digital de Elevação

NIR - Near Infrared (Infravermelho Próximo)

NUPELIA - Núcleo de Pesquisas em Limnologia, Ictiologia e Aquicultura

OLI - Operational Land Imager

PSJ - Porto São José/Estação

SIG - Sistema de Informação Geográfica

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission

SRC - Sistema de Referencias e Coordenadas

SWIR - Shortwave Infrared (Infravermelho de Ondas Curtas)

USGS - United States Geological Survey (Serviço Geológico dos Estados Unidos)

UFMS - Universidade Federal de mato Grosso do Sul

UEM - Universidade Estadual de Maringá

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....18

1.1. Objetivos geral e específicos..... 21
1.2. Estruturação da tese.....21

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....24

2.1. O conceito de planície de inundação (sistema fluvial).....24
2.2. A planície de inundação do alto rio Paraná.....26
2.2.1 Crescimento, estado de equilíbrio e condições hidrológicas atuais.....29
2.2.2 Tipos de planície de inundação (Alto Paraná).....31
2.2.3 Rios multicanais (*Anabranching)*.....36
2.3. Conectividade hidrológica e planície de inundação 41

3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA.....48

3.1. Fisiografia da bacia do alto Paraná.....49
3.1.1 Geomorfologia da bacia hidrográfica.....50
3.1.2 Pedologia da bacia hidrográfica.....51
3.1.3 Clima da bacia hidrográfica.....51
3.1.4 Atividades e ocupação da bacia hidrográfica.....52
3.2. Características geográficas gerais da planície e do entorno.....53
3.2.1 Geologia da planície.....54
3.2.2 Clima da planície.....55
3.2.3 Geomorfologia da planície.....56
3.2.4 Solos da planície.....57
3.2.5 Atividades e ocupação da planície.....57
3.3. Características locais da área estudada.....60

4. MATERIAIS E MÉTODOS.....65

4.1. Estudo morfológico e morfométrico (perfis topográficos e MDE).....66
4.1.1 Modelo Digital de Elevação.....67
4.1.2 Perfis topobatimétricos e topográficos transversais.....69
4.1.3 Identificação de feições morfológicas gerais.....73
4.2. Análise dos dados hidrológicos.....77
4.2.1 Variáveis estatísticas hidrológicas.....80
4.3. Conectividade: análise das relações entre hidrologia e geomorfologia...85
4.3.1 Mapeamento dos processos de conectividade: Índice de água por Diferença Normalizada.....95
4.4 Atividade de campo.....108

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....110

5.1. Dados topobatimétricos da planície de inundação.....111
5.1.2 Variabilidade altimétrica e reconhecimento das formas de relevo via perfis topográficos do MDE.....118
5.1.3 Padrões espaciais e funcionais da compartimentação altimétrica.....135
5.1.4 Morfologias da planície de inundação do alto rio Paraná: Exemplos de feições e subambientes.....140
5.2. Caracterização do pulso fluvial e do regime de inundações (1999-2019).....148
5.2.1 Variáveis descritivas do regime.....164
5.2.2 Estatísticas complementares do regime hidrológico.....186
5.3. Indicadores de conectividade hidrológica na planície do rio Paraná....189

5.3.1 NDWI: Resultados da espacialização de áreas úmidas.....204
5.3.2 Análise geral das respostas do índice.....222
5.3.3 Manchas de saturação/encharcamento e inundação da superfície.....229
5.3.4 Integração e conectividade entre regime hidrológico e feições morfológicas.....246

CONSIDERAÇÕES FINAIS.....251

REFERÊNCIAS.....255

ANEXOS.....269

ANEXO A – Imagens de satélite Landsat utilizadas.....270

ANEXO B – Cartas de Índice de Água por Diferença Normalizada.....299

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas fluviais são, em sua maioria, definidos pela interação entre dois ambientes intimamente relacionados: o canal e a planície de inundação. Água, sedimento, matéria orgânica e soluto são intercambiados entre esses compartimentos, sendo tais trocas essenciais para a manutenção da diversidade biológica (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989) e da estruturação do sistema (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Essa interação reflete a morfologia integrada canal–planície, que molda a organização espacial do sistema e condiciona sua dinâmica em múltiplas escalas temporais. Os estudos sobre essa relação tiveram início com foco no controle de inundações em áreas urbanas (e.g., STEVAUX et al., 2009) e zonas agrícolas (como no Projeto Pró-Várzeas, Paraná). A partir da década de 1980, pesquisadores das áreas de ecologia, biologia e geomorfologia passaram a adotar uma abordagem mais integrada, considerando o sistema canal–planície como uma unidade funcional composta por variáveis físicas e biológicas interdependentes.

No canal, predominam processos de natureza longitudinal, associados ao escoamento da água e ao transporte de sedimentos e materiais erodidos, desde a bacia de contribuição até os setores jusantes do sistema. Por outro lado, na planície de inundação atuam majoritariamente processos laterais (transversais), com ênfase na deposição de sedimentos provenientes do canal e na geração de matéria orgânica autóctone, a qual subsidia os processos ecológicos do sistema fluvial (PETTS; AMOROS, 1996; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). A complexidade do sistema canal–planície envolve variáveis como carga sedimentar, descarga (vazão), padrão fluvial e regime hidrodinâmico (DUNNE; AALTO, 2013).

Nesse contexto, a hidrologia assume papel central, pois a variabilidade do regime hidrológico sustenta os processos de inundação que estruturam a planície, controlam sua frequência e duração e, consequentemente, modulam os processos geomorfológicos e ecológicos associados. As planícies de inundação configuram-se como ecótonos altamente dinâmicos e ecologicamente relevantes, caracterizados pela transição entre meios terrestres e aquáticos (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989). Dessa forma, rio e planície constituem um sistema funcionalmente integrado, no qual a conectividade hidrológica e sedimentar é determinante para a manutenção da diversidade biológica e funcionamento ecológico. A frequência, a recorrência, a

intensidade e a duração com que a água das inundações afeta as diferentes unidades morfológicas da planície determinam os graus de conectividade hidrológica.

Esse novo paradigma foi consolidado na obra seminal “The Fluvial Hydrosystems”, de Petts e Amoros (1996), que propõe a concepção dos rios como sistemas integrados canal–planície, alimentados por suas bacias de drenagem. Nesse contexto, os autores destacam quatro dimensões fundamentais para a compreensão do funcionamento fluvial: relações longitudinais (montante-jusante), relações verticais (entre o fluxo livre e a zona hiporreica — região subsuperficial saturada), relações laterais (entre o canal e a planície adjacente) e relações temporais (variações sazonais e interanuais).

A complexidade funcional da interação canal–planície tende a se intensificar com a magnitude dos pulsos de inundação e com a presença de múltiplos canais secundários (sistemas *anabranching*), conforme demonstrado por Stevaux e Latrubesse (2017). Pesquisas desenvolvidas em grandes sistemas fluviais ao redor do mundo têm aprofundado essa abordagem (PETTS; AMOROS, 1996), com destaque para os estudos no rio Paraná, tanto no médio curso — entre Corrientes e Rosário, na Argentina (e.g., IRIONDO; PAGGI, 2007; METCALFE et al., 2020) quanto no trecho brasileiro situado entre as represas de Itaipu e Porto Primavera (e.g., AGOSTINHO; THOMAZ; GOMES, 2004).

A planície de inundação do trecho estudado tem sua gênese associada a processos geomorfológicos, tanto antigos quanto contemporâneos, responsáveis pela conformação de suas principais feições (STEVAUX, 1994; SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997; LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005). Essa região vem sendo amplamente estudada nas últimas quatro décadas sob distintos enfoques, abrangendo aspectos ecológicos, como a vegetação e a fauna (ex: AGOSTINHO; THOMAZ; GOMES. 2004; CORRADINI, 2006; STEVAUX; CORRADINI; AQUINO, 2013), bem como abordagens geomorfológicas relacionadas à hidrologia, dinâmica sedimentar e morfologia fluvial (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997; SOUZA; STEVAUX, 1999; STEVAUX; SOUZA, 2004; ROCHA; COMUNELLO, 2009), além de estudos voltados à evolução quaternária da planície (STEVAUX, 1993; FUJITA; STEVAUX, 2014; ROCHA, 2009; LELI et al., 2021).

Essa região representa um dos últimos grandes setores livres de barramento do rio em território brasileiro, constituindo um laboratório natural para compreender a dinâmica rio–planície em grandes sistemas multicanal. Assim, o presente estudo

justifica-se pela necessidade de aprofundar a compreensão dos mecanismos que estruturam a conectividade hidrológica e morfológica da planície. Este estudo se organiza em três eixos de análise: (1) morfologia/morfometria da planície, (2) regime hidrológico, e (3) conectividade hidro-morfológica entre ambos. Além disso, compreender o funcionamento desta paisagem contribui diretamente para o alcance de Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS), como o cuidado da água potável e saneamento, a ação contra a mudança global do clima, e a vida terrestre e aquática.

A área estudada (polígono vermelho) corresponde a um trecho do alto rio Paraná, situado na divisa entre os estados do Paraná, Mato Grosso do Sul e São Paulo (Figura 1). Esse setor abriga uma importante planície de inundação, caracterizada pela presença de um amplo mosaico de canais, paleocanais, lagoas e áreas sazonalmente alagáveis. A região tem forte relevância ecológica e hidrológica, desempenhando papel fundamental na conectividade entre o canal principal (rio Paraná) e a planície, além de sustentar elevada biodiversidade.

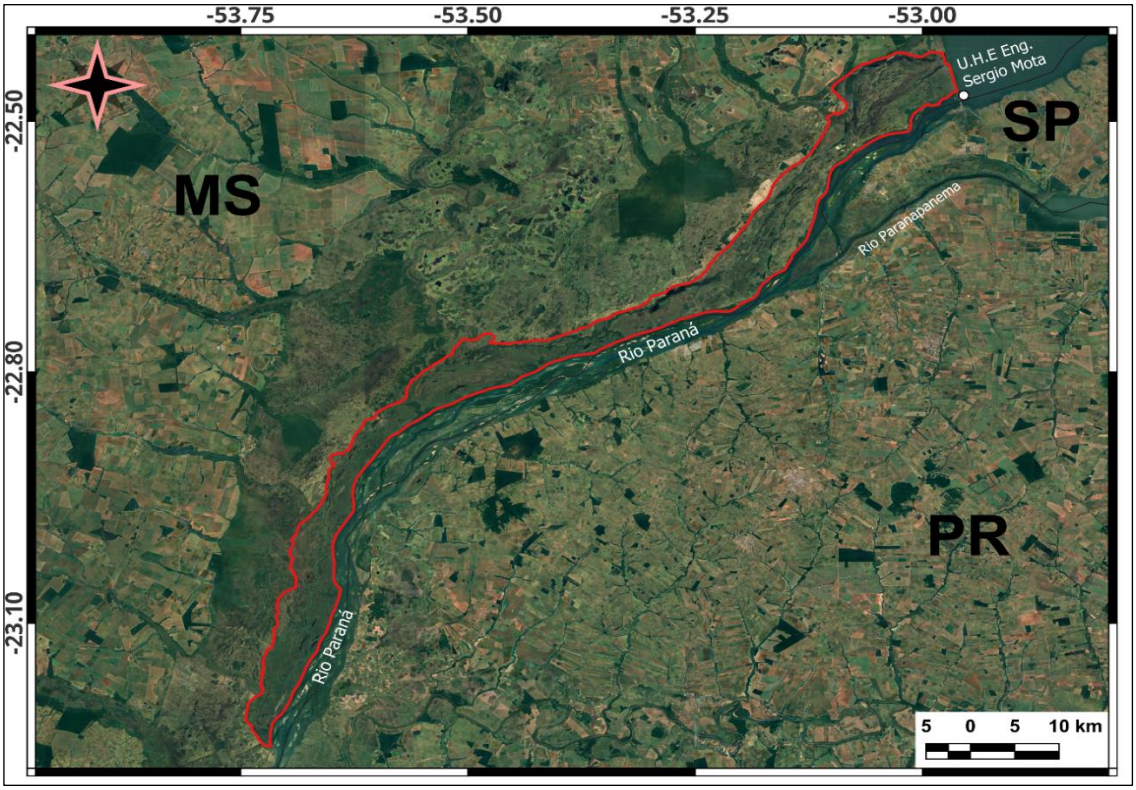


Figura 1 - Localização da área de estudo no trecho do alto rio Paraná. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

1.1. Objetivo geral e específicos

O objetivo do presente estudo é analisar a dinâmica hidrológica e geomorfológica da planície de inundação do alto rio Paraná, considerando os efeitos do regime fluvial pós-barragens e suas implicações na conectividade lateral entre o canal principal e a planície. As diferentes unidades ambientais, também descritas como subunidades ou unidades morfo-vegetacionais apresentam distintos graus de conectividade com o canal, definidos a partir de parâmetros hidrológicos, especialmente os níveis fluviométricos.

Esta pesquisa parte da hipótese de que a planície de inundação do alto rio Paraná apresenta uma dinâmica complexa dos seus subambientes, fortemente condicionada pelo pulso de inundação. Supõe-se que a frequência, a intensidade e a duração desses pulsos determinam as relações de conectividade entre canal e planície, de modo que eventuais alterações na dinâmica hidrológica resultam em mudanças significativas na conectividade lateral e, consequentemente, na estrutura e no funcionamento ecológico da planície.

1. Descrever e interpretar as feições geomorfológicas presentes na planície, a partir de análises morfométricas, perfis altimétricos e imagens de satelite, de modo a compreender como a configuração topográfica condiciona a ocorrência e a extensão das áreas sujeitas a inundações.

2. Examinar séries históricas de vazão e cota fluviométrica, identificando padrões de cheias e estiagens, com foco nas alterações ocorridas após a regularização fluvial, e discutir suas implicações sobre a frequência e magnitude dos eventos de inundação.

3. Analisar a conectividade hidrológica pela resposta da planície frente às variações do rio, utilizando índices espectrais e máscaras de áreas alagadas derivadas de sensoriamento remoto, para compreender os padrões de conexão, permanência e expansão da lâmina d’água em diferentes setores da planície.

1.2. Estruturação da tese

Este estudo foi estruturado para apresentar os principais aspectos hidrológicos, morfológicos e funcionais da planície de inundação do alto rio Paraná. A tese está

organizada em seis seções, que abordam de forma integrada as relações de conectividade hidrológica e o funcionamento morfoestrutural da planície.

A primeira seção corresponde à introdução, na qual são discutidas as origens do ambiente estudado e apresentada uma visão geral dos sistemas fluviais, com ênfase na complexidade da interação entre o canal principal e sua planície de inundação, bem como nas variáveis que os constituem. Nessa seção, também são delimitadas a área de estudo e suas características físico-naturais, incluindo aspectos relacionados à gênese, à evolução do sistema fluvial e à estruturação da paisagem. A introdução contempla, ainda, a formulação da problemática, os objetivos (geral e específicos), a justificativa e a hipótese central do trabalho.

A segunda seção é uma revisão conceitual e teórica, que reúne referências relevantes sobre a origem e as transformações do rio Paraná, bem como sobre os processos responsáveis pela construção fluvial de sua planície de inundação. São abordados os fundamentos da hidrologia e da geomorfologia fluvial, os distintos tipos de planícies (com destaque para suas morfologias), além dos processos contemporâneos que contribuem para a formação, expansão ou reconfiguração dos subambientes da planície. Esta seção também contempla a análise da dinâmica multicanal (anabranching) atualmente observada no alto curso do rio Paraná, além de uma discussão aprofundada sobre o conceito de conectividade hidrológica em sistemas fluviais, especialmente no contexto do pulso de inundação.

A terceira seção trata da caracterização da área de estudo, situando o sistema fluvial a partir de suas características ambientais e geográficas. São apresentadas informações sobre a bacia hidrográfica do rio Paraná, com uma descrição geral dos aspectos geológicos, geomorfológicos, pedológicos e climáticos da região próxima ao trecho analisado. Esta seção contempla ainda elementos socioeconômicos relevantes, abordando as principais formas de intervenção antrópica no sistema fluvial, como a regulação do curso d’água por barragens, a pressão exercida pelo turismo, a atividade pesqueira e agropecuária, a extração de areia e argila, além do desmatamento em áreas marginais.

A quarta seção descreve a metodologia adotada para o alcance dos objetivos propostos. São detalhados os procedimentos empregados na identificação das feições geomorfológicas e das unidades morfológicas da planície de inundação, bem como na elaboração dos mapas geomorfológicos. Os materiais utilizados incluem ferramentas de sensoriamento remoto e geoprocessamento — como imagens de

satélite e Sistemas de Informação Geográfica (SIG) , que são integradas para fornecer índices e cálculos com base nas transformações da superfície. Também são empregados perfis topográficos obtidos em campo e extraídos de Modelos Digitais de Elevação (MDE).

O regime hidrológico do rio é descrito por meio de técnicas de análise hidrológica e da aplicação de critérios específicos sobre variáveis extraídas de séries fluviométricas oficiais, as quais são processadas em planilhas eletrônicas e softwares especializados. Esta seção apresenta, ainda, o conjunto das atividades metodológicas realizadas para integrar os diferentes dados e viabilizar a análise da conectividade entre os componentes hidrológicos e geomorfológicos da planície ao longo dos diferentes cenários avaliados.

A quinta seção apresenta os resultados da pesquisa, com ênfase nos processos de conexão e desconexão entre o canal principal e os ambientes da planície de inundação. São apresentados os descritores hidrológicos utilizados, os quais revelam o regime de flutuação do rio Paraná após o fechamento da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera, com base na análise de índices hidrológicos específicos. As imagens de satélite selecionadas dentro dos melhores intervalos temporais permitem visualizar a dinâmica de expansão das manchas de inundação na superfície da várzea, com base em variáveis de conectividade como magnitude, frequência, permanência e tempo de retorno. O mapa geomorfológico elaborado identifica diferentes unidades da planície, como diques marginais, canais abandonados, lagoas e baixios e os respectivos subambientes, classificados conforme sua posição altimétrica (baixa, média ou alta) na estrutura da planície.

A sexta e última seção reúne as considerações finais da pesquisa. As conclusões indicam o nível de eficácia obtido na aplicação integrada das bases teóricas e conceituais adotadas para descrever a construção geomorfológica da planície e sua relação com o canal fluvial durante eventos de inundação. Destacam-se, também, as perspectivas científicas obtidas com o uso de geotecnologias e ferramentas de mapeamento, aliadas à análise de dados dinâmicos do regime fluvial, sobretudo no contexto pós-regulação por mais uma barragem. O estudo contribui para o entendimento dos níveis críticos que desencadeiam os processos de inundação na várzea, bem como dos tipos de perturbação provocados por esses eventos sobre as diferentes feições morfológicas e subambientes da planície de inundação do alto rio Paraná.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. O conceito de planície de inundação (sistema fluvial)

O rio e sua planície adjacente mantêm uma relação fortemente interdependente entre variáveis hidrológicas, sedimentológicas e ecológicas. Nanson e Croke (1992) definem a planície de inundação como um ambiente submetido ao controle hidrológico exercido pelo canal, com eventos de cheia e inundação associados a tempos de retorno regulares. Segundo Leopold, Wolman & Miller (1964), as planícies de inundação representam superfícies aluviais adjacentes ao canal principal, formadas por processos de transbordamento e deposição, constituindo áreas periodicamente inundáveis e fundamentais para compreender a dinâmica fluvial.

Planície de inundação é a área plana adjacente ao canal do rio que é periodicamente alagada pelo transbordamento lateral das águas, estabelecendo fortes interações físicas, químicas e biológicas entre os componentes terrestres e aquáticos do sistema, formada por processos de transporte, deposição e retrabalhamento sedimentar associados a dinâmica e ao material proveniente do canal principal (LEWIN, 1978; TOCKNER; STANFORD, 2002; PAIRA; DRAGO, 2007; NEIFF, 2003; DUNNE; AALTO, 2013).

A planície de inundação constitui uma das principais unidades geomorfológicas associadas aos grandes rios, caracterizada por superfícies planas ou suavemente onduladas resultantes da atuação contínua de processos fluviais. Nanson e Croke (1992) definem-na como uma feição deposicional desenvolvida ao longo do tempo geológico por sucessivos eventos de inundação, transporte e retrabalhamento de sedimentos, compondo ambientes de acumulação lateral e vertical adjacentes ao canal. Miall (1996) reforça essa visão ao destacar que as planícies são registros sedimentares fundamentais para a compreensão da história evolutiva dos sistemas fluviais, funcionando como arquivos da dinâmica hidrossedimentar.

No contexto brasileiro, autores como Latrubesse e Franzinelli (2005) e Stevaux (1994, 2000) ressaltam que as planícies de inundação devem ser interpretadas como compartimentos do relevo intrinsecamente ligados à mobilidade do canal e à variabilidade do regime de vazões, apresentando feições como diques marginais, cordões arenosos, lagoas e paleocanais. Rocha (2011) descreve a

planície como uma feição deposicional ao longo do vale aluvial amplamente associada a dinâmica climática e a hidrologia da bacia.

Dessa forma, a planície de inundação, enquanto unidade geomorfológica, reflete a interação entre processos deposicionais, erosivos e de estabilização, constituindo um elemento chave na organização da paisagem fluvial e na compreensão da compartimentação do relevo.

Essa concepção de relação constante entre o rio e os terrenos continuamente moldados por seus sedimentos é fundamental para a compreensão da natureza e do funcionamento das planícies de inundação. A definição desses ambientes vem sendo discutida há décadas e tem sido progressivamente aprimorada por estudos em geomorfologia fluvial conduzidos em diferentes regiões do mundo. Um dos conceitos mais amplamente aceitos é o apresentado por Nanson e Croke (1992, p. 459): “As planícies aluviais são formadas por uma interação complexa de processos fluviais, mas o seu caráter e evolução são essencialmente o produto da força da corrente e do caráter dos sedimentos.”

As várzeas constituem formas de relevo diretamente produzidas pela atuação do canal, e seus registros sedimentares evidenciam mudanças composicionais associadas à alternância entre fases de cheia e vazante. O surgimento e o desenvolvimento de uma planície de inundação dependem do tipo de canal em que ela está inserida. Sua posição relativa ao canal, assim como as interações morfológicas, hidrológicas e ecológicas que ocorrem em seu interior, tornam esse ambiente particularmente complexo. No processo de crescimento da planície, as contribuições do regime fluvial, especialmente durante os eventos de inundação desempenham papel decisivo. Nesse contexto morfossedimentar, Nanson e Croke (1992, p. 474) observam que: “as planícies desenvolvem-se, em grande parte, por ilhas formadas por associação de barras, acresção vertical por deposição de *overbank* e acresção de canais abandonados.”

Nanson e Croke (1992) relatam dois tipos distintos de planície: a planície hidráulica (é a superfície adjacente ao canal que dele recebe a água excedente nas cheias) e a planície genética (é a superfície adjacente ao canal, construída pela interrelação do fluxo hídrico e sedimentar), que se diferenciam pela morfologia e pela extensão da superfície sujeita à inundação. De modo geral, as várzeas configuram-se como ambientes contínuos, assentadas sobre relevos aluviais essencialmente horizontais, estruturadas por sedimentos transportados pelo regime de fluxo,

compondo um registro morfossedimentar que se estende desde a base até a totalidade das diferentes formas que integram a planície (NANSON; CROKE, 1992). Ainda mais relevante é a funcionalidade da planície enquanto ambiente que, por meio de sua configuração, contribui para a estabilidade do canal e para a regulação de seus processos de erosão, transporte e deposição (NANSON; CROKE, 1992).

Os ciclos hidrológicos que moldam a planície de inundação manifestam-se nos períodos alternados de seca e cheia, identificáveis por meio de séries históricas específicas. Essa alternância constitui a principal força dinâmica responsável por determinar se a morfologia da planície apresentará características mais úmidas ou mais secas. Em análise sobre esse processo de formação das planícies de inundação, Bayley (2005, p. 155) afirma: “A planície de inundação é, portanto, a parte do ecossistema rio–planície de inundação que é regularmente inundada e seca, e representa um tipo de zona úmida.”

A planície de inundação, objeto deste estudo, será analisada a partir das características estruturais, mas também integrando completamente a dinâmica funcional deste ambiente e dos subambientes que a compõem. Essa funcionalidade é atrelada a capacidade de armazenamento de água, matéria orgânica e sedimentos como destaca Junk, Bayley, Sparks., (1989).

> “As planícies de inundação são áreas periodicamente inundadas pelo transbordamento lateral de rios ou lagoas, precipitação direta ou água subterrânea, o ambiente resultante faz com que a biota responda por adaptações morfológicas, fisiológicas, fenológicas e produza estruturas comunitárias características (JUNK, BAYLEY, SPARKS, 1989, p. 112).”

2.2. A planície de Inundação do alto rio Paraná

A formação da planície de inundação do rio Paraná resulta de alterações na posição e no padrão do canal, combinadas a processos de acresção vertical e lateral de sedimentos (STEVAUX, 1994; SOUZA FILHO, 2009). Segundo Souza e Stevaux (1999) e Leli e Stevaux (2022), durante o Holoceno ocorreu um episódio significativo de migração do canal para a margem esquerda, impulsionado por variações climáticas marcadas pela alternância entre períodos úmidos e secos, e por movimentações neotectônicas ao longo de estruturas geológicas pré-existentes (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997). No interior dessa planície, ocorre um sistema hidromorfológico

complexo, composto por canais ativos e efêmeros, lagos, lagoas e pântanos, além de elevações como diques marginais e montes de sedimentos (LELI; STEVAUX, 2022).

A migração lateral do canal ao longo do tempo resultou no abandono de antigos canais e ilhas, posteriormente incorporados à planície, originando feições morfológicas atualmente inativas (morfologias herdadas), como paleocanais, paleodiques e paleoilhas (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997). Embora formadas por processos pretéritos, essas unidades podem adquirir novas funções hidrológicas ou ecológicas dentro da dinâmica atual da planície. Reforçando essa trajetória evolutiva, Leli e Stevaux (2022, p. 2) descrevem esse terreno como: “Planície caracterizada pela sua magnitude, complexidade geomorfológica e história evolutiva. Vários processos formativos envolvidos, muitos dos quais já não estão ativos. ”

Fernandez e Souza Filho (1995) ressaltam que a construção da atual planície de inundação teve início a partir de uma nova condição hidrológica estabelecida no limite Pleistoceno-Holoceno. Esse período foi marcado por uma intensificação do regime hidrológico, impulsionada pelo aumento da precipitação regional. Sob essa nova configuração, o rio passou a incidir verticalmente sobre a antiga planície aluvial e a migrar lateralmente, originando a extensa planície atual (STEVAUX, 2000).

A planície de inundação é formada por processos deposicionais, nos quais os sedimentos se acumulam em diferentes trechos e em magnitudes variadas, dependendo do regime hidrológico da bacia de drenagem (ROCHA; COMUNELLO, 2009). Há, portanto, uma considerável complexidade morfológica, pois algumas unidades foram formadas sob condições paleogeográficas e são hoje feições herdadas, enquanto outras áreas estão em pleno processo de construção, em sintonia com a dinâmica atual do regime hidrológico.

Souza Filho (1993), ao analisar aspectos geológicos e estratigráficos do alto rio Paraná, levanta a hipótese de que a planície poderia representar uma feição ativa da dinâmica fluvial contemporânea ou, alternativamente, uma morfologia relicta, formada sob condições hidrológicas pretéritas. O que se pode afirmar com segurança é que o canal do rio vem passando por ajustes em diferentes escalas temporais, inclusive em períodos da ordem de milhares de anos.

Essas paleoformas, associadas aos seus respectivos conteúdos sedimentares, indicam a existência de um padrão de canal ancestral notavelmente distinto do atual (LELI; STEVAUX; ASSINE, 2018). Aos depósitos aluviais tanto ativos quanto herdados somam-se os depósitos coluviais oriundos das encostas adjacentes,

que se distribuem nas bordas externas da planície (Figura 2). Nesse contexto, Leli et al. (2021, p. 4) destacam: “A planície apresenta morfologia muito complexa, gerada por uma longa história de avulsões, incorporações de ilhas e desenvolvimento de canais secundários”.

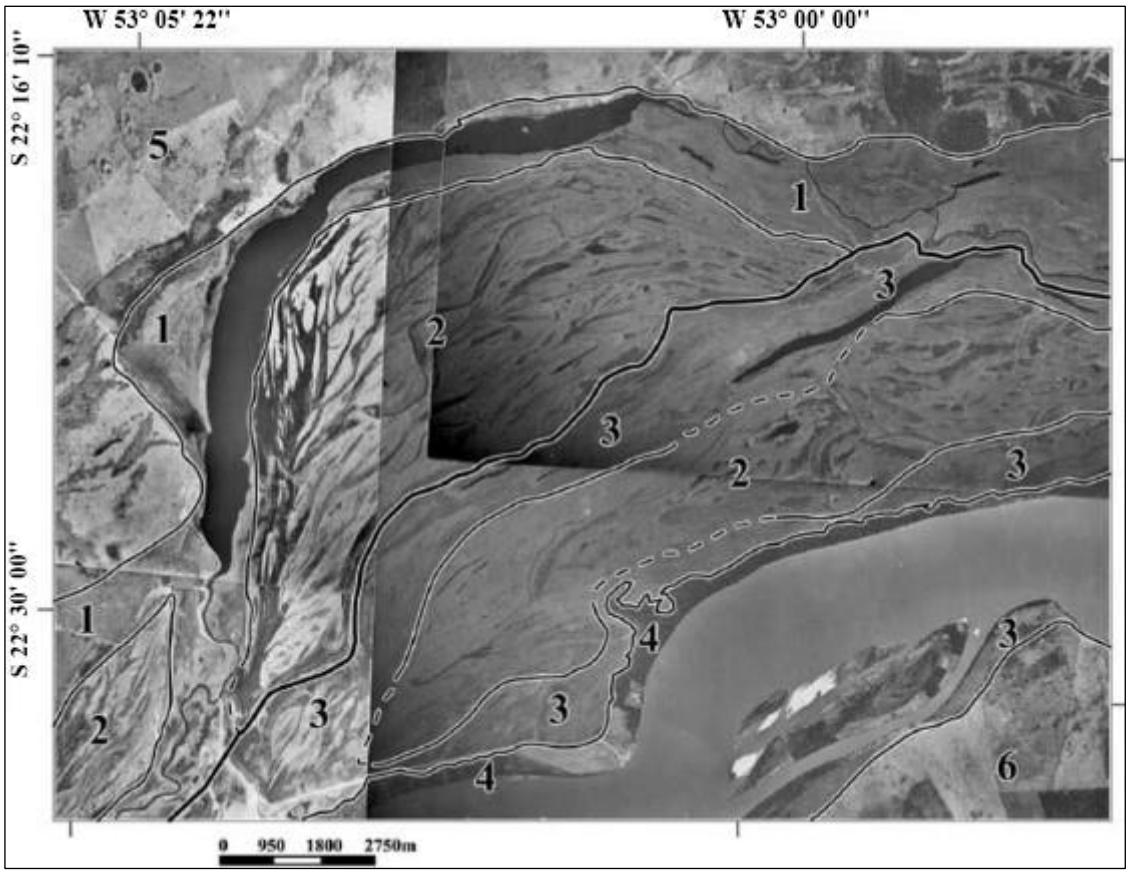


Figura 2 – Ambientes da planície de inundação. 1. Planície do rio Baía que ocupa um paleo-canal do rio Paraná; 2. Planície alta (mount of sediment) herdada de uma ilha antiga incorporada à planície; 3. Planície baixa constituindo áreas pantanosas e lagoas que ocupam um antigo canal do Paraná – observar a divisão dos paleocanais (3 e 1) pela paleoilha (2) herdadas do antigo sistema; 4. Dique marginal atual; 5. Terraço do Pleistoceno Superior; 6. Formação Caiuá (Arenitos). Fonte: STEVAUX; SOUZA (2004).

De modo geral, os depósitos sedimentares da planície de inundação são compostos predominantemente por areia na base e lama no topo. Esse arranjo estratigráfico reflete a atuação de processos hidrossedimentares distintos: as areias basais estão associadas ao fluxo de canal, enquanto as lamas que as recobrem resultam da decantação de águas semi-lóticas e lênticas em ambiente de planície. A sutil variação topográfica contribui para a formação de um mosaico de subunidades geomorfológicas, moldadas por mecanismos que atuam tanto no leito do canal quanto

sobre a superfície da planície, originando morfologias deposicionais (por exemplo, diques marginais) e formas erosivas (como canais de rompimento) (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Por resultar da sobreposição de processos e formas atuais e herdadas, a planície de inundação do rio Paraná configura-se como uma estrutura de natureza poligenética, conforme a classificação proposta por Leli e Stevaux (2022).

2.2.1 Crescimento, estado de equilíbrio e condições hidrológicas atuais

A expressiva planície de inundação situada na margem direita do alto rio Paraná entre os estados de Mato Grosso do Sul e Paraná, constitui um mosaico geomorfológico complexo, configurado pela interação entre a dinâmica hídrica do canal principal, os processos de erosão e deposição, e a distribuição da vegetação ripária. A gênese e a morfologia dessa planície decorrem da interdependência entre o regime hidrológico, marcado por variações sazonais e, mais recentemente, por controles antrópicos derivados da operação de hidrelétricas e a composição e disponibilidade da carga sedimentar fluvial. Alterações climáticas regionais, somadas à regulação hidrossedimentar, modulam a frequência e a magnitude dos extravasamentos, definindo as fases potâmicas (conectividade hídrica dos corpos d'água da planície e o canal) e límnicas (isolamento dos corpos d'água e do canal), fundamentais para o funcionamento hidrossedimentar e ecológico da planície.

Diversos estudos destacam o papel da vegetação na organização estrutural e na dinâmica funcional das planícies de inundação (por exemplo, CAHOON; WHITE; LYNCH, 2011), salientando a ocorrência de mecanismos de retroalimentação positiva entre vegetação e deposição sedimentar: a presença de sedimentos finos facilita a colonização vegetal, cuja expansão, por sua vez, eleva a rugosidade superficial e reduz a velocidade do fluxo, favorecendo a deposição adicional. Segundo Souza e Stevaux (1999), a taxa média de sedimentação na planície de inundação do rio Paraná é de aproximadamente 2,7 mm por ano, embora essa taxa apresente variações conforme o tipo de subambiente considerado.

Em uma definição das características hidráulicas e morfológicas do rio Paraná, Orfeo e Stevaux (2002, p. 313) afirmam: "A morfologia do canal do alto curso é controlada em escala regional por uma série de lineamentos litoestruturais, e consiste em trechos intrincados entre ilhas e canais secundários de variados tamanhos, separados por seções nodais de canal único". O padrão atual do rio Paraná

é moldado por uma elevada disponibilidade de sedimentos, transportados tanto em suspensão (hoje reduzidos pelo represamento) quanto no leito, cuja origem está associada às características dos solos arenosos especialmente os arenitos do Grupo Bauru e aos depósitos lamosos provenientes de sua extensa bacia hidrográfica (ORFEO; STEVAUX, 2002).

A dinâmica sedimentar do canal é controlada pela distribuição relativa entre carga de fundo e carga em suspensão, e pode ser acompanhada pela evolução morfológica das formas de leito ao longo das diferentes fases do regime hidrológico. Na área de estudo, tanto a disponibilidade da carga sedimentar quanto o regime hidrológico vigente têm sido significativamente alterados em decorrência da operação dos diversos barramentos situados a montante (SOUZA FILHO, 2009). Agostinho e Zalewski (1996) já identificavam impactos expressivos nas relações ecológicas do rio em função desses empreendimentos. Estudos posteriores como os de Stevaux e Souza (2004), Stevaux, Martins e Meurer (2009), e Stevaux, Corradini e Aquino (2013) quantificaram mudanças relevantes nos volumes de carga sedimentar (tanto em suspensão quanto no leito), nas formas de leito do canal e na dinâmica hidrológica, sobretudo após o fechamento da represa de Porto Primavera. Os autores também advertem que tais alterações tendem a afetar a morfologia da planície aluvial.

O Quadro 1 sintetiza estudos que evidenciam transformações importantes decorrentes da regulação de grandes rios tropicais, com destaque para o rio Paraná. A datação de feições morfológicas em ilhas fluviais, aliada à análise das mudanças nos parâmetros hidrológicos e nos indicadores de conectividade, permite traçar um panorama da atividade fluvial recente ("contemporânea") no alto curso do rio, com base em observações realizadas ao longo das últimas três décadas. Esse arcabouço comparativo possibilita avaliar, com maior clareza, os contrastes entre as condições de formação da planície em períodos pretéritos e o atual cenário hidrossedimentar regulado. As modificações impostas à dinâmica do sistema fluvial no alto Paraná geram impactos diretos sobre o fornecimento de água, sedimentos e matéria orgânica, afetando variáveis-chave como a quantidade, a distribuição espacial e a diversidade desses fluxos (MARTINS; BRAVARD; STEVAUX, 2009; STEVAUX; MARTINS; MEURER, 2009).

Stevaux e Souza (2004)	Encontraram uma taxa de sedimentação na planície entre 2,1 e 5,6 mm/ano, considerado baixo para um rio do tipo anabranching, quando comparado com os valores de até 60 mm/ano identificados por Nanson e Croke (1992).
Stevaux, Martins e Meurer (2009)	Mudanças na morfologia do leito comparando a altura das dunas. A altura média em 1994 era 2,21 m e em 2003 era de 1,5 m (redução de 50%). A velocidade do fluxo em 1985 era de 0,88 m/s em média e no ano de 2000 foi alterada para 0,56 m/s em média (redução de 36%).
Rocha, Souza Filho e Fernandez (1998); Souza Filho (2009)	Constataram 4 períodos de níveis médios anuais de descarga fluvial. Período natural 1964 a 1971 (Q_m 6.952 m³/s). Período de transição 1972 a 1980 (Q_m 8.500 m³/s). Período controlado pelo efeito cascata 1982 a 1998 (Q_m 9.550 m³/s). Período Regulado 1999 a 2007 (Q_m 7.974 m³/s).
Martins e Stevaux (2005)	Identificaram mudanças na quantidade e na dinâmica do transporte de carga de fundo do rio Paraná. No estudo realizado em 2002 foi constatado a migração linear média de macroformas de leito de 47,35 m/mês, uma taxa bastante menor quando comparado aos 67 m/mês do período pré-barragem
Meurer, Martins e Souza Filho (2005)	Analisaram hidrogramas de vazão diária entre 1999 e 2003 a partir de registros fluviométricos das usinas de Rosana e Porto Primavera e da estação de Porto São José. O período apresentou forte diminuição da descarga com poucos picos de cheia até o final do ano de 2002 e redução temporal (n° dias) do período de cheia.

Quadro 1 – Principais mudanças nas características do regime hidrológico. Elaborado pelo autor (2024).

2.2.2 Tipos de Planície de Inundação

As unidades morfológicas presentes na planície de inundação estão diretamente vinculadas aos distintos processos fluviais que atuaram ao longo da evolução histórica e ambiental dessa área. Os depósitos sedimentares que constituem a planície podem ser classificados em quatro tipos principais de formações geomorfológicas: herdadas, aterros (bayfill), cristas e canais, e mistas (LELI; STEVAUX, 2022). As formações herdadas são resultantes da dinâmica de um sistema fluvial pretérito e representam feições relictuais, vestígios de um padrão morfológico anterior do rio Paraná, desenvolvido sob condições climáticas e ambientais distintas das atuais. Nas áreas de planície herdada, destacam-se dois elementos morfológicos recorrentes: as elevações suavemente destacadas na paisagem, como os montes de sedimentos associados a antigas ilhas fluviais (paleoilhas), e zonas deprimidas e pantanosas que correspondem a antigos canais desativados.

O abandono progressivo desses canais desempenhou um papel crucial na

construção da planície no trecho superior do rio. As unidades geomorfológicas associadas aos paleocanais revelam ampla distribuição espacial e características morfológicas próprias, que indicam estágios diferenciados de integração à dinâmica atual da planície (MORAIS et al., 2016). A Figura 3 ilustra um exemplo dessa configuração, destacando uma área topograficamente mais elevada, interpretada como remanescente de uma antiga ilha fluvial cercada por uma superfície homogênea rebaixada correspondente ao antigo canal.

Figura 3 – Fotografia aérea de uma planície herdada. Se observa uma paleoilha que foi anexada à planície juntamente com os antigos canais. (foto aérea de 1957). Elaborado pelo autor (2024).

A formação da planície por preenchimento de baía (*bayfill*) resulta da deposição de sedimentos em áreas amplas, relativamente homogêneas e topograficamente deprimidas, consequentemente mais propensas ao extravasamento fluvial. Nessas zonas, acumulam-se sedimentos arenosos e lamosos, transportados principalmente durante eventos de cheia, por meio de processos como o rompimento de diques marginais (*crevasse splays*) e por extravasamento difuso sobre as margens (*overbank flooding*). Esse tipo de preenchimento ocorre, em geral, em planícies com

baixo estágio de construção vertical. Planícies com tais características são mais recorrentes no baixo curso do rio Paraná, especialmente em território argentino, embora também estejam presentes, ainda que de forma menos expressiva, no trecho superior (LELI et al., 2022).

Nessas áreas, é comum a presença de pântanos e lagoas isoladas, que podem manter conexão periódica ou regular com o canal principal ou com canais secundários. A baixa altitude relativa favorece maior frequência de alagamentos e uma deposição relativamente homogênea de sedimentos finos. Além disso, a topografia deprimida facilita a ascensão da água freática por capilaridade nos estágios iniciais do ciclo de cheia. Consequentemente, feições como charcos e pântanos são típicas dessas áreas de preenchimento por *bayfill* (Figura 4).

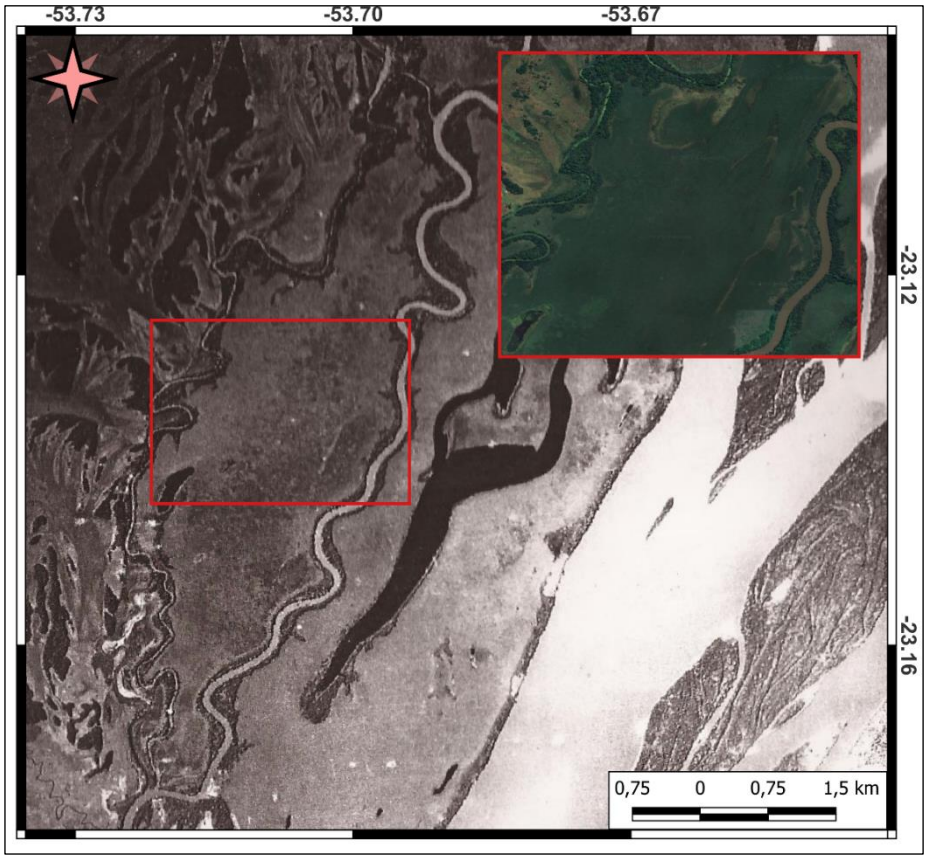


Figura 4 – Planície de inundação do tipo bayfill desenvolvida na margem direita do rio Paraná. Notar a homogeneidade textural da área que se mostra quase totalmente preenchida. (Foto aérea de 1957). Elaborado pelo autor (2024).

A planície do tipo crista-e-calha (*crest and trough*) está associada à expansão lateral das margens da planície e de ilhas fluviais. Sua formação ocorre por meio da anexação progressiva de barras laterais, nas quais a barra arenosa formada no

interior do canal se une gradualmente à margem. A denominação dessa feição geomorfológica decorre da ondulação característica observada em sua superfície. A barra de areia (crista) é formada intracanal pela atuação dos processos de transporte e deposição sedimentar no leito do rio. Entre essa crista arenosa e a margem de uma ilha ou da planície forma-se um pequeno canal secundário (calha). Caso a fase de vazante se prolongue por tempo suficiente, o fluxo de água nesse canal secundário perde potência, favorecendo o acúmulo de sedimentos e a elevação do fundo. Com o tempo, as conexões de entrada e saída de água entre esse canal e o canal principal são interrompidas (LELI; STEVAUX, 2022). Esse processo de isolamento e posterior terrestrealização do canal resulta na fixação da barra arenosa e, consequentemente, na expansão lateral da várzea (Figura 5).

Figura 5 – Planície do tipo crista-e-calha desenvolvida na margem esquerda do rio Paraná. A formação se dá pelo contínuo processo de anexação de barras laterais. Na foto as cristas encontram-se tomadas por vegetação arbórea e a calhas por gramíneas geralmente com áreas pantanosas (foto aérea de 1953). Elaborado pelo autor (2024).

A planície do tipo mista corresponde à combinação dos diferentes tipos morfológicos anteriormente descritos. Trata-se, portanto, de setores da planície que

concentram, em um mesmo espaço, feições associadas às três unidades geomorfológicas: formas herdadas, áreas de preenchimento (bayfill) e estruturas do tipo crista-e-calha. Essas planícies podem apresentar relevos antigos, como paleoilhas; zonas rebaixadas e úmidas, como brejos e pântanos; e setores oriundos da expansão lateral das margens, por meio da fixação de barras.

Esse tipo de planície ocorre com frequência em áreas influenciadas por grandes tributários, os quais constroem planícies de inundação próprias que se justapõem à planície principal do rio Paraná. O mosaico de subambientes que caracteriza essa formação resulta da atuação simultânea de dois ou mais canais, cuja interação desencadeia ciclos de inundação em fases e intensidades distintas. Como consequência, observa-se a superposição de diferentes padrões deposicionais, bem como a incorporação concomitante de múltiplas morfologias na estrutura atual da planície (LELI; STEVAUX, 2022). Exemplos representativos dessa configuração ocorrem nas regiões de confluência dos rios Paranapanema, Ivaí e Ivinhema (Figura 6).

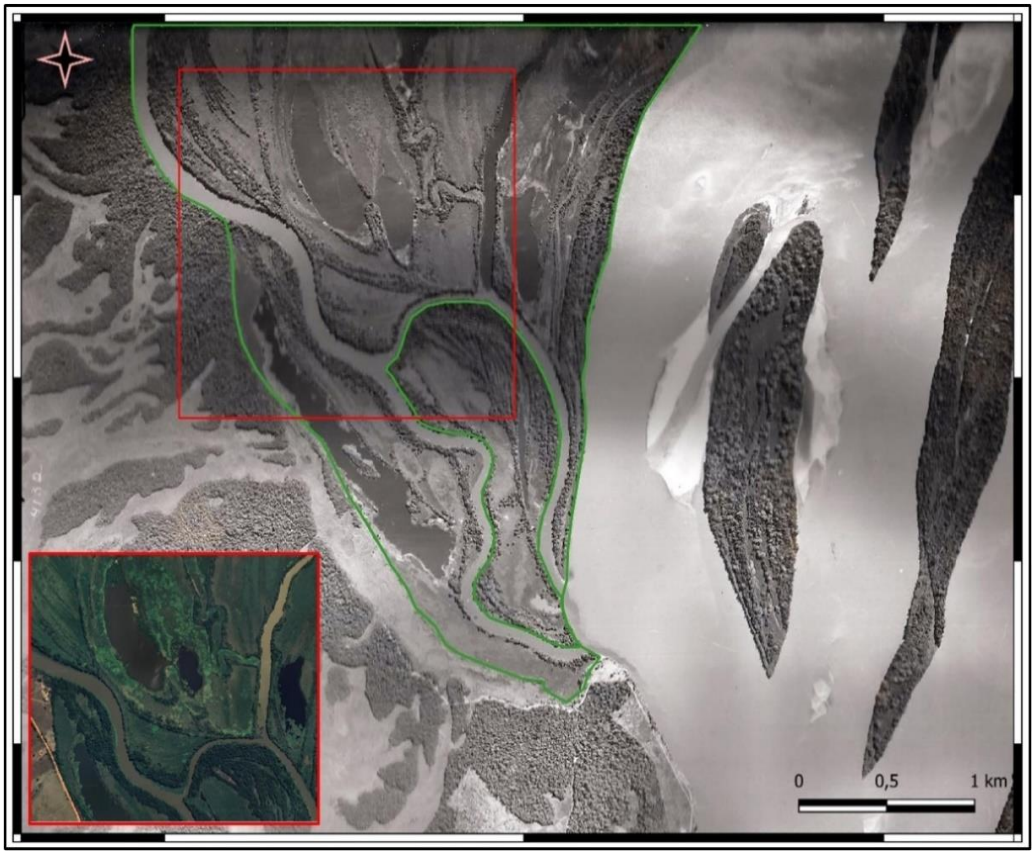


Figura 6 – Planície do tipo mista na foz do rio Ivinhema no rio Paraná. Pode-se observar processos de crista-e-calha e bayfill que ocorrem tanto associadas ao tributário quanto ao rio receptor (foto aérea de 1970). Elaborado pelo autor (2024).

A superfície da planície de inundação apresenta trechos com maior ou menor variação altimétrica, refletindo um gradiente topográfico entre ambientes mais baixos e mais elevados. Os paleocanais, por exemplo, podem ser encontrados tanto em áreas rebaixadas quanto em porções mais altas da planície. Sua posição e morfologia variam, sendo que, em superfícies elevadas, podem se destacar por diferenças altimétricas de até 2 a 5 metros em relação ao entorno (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997).

As particularidades morfológicas observadas ao longo da planície de inundação evidenciam a coexistência de formas resultantes de distintos regimes hidrológicos e dinâmicas deposicionais. Algumas dessas unidades geomorfológicas correspondem a sistemas ativos, modelados pelas atuais flutuações do pulso de inundação (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989); enquanto outras representam formas fósseis, remanescentes de fases hidrodinâmicas pretéritas associadas a padrões de meandramento abandonados, migração lateral ou avulsão fluvial (LATRUBESSE; STEVAUX, 2002).

Essa sobreposição de feições e processos ativos e inativos revela uma planície de inundação funcionalmente complexa e morfologicamente heterogênea, em que o controle hidrossedimentológico e a conectividade lateral variam no tempo e no espaço (NEIFF, 1996; PARK; LATRUBESSE, 2017; LELI; STEVAUX, 2022). Sua construção, enquanto superfície e unidade geomorfológica, está intrinsecamente relacionada às características do regime hídrico e a outros fatores do canal, como tipo de sedimento, morfologia do leito e taxa de deposição (DRAGO; WATZEN; PAIRA, 2008).

2.2.3 Rios multicanais (*Anabranching)*

O padrão de um canal é definido pelo seu arranjo superficial (areal), sendo suas características geralmente associadas a variáveis hidrológicas, como regime, potência do canal e declividade hidráulica, e sedimentológicas, como a disponibilidade e o calibre do sedimento transportado. Essas variáveis, por sua vez, são determinadas fundamentalmente pelo clima (disponibilidade de água e cobertura vegetal na bacia), pela natureza da litologia/solo disponível e pela atuação tectônica, que influencia a variação das declividades (LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005). Leopold e Wolman (1957) classificaram inicialmente os canais em três tipos: meandrante,

retilíneo e entrelaçado (braided). Posteriormente, Brice (1982) acrescentou à tipologia o padrão multicanal ou anastomosado, o que gerou certa confusão conceitual entre geomorfólogos brasileiros. Stevaux e Latrubesse (2017) propuseram uma classificação combinada das proposições de Schum (1985). Essa classificação, diferentes das tradicionais, inclui do padrão entrelaçado como de canal único (Figura 7).

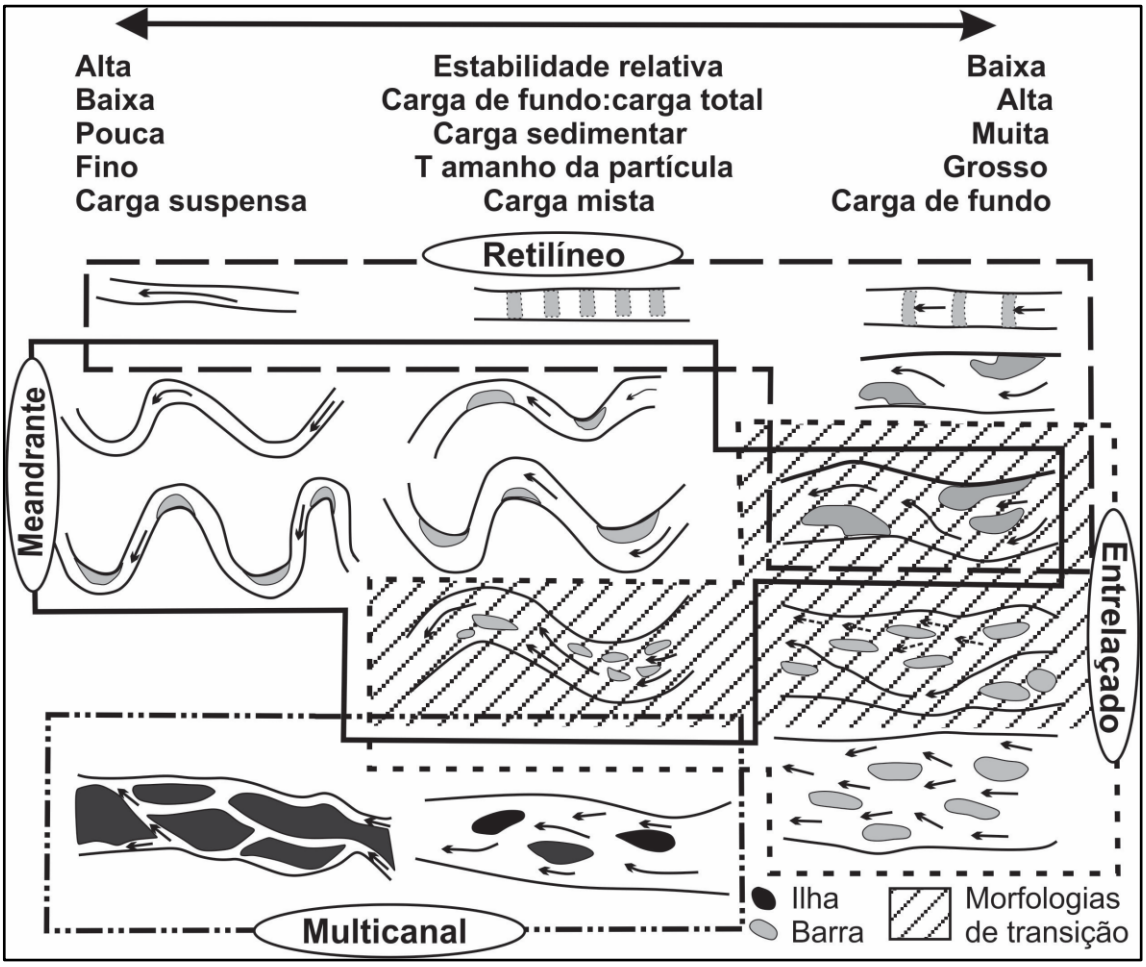


Figura 7 – Classificação de padrão de canal. Fonte: Mod. Stevaux; Latrubesse, (2017)

Nanson e Knighton (1996) introduziram o termo *anabranching* em substituição ao termo *anastomosado*. Os autores justificaram essa nova nomenclatura por se tratar de um padrão de canal que pode coexistir com outros tipos e ocorrer em rios de diferentes portes e sob variados regimes climáticos. Um rio *anabranching* caracteriza-se por múltiplos canais separados por ilhas aluviais estáveis ou semipermanentes.

Além disso, Huang & Nanson (2007) argumentam que a eficiência do sistema anabranching se eleva com a redução da largura dos canais causada pela formação dessas ilhas, o que permite ao sistema fluvial manter estabilidade hidráulica sem

alterar a declividade do leito. A quantidade e a configuração desses canais variam em função das características hidráulicas e morfológicas da seção do rio. Segundo Nanson e Knighton (1996, p. 218): “[...] um rio *anabranching* é definido como um sistema de múltiplos canais caracterizados por ilhas aluviais com vegetação ou de outra forma estável, que dividem os caudais em descargas até quase à altura de margens plenas. ”

Os autores propõem uma tipologia com seis subtipos de canais *anabranching*, fundamentada em aspectos morfológicos, granulometria dos sedimentos e capacidade de transporte e fluxo. São eles:1) os rios de sedimentos coesivos; 2) rios com mais sedimentos arenosos e novo canais separados por ilhas; 3) rios com sedimentos mais coesos e meandros ativos; 4) rios com mais sedimentos arenosos e novos canais separados por barras; 5) rios com maior quantidade de cascalhos em regiões montanhosas e 6) rios com maior quantidade de cascalhos e mais estáveis em bacias íngremes. Apesar de relevante, essa classificação é pouco empregada na prática, pois alguns subtipos correspondem a pequenos sistemas fluviais com configurações muito específicas e escala limitada uma vez que alguns dos tipos mencionados referem-se a pequenos córregos em situações bastante peculiares (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

O mecanismo responsável pela formação de canais múltiplos permanece como tema em aberto na literatura geomorfológica, dada a complexidade do processo, que pode ocorrer em diferentes condições de equilíbrio ou desequilíbrio fluvial, e sob uma ampla gama de variações de descarga (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Nanson e Huang (1999) argumentam que a multicanalização é favorecida pelo aumento na razão largura:profundidade, o que exige, para manutenção da potência específica do canal, um acréscimo na declividade hidráulica. Uma vez que a potência unitária (ω) é inversamente proporcional à largura (w), conforme expressa a equação:

$$\omega = \frac{\gamma \cdot s \cdot Q}{w}$$

em que ω é a potência unitária do canal, γ é o peso específico da água, s é a declividade hidráulica, Q a vazão e w a largura do canal.

Assim, os fatores que favorecem a configuração multicanal estão relacionados aos parâmetros hidrológicos, à natureza e à quantidade da carga sedimentar

transportada, às relações geométricas do canal (largura, profundidade e velocidade do fluxo ao longo do ciclo hidrológico), bem como à declividade longitudinal.

Com base nesses princípios, Stevaux et al. (2020) constataram que, diante do alargamento progressivo do canal por erosão em margens pouco coesivas e da impossibilidade geomorfológica de aumento da declividade (neste caso, inferior a 5 cm/km), a manutenção da potência unitária ocorreu pela formação de ilhas fluviais. Essas ilhas, ao fragmentarem o escoamento, reduziram a largura hidráulica efetiva, diminuindo a razão largura:profundidade e, assim, favorecendo a estabilização do padrão multicanal. Essa dinâmica já havia sido antecipada, ainda que indiretamente, por Latrubesse (2008), ao afirmar que o grau de anastomose (isto é, o número de canais ativos por seção transversal) tende a ser maior em regiões com baixo gradiente topográfico.

A multicanalização de um rio ocorre quando há a estabilização de barras centrais e sua posterior evolução em ilhas. Esse processo demonstra que o funcionamento desse padrão de canal está diretamente condicionado às fases do regime de descarga fluvial. A formação e consolidação de barras e ilhas dependem da ocorrência de fases de caudal baixo ou moderado, que favorecem sua fixação com maior estabilidade. Esse processo também pode ocorrer por meio de eventos de avulsão, nos quais a incisão do fluxo sobre a superfície da planície promove a separação de um segmento marginal, originando uma nova ilha (NANSON; KNIGHTON, 1996).

A importância do padrão multicanal (*anabranching*) ganhou ampla projeção entre as décadas de 1990 e 2010, sobretudo por ser identificado em sistemas fluviais inseridos em distintos contextos climáticos, como: tropical úmido (rio Amazonas, Brasil), tropical de savana (rio Magdalena, Colômbia), periglacial (rio Ienissei, Rússia) e temperado (rio Murray, Austrália). Ademais, trata-se do padrão dominante em nove dos dez maiores rios do planeta (e.g., LATRUBESSE, 2008; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

No contexto brasileiro, destacam-se como rios multicanais expressivos o Solimões, o Amazonas, o Madeira, o Negro e o próprio rio Paraná. Nas últimas décadas, tem-se observado uma tendência crescente de substituição do termo *anastomosado* por *anabranching*, o que tem fomentado debates terminológicos na literatura científica. Diante dessa controvérsia, Stevaux e Latrubesse (2017) recomendam a adoção do termo mais abrangente “multicanal” para caracterizar esse

padrão fluvial. Cabe ressaltar, entretanto, que rios entrelaçados (*braided*) não devem ser confundidos com sistemas multicanais, pois seus canais são separados por barras móveis, altamente instáveis e de curta duração (ver Figura 8).

Entre os rios com padrão multicanal, o rio Paraná destaca-se por apresentar uma configuração típica, caracterizada por elevada carga de sedimentos arenosos e canais separados, majoritariamente, por ilhas vegetadas. Seu padrão atual está relacionado à formação de barras que evoluem para ilhas estáveis (GON, 2012; STEVAUX et al., 2020). Tal configuração foi estabelecida após um evento tectônico que deslocou o curso do canal para leste/sudeste, desviando o talvegue em direção à margem esquerda (STEVAUX et al., 1997).

O rio Paraná constitui um dos principais exemplos de canal com forte controle tectônico em determinados trechos. Ajustes estruturais, como falhamentos e basculamento de blocos, moldam o cinturão aluvial, resultando em setores multicanais com até oito canais secundários, intercalados por seções nodais de canal único. Com base na classificação de Summerfield (1991), o alto rio Paraná no trecho analisado, apresenta um padrão multicanal do tipo *braided*, em que as ilhas possuem largura inferior a três vezes a largura do canal. Essa configuração, entretanto, não é verificada no trecho inferior, onde o canal é separado por grandes ilhas, como as ilhas Grande e Bandeirante.

Outro mecanismo de formação de ilhas e de multicanalização é a incisão do canal sobre a superfície da planície, acompanhada por processos de avulsão que isolam segmentos do terreno marginal, os quais passam a constituir novas ilhas fluviais. Leli, Stevaux e Assine (2020) documentaram esse tipo de processo no alto curso do rio Paraná, destacando como exemplos representativos as ilhas Grande e Bandeirante, localizadas no trecho inferior anteriormente mencionado.

O padrão atual do rio Paraná, marcado pela presença de múltiplas barras, ilhas e canais com distintas dimensões e trajetórias, resulta da interação entre a elevada movimentação de leito e erosão marginal, e pela variabilidade do regime de descarga. Essa relação favorece a deposição intracanal significativa, sobretudo em fases de menor energia (DUNNE; AALTO, 2013). Os canais do sistema multicanal do rio Paraná são altamente dinâmicos e respondem de maneira diferenciada às flutuações hidrológicas, podendo atuar de forma predominantemente erosiva ou deposicional, conforme o momento hidrossedimentológico.

As ilhas de maior extensão foram originadas há décadas e algumas remontam a séculos, sendo estabilizadas após períodos prolongados de relativa estabilidade do regime fluvial. Com a posterior alteração do traçado do canal, o talvegue do rio Paraná deslocou-se em direção à margem esquerda, consolidando um novo padrão de escoamento (lado direito da imagem). A maioria das ilhas que compõem o sistema multicanal do rio estão construídas no processo de acresção de barras centrais de canal e são estabilizadas por vegetação (LELI, 2015). No trecho estudado, este tipo de construção das ilhas modelou inclusive morfologias da planície herdada (paleoilhas). Deste modo, o sistema neste trecho do alto rio Paraná é bastante influenciado pela composição sedimentar diferente das margens e a presença de pontos com diques marginais bem expressivos (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997).

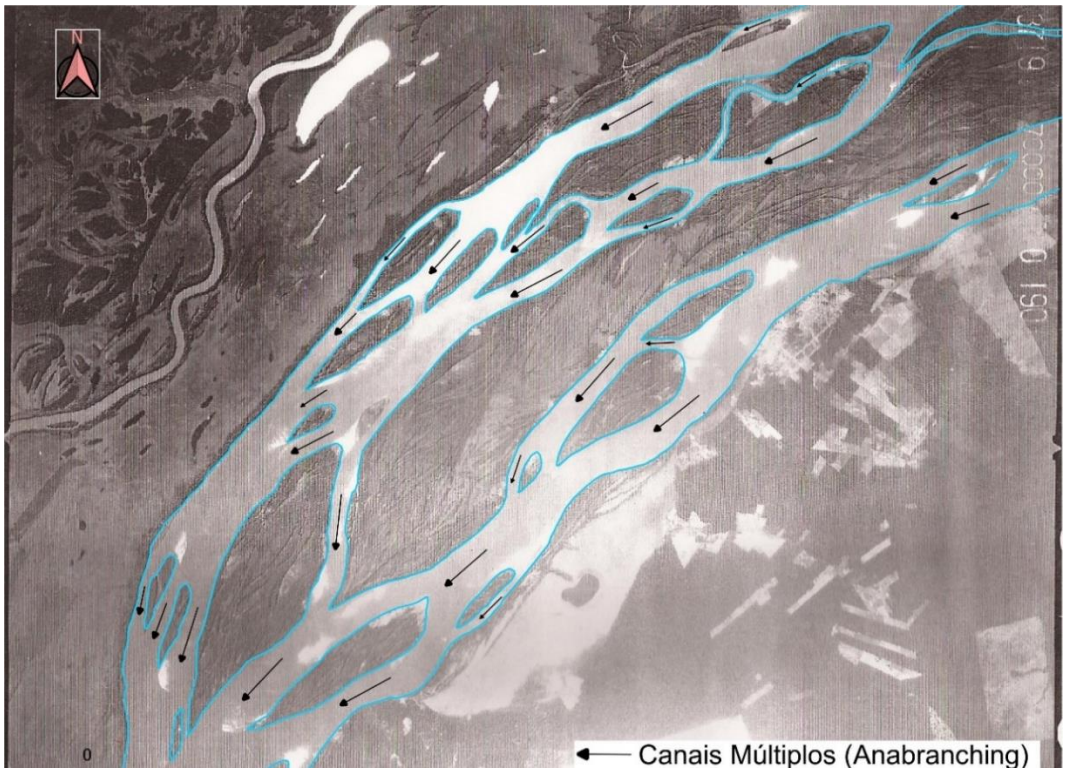


Figura 8 – Padrão multicanal com grande número de ilhas e canais no trecho estudado. Este mesmo padrão é considerado braided para Summerfiled (1991). Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

2.3 Conectividade hidrológica e planície de inundação.

O conjunto de unidades morfológicas que estruturam a planície de inundação apresenta distintos graus de conectividade com o canal principal, a depender de sua posição topográfica relativa ao nível da água, de sua morfologia, e do regime

hidrológico vigente, isto é, a intensidade, a frequência e a duração dos pulsos de cheia e dos episódios de vazante. Nesse contexto, conectividade refere-se ao grau de interação hidrodinâmica entre uma variável da planície (por exemplo, uma unidade geomorfológica, uma fitofisionomia ou uma comunidade de alevinos em lagoas marginais) e o volume e o fluxo de água provenientes do canal (WARD, 1989).

A partir de certos limiares fluviométricos definidos por valores críticos de cota ou vazão, a água do rio extravasa o leito principal, atingindo e saturando setores da planície. Esses episódios promovem a renovação hidrológica e ecológica dos ambientes de várzea, em ciclos que se repetem a cada evento de inundação. Como afirmam Junk et al. (2021, p. 6): “O movimento do rio conecta e desconecta a planície de inundação e suas lagoas embutidas com o canal principal conforme a forma da curva de inundação. ”

O gradiente longitudinal do rio, de seu vale e, particularmente, da planície de inundação, é amplamente reconhecido como um fator de controle chave na dinâmica dos sistemas fluviais (VANNOTE et al., 1980). A conectividade hidrológica expressa o grau de interligação funcional entre os compartimentos da paisagem ribeirinha, sendo operacionalizada por meio de caminhos de fluxo que podem ser temporariamente ativados, dependendo do regime hidrossedimentar. Em muitos casos, tais vias permanecem ativas por curtos períodos antes de evoluírem para condições de terrestrealização, isto é, a reconversão do ambiente para formas subaéreas estáveis. A diversidade morfológica das planícies aluviais resulta justamente dessa variedade de conexões e desconexões entre o canal principal e as diferentes feições topográficas adjacentes (WARD, 1989).

Esse processo constitui a força motriz essencial que regula as interações físico-ecológicas entre o rio e sua planície. Tais interações são mediadas pelos pulsos de cheia, que atuam como indutores de conectividade e redistribuição de energia e matéria no sistema (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989; JUNK et al., 2021). Tockner, Mallard e Ward (2002) argumentam que os mecanismos de conectividade são acionados pela energia cinética das inundações, ou seja, pela própria dinâmica fluvial, funcionando como o principal vetor de sustentação e renovação dos processos geomorfológicos e ecológicos da paisagem ribeirinha.

O pulso de inundação constitui, assim, a principal força reguladora das fases de conexão e desconexão entre o canal e os ambientes da várzea. Sua ocorrência não apenas induz a produtividade dos ambientes alagadiços, como também organiza

os fluxos de nutrientes, propaga sinais ecológicos e sustenta ciclos de retroalimentação essenciais à estruturação do sistema rio-planície (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989). Nessa perspectiva, Tockner, Mallard e Ward (2002) reforça:

> "A conectividade opera em diferentes escalas e a conexão hidrológica varia muito entre diferentes unidades sedimentares. A dinâmica fluvial, incluindo a expansão/contração das águas superficiais, é a principal força que sustenta a conectividade em rios aluviais (TOCKNER; MALLARD; WARD, 2002, p. 532)"

A alternância entre as fases potâmicas (cheias) e límnicas (águas baixas) da planície de inundação viabiliza trocas recorrentes de sedimentos e matéria orgânica entre o canal principal e os compartimentos adjacentes da planície (WARD; STANFORD, 1995; MARCHETTI et al., 2013). No interior da planície, a posição altimétrica e a estrutura das subunidades morfológicas condicionam diretamente a intensidade e a frequência da conectividade hidrológica com o canal fluvial. Conforme apontam Park e Latrubesse (2017, p. 322), "os processos de conectividade hidrológica estão relacionados a subunidades mórficas da planície de inundação interconectadas em diferentes estágios".

Assim, mesmo pequenas variações topográficas em superfícies relativamente planas podem induzir tanto isolamento quanto integração hidrológica entre distintos compartimentos da planície. A capacidade adaptativa das formas de relevo à dinâmica hidrossedimentar é central para a compreensão dos padrões de conectividade. Ambientes rebaixados tendem a apresentar maior frequência e duração de conexão com os fluxos de água que adentram os canais internos da planície. Por outro lado, setores topograficamente mais elevados mantêm conectividade restrita, ativada apenas em eventos hidrológicos extremos.

Esse comportamento diferencial justifica a proposta de Ward e Stanford (1995), segundo a qual os diversos ambientes da planície seguem sequências sucessionais próprias, moldadas pela frequência dos perturbações hidrológicos e pelo grau de adaptação ecológica ao regime fluvial. Ward e Stanford (1995, p. 105) destacam que há um "equilíbrio entre a tendência de terrestrealização e os distúrbios de fluxo que renovam a conectividade e redefinem as sequências sucessionais".

Por fim, ressalta-se que a evolução morfológica da planície, conduzida sobretudo pelo acúmulo vertical de sedimentos, transforma progressivamente suas unidades constituintes e modifica seus padrões de conectividade em escalas

temporais mais longas (superiores a 10^2 anos), conforme argumentado por Stevaux e Latrubesse (2017). A conectividade hidrológica inicial entre o canal principal e a planície de inundação estabelece-se, prioritariamente, por meio dos canais secundários internos, configurando a fase preliminar do processo natural de conexão. Essa etapa corresponde à primeira onda da cheia sazonal, que adentra a rede de várzea sem, contudo, transbordar os limites marginais ou os diques naturais, promovendo conexões seletivas entre ambientes lóticos e lênticos (DRAGO et al., 2008).

Além do fluxo superficial, a elevação do lençol freático durante os períodos de cheia intensifica o intercâmbio vertical de água entre os compartimentos da planície, favorecendo processos de natureza predominantemente hidroquímica — em contraposição às trocas particuladas proporcionadas pela água do canal. Canais como o Baía, Curutuba, Ipoitã e os canais do baixo rio Ivinhema, todos situados na planície do alto rio Paraná, exemplificam essa função condutora de matéria, energia e organismos para o interior da planície (CORRADINI, 2006; STEVAUX; CORRADINI; AQUINO, 2013).

A análise da conectividade hidrológica pode ser aprofundada a partir da observação das transformações provocadas pela oscilação do nível da lâmina d'água sobre as distintas morfologias da planície. Neiff (2003) ressalta que tais variações afetam diretamente a vegetação e a configuração geomorfológica das unidades aluviais, caracterizando o que se denomina "vazões ecológicas". Nesse contexto, Park e Latrubesse (2017, p. 322) destacam: "A planície de inundação sob influência da cheia é normalmente composta por uma rede de manchas de terrenos planos saturados de água e grandes lagoas redondas interconectadas e rasas".

O processo responsável por regular a conectividade é o pulso de inundação (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989), que determina a alternância entre fases de conexão e de isolamento dos diferentes compartimentos fluviais. De forma geral, Neiff e Poi de Neiff (2003) caracterizam esse fenômeno com base na intensidade das trocas hidrológicas que ocorrem ao longo das dimensões longitudinal, lateral e vertical. A conectividade induzida pelo pulso controla o intercâmbio de água entre o canal principal, os corpos hídricos marginais e os canais internos da planície (NEIFF, 1990; AGOSTINHO; THOMAZ; GOMES, 2004).

A diversidade de unidades morfológicas da planície, aliada às características do regime hidrológico, como o pulso de inundação, os níveis mais frequentes de água

e as fases de vazante, resultam em uma ampla variedade de habitats (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989). Nesse contexto, a planície de inundação abriga diferentes tipos de terrenos, que podem ser classificados como alagados, úmidos ou encharcados, sujeitos à inundação periódica, além de unidades mais elevadas recobertas por vegetação emergente. Na área estudada, essas formações compreendidas como unidades morfológicas, ocorrem em uma altitude entre 232 m e 238 m a.n.m. (CORRADIN; STEVAUX; FACHINI, 2008).

Assim como o pulso hidrológico, a própria morfologia da planície constitui um fator determinante na dinâmica de conectividade. Durante o período de estiagem e águas baixas, certos setores da planície podem permanecer úmidos ou encharcados, sustentados pela contribuição de aquíferos associados a terraços antigos ou encostas laterais. Reforçando a importância da estrutura geomorfológica, os ambientes mais elevados, frequentemente associados a diques marginais com vegetação arbórea, funcionam como barreiras naturais ao desenvolvimento do sistema rio-planície. Esses setores restringem tanto a ocorrência de inundações generalizadas quanto o transporte de sedimentos do canal principal para a planície (STEVAUX, 1993). Como destacam Amoros e Bornette (2002, p. 767): “As massas de água da planície de inundação estão permanentemente (em escalas temporais curtas, como meses ou anos) ligadas ao rio, ou separadas dele por depósitos aluviais.”

As variações diárias e mensais do nível da água no canal principal também contribuem para o abastecimento do aquífero aluvial, o que é essencial para a manutenção da lâmina d’água em lagoas distribuídas em diferentes posições topográficas da planície. Durante a fase de águas altas, os canais secundários são intensamente abastecidos por fluxos provenientes do canal principal, especialmente por conexões situadas a jusante.

Quando ocorrem eventos de cheia mais intensos, os ambientes anteriormente encharcados tornam-se amplamente alagados ou passam a receber fluxo direto de água. Em situações extremas, marcadas por elevação significativa do nível do rio, verifica-se o processo conhecido como *overbank* ou transbordamento (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989; AMOROS; BORNETTE, 2002). Nessa fase, a conectividade transforma temporariamente a planície em um ambiente hidrologicamente mais homogêneo, totalmente potâmico. Em contrapartida, as formas de relevo que permanecem longos períodos isoladas dos eventos de cheia tendem a

se tornar progressivamente mais terrestres, consolidando sua diferenciação ecológica e funcional, como ressaltam Amoros e Bornete (2002):

> A entrada e deposição de sedimento superficial pode alterar a dinâmica da conectividade superficial e vertical por meio da terrestrealização dos corpos d'água e da construção de barras aluviais em suas extremidades de conexão (AMOROS E BORNETTE, 2002 p. 768).

Junk, Bayley e Sparks (1989) descrevem a fase *overbank* como evento de cheias acima das margens e intensa dinâmica nos corredores fluviais e suas relações verticais e laterais (Figura 9).

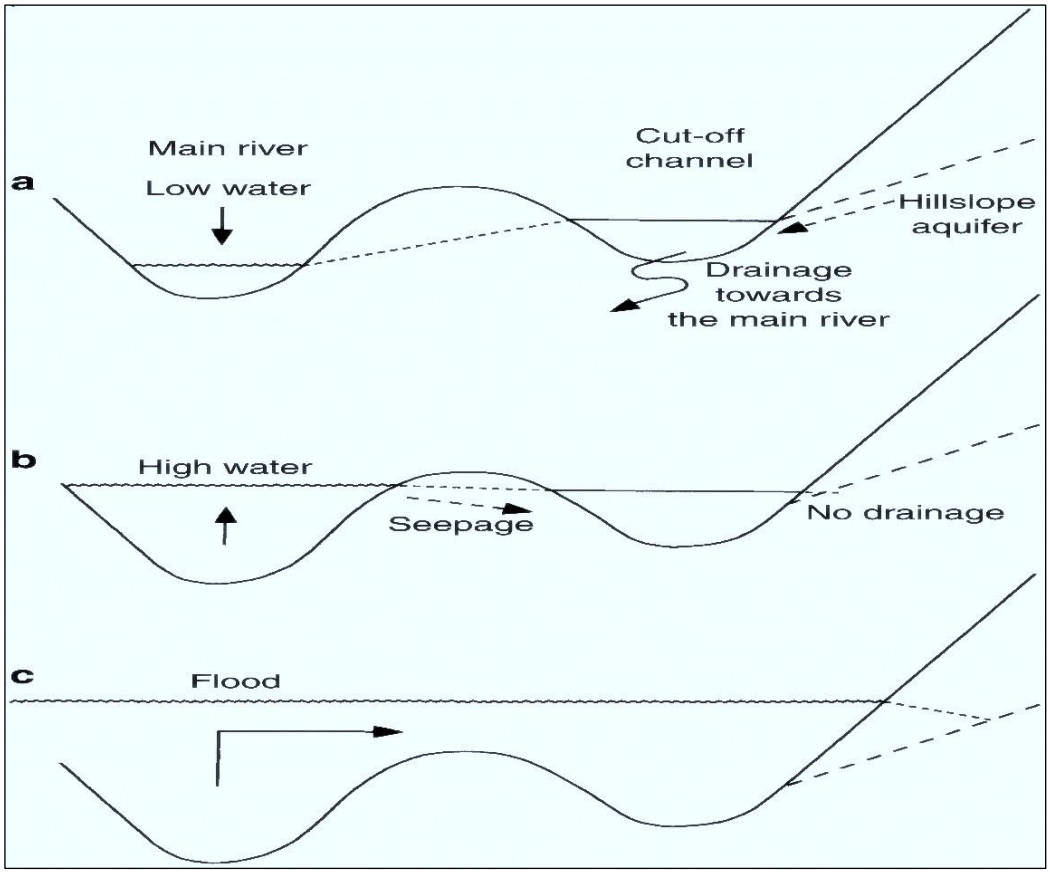


Figura 9 – Ilustração esquemática da dinâmica de curto prazo de conectividade hidrológica em relação aos estágios do rio: (a) (estágio de águas baixas), os corpos d'água da planície de inundação podem ser abastecidos por um aquífero de encosta; (b) (estágio de cheia), os corpos d'água da planície de inundação são abastecidos pela infiltração do rio no aquífero aluvial e possivelmente pelo refluxo do rio através de uma conexão a jusante; (c) (inundação), os corpos d'água da planície de inundação são abastecidos por fluxo *overbank.* Fonte: AMOROS; BORNETTE (2002).

Resta evidente que a conectividade hidrológica está intrinsecamente associada ao pulso de inundação, promovendo zonas de transição aquático-terrestres com

distintas condições ecológicas, determinadas pela movimentação das águas, sedimentos, nutrientes e organismos (NEIFF, 1990). A concepção tridimensional do rio, conforme proposta por Petts e Amoros (1996), abrange interações nas dimensões longitudinal, lateral e vertical. Esses processos geram variabilidade nos fluxos hidrológicos e nas dinâmicas geomorfológicas.

A elevação do nível da água nos canais secundários reativa pontos de conexão entre o canal principal e as lagoas marginais. Paleocanais e canais abandonados também podem ser reativados durante eventos de cheia de grande magnitude, funcionando temporariamente como vias de escoamento do excedente hídrico. Como apontam Drago, Paira e Wantzen (2008, p. 45): “Durante as maiores inundações, vários canais abandonados da planície de inundação também são ativados, causando curtos períodos de rejuvenescimento hidrológico”. O conjunto de ambientes, composto por diferentes habitats organizados sobre variadas morfologias, é fortemente condicionado pelo regime do pulso hidrológico. A capacidade de cada unidade em estabelecer conexão com o canal fluvial depende de suas características topográficas e das variáveis hidrológicas dominantes. Esse sistema complexo e suas interações são conceitualmente descritos por Petts e Amoros (1996) como:

> Os rios são vistos como sistemas ecológicos complexos compostos por biótopos e biocenoses de água corrente, água parada, água temporária, água subterrânea e ambientes terrestres. Cada um desses ambientes depende, em maior ou menor grau, da conectividade com o canal ativo do rio e do caráter ecológico desse canal principal (PETTS; AMOROS, 1996, p. 7).

O conjunto de feições existentes pela superfície da várzea do alto rio Paraná e a distribuição espacial de tais formas é um importante fator nos processos hidrodinâmicos. Estes ambientes podem estar interagindo em processos longitudinais (JUNK; BAYLEY; SPARKS., 1989) ou laterais (NEIFF, 1990), em dada morfologia ambos os casos ocorrem. Os processos de conectividade para cada uma das unidades são determinados principalmente por heterogeneidade mórfica, portanto, estão associados a feições geomorfológicas conectadas ao canal em estágios diferentes (PARK; LATRUBESSE, 2017).

3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA

O rio Paraná é um dos maiores da América do Sul, destacando-se entre os rios com maior vazão e extensão do continente, sendo o segundo maior da América do Sul em comprimento, atrás apenas do Amazonas. A sua vasta bacia hidrográfica drena sete unidades federativas brasileiras — Distrito Federal, Minas Gerais, Goiás, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul e Santa Catarina — abrangendo uma região ampla, densamente povoada e altamente industrializada das regiões centro-oeste, sudeste e sul do Brasil (Figura 10). A bacia também inclui áreas da Argentina, do Paraguai e da Bolívia totalizando aproximadamente 2,6 milhões de km².

A relevância de estudar este trecho da bacia hidrográfica do rio Paraná reside no fato de que ele concentra grandes desafios ambientais e de gestão de recursos hídricos. Trata-se de uma região marcada por intensa ocupação humana, uso agrícola e industrial em larga escala, além da presença de grandes empreendimentos hidrelétricos, fatores que alteram profundamente o regime hidrológico natural e a conectividade entre o rio e suas planícies de inundação. Esses impactos se refletem na dinâmica sedimentar, na qualidade da água e na conservação da biodiversidade aquática e terrestre.

Desde sua nascente, na confluência dos rios Grande e Paranaíba (20°08'25" S / 51°00'08" O), até sua foz no estuário do Rio da Prata, próximo a Buenos Aires (34°19'01" S / 58°26'55" O), o rio percorre cerca de 3.780 km, com vazão média (Q_m) na foz estimada em 18.000 m³/s (STEVAUX, 1994; LATRUBESSE, 2008). O rio Paraná é tradicionalmente subdividido em quatro trechos principais, segundo critérios geomorfológicos e hidrológicos:

Trecho Superior (ou de Planalto): Localizado inteiramente em território brasileiro, estende-se por 809 km e drena uma área de cerca de 820.000 km². Sua Q_m é de 10.000 m³/s, registrada na estação fluviométrica de Guaíra (PR). Neste segmento, o rio atravessa o *platea*u arenito-basáltico do Mesozoico da Bacia Sedimentar do Paraná. O trecho se encerra em um dos maiores *knickpoints* do planeta, com desnível próximo de 200 m, onde se localizava o antigo Salto das Sete Quedas, atualmente submerso pelo reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu.

Trecho Médio: Estende-se a jusante do antigo Salto das Sete Quedas até a confluência com o rio Paraguai, nas proximidades da cidade de Corrientes, na Argentina, com extensão aproximada de 1.200 km. Nesse trecho, o rio assume feições

aluviais marcantes, desenvolvendo planícies amplas e padrão anastomosado. É nesse segmento que se encontra a Usina Hidrelétrica de Yacyretá.

Trecho Inferior (ou de Planície): Com cerca de 1.340 km de extensão, percorre a extensa planície sedimentar da Argentina, até a cidade de Diamante (província de Entre Ríos). Nesse setor, o rio apresenta ampla divagação lateral, sistemas multicanais e interação intensa com a planície de inundação.

Trecho Estuarino (ou Influenciado por Maré): Vai de Diamante até a foz no estuário do Rio da Prata, percorrendo aproximadamente 440 km sob influência de marés. Esse trecho caracteriza-se por amplas planícies de maré, águas meso-halinas e transição progressiva para o ambiente estuarino do rio da Prata.

3.1. Fisiografia da bacia do alto Paraná

Ao longo de seu curso, o rio Paraná pode ser subdividido em três setores morfo-hidrológicos distintos — trecho represado, trecho multicanal e trecho inferior — conforme descrito por Souza Filho (1993) e Stevaux (1994). Essa compartimentação baseia-se na distribuição da planície de inundação e nas condições atuais de represamento.

Trecho represado (superior): estende-se por 372 km, desde a confluência dos rios Paranaíba e Grande até a barragem de Porto Primavera. Nesse setor, o rio encontra-se fortemente represado, formando uma sequência quase contínua de reservatórios — Ilha Solteira, Jupiá e Porto Primavera — que transformam o canal natural em grandes corpos lacustres artificiais. Essa configuração limita drasticamente a conectividade lateral e longitudinal (*continuum*), e altera os padrões hidrossedimentares originais da planície.

Trecho multicanal (médio): compreende cerca de 130 km, ao longo da divisa entre os estados do Paraná e Mato Grosso do Sul. O canal possui padrão anabranching, com largura variando entre 1,1 km nas seções nodais e até 6 km nos trechos multicanais. Esse setor abriga aproximadamente 200 ilhas fluviais, com grande diversidade de tamanhos, formas, origens e idades (LELI; STEVAUX, 2022; LELI; STEVAUX; ASSINE, 2020; STEVAUX et al., 2021). Trata-se da porção mais dinâmica do alto curso, com elevada conectividade hidrológica e intensa atividade morfogenética.

Trecho inferior (planície interna): estende-se por cerca de 58 km, a jusante da foz do rio Ivinhema até a região próxima ao reservatório de Itaipu. Nesse segmento, desenvolvem-se amplas planícies de inundação intracanal, especialmente associadas às ilhas Bandeirantes e Grande, que constituem extensos maciços vegetados delimitados por canais permanentes. Essa configuração reflete ambientes de alta conectividade lateral e marcada variabilidade hidrossedimentar, fundamentais para a manutenção da heterogeneidade estrutural da planície.

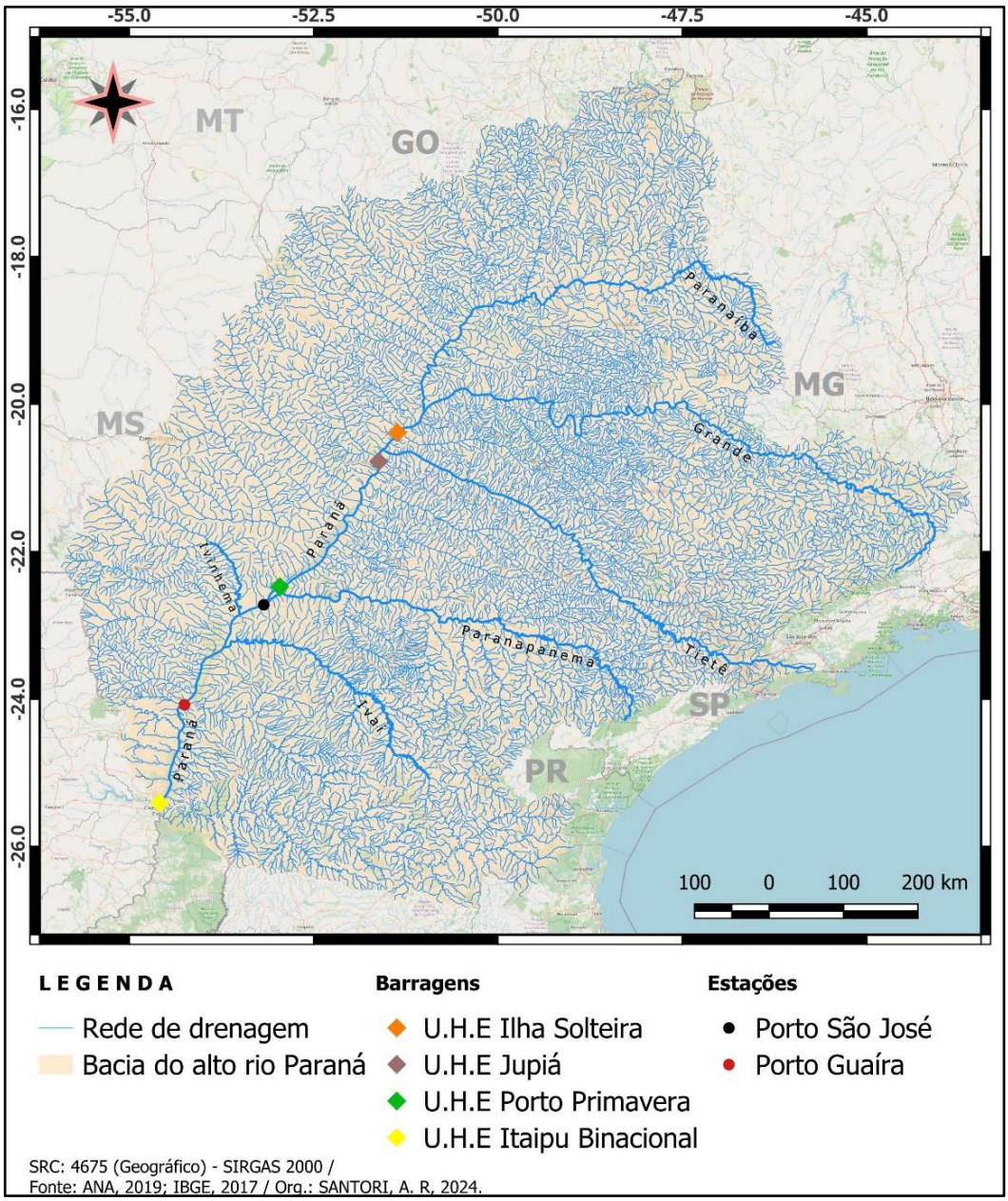


Figura 10 – Bacia hidrográfica do alto rio Paraná. Barragens (ano da construção) de Ilha Solteira (1978), Jupiá (1974), Porto Primavera (1999) e Itaipu (1984). Fonte: ANA. Elaborado pelo autor (2024).

3.1.1 Geomorfologia da bacia hidrográfica

A geomorfologia da bacia do rio Paraná é controlada por uma variedade de fatores litológicos, tectônicos e climáticos, resultando em uma paisagem diversificada e complexa. O alto curso do rio Paraná está situado em uma área caracterizada por grandes planaltos da bacia sedimentar que leva o mesmo nome. A bacia hidrográfica do Paraná é dividida em compartimentações hierarquizadas e caracterizadas por determinados aspectos geomorfológicos e litológicos (STEVAUX, 1993). Segundo Ab' Saber (1969), a taxonomia do relevo na região é englobada de forma mais ampla pelo domínio morfoestrutural das bacias e coberturas sedimentares. O segundo "táxon" corresponde a uma subdivisão que leva em conta elementos menos geológicos e mais processos climáticos e se denomina de 'região morfológica dos planaltos do alto Paraná'. A última compartimentação está associada às características fisionômicas das formas de relevo e do modelado mais específico, no caso da área estudada, é encontrada a 'unidade geomorfológica dos planaltos rebaixados'.

Após sua formação, o rio Paraná segue escavando as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná (SOUZA FILHO, 1993). Souza Filho e Stevaux (2000, p. 14) em descrição dos componentes geológicos do rio Paraná encontraram um ambiente: "constituído por basaltos da Formação Serra Geral (JK) e por arenitos das formações Santo Anastácio e Caiuá, do Grupo Bauru (K)". A unidade geomorfológica de planaltos rebaixados possui relevos extensos e homogêneos escavados em rochas nas áreas de baixo interflúvio na margem esquerda e de extensas áreas de acumulação coluviais, aluviais e terraços na margem direita (STEVAUX, 1993).

3.1.2 Clima da bacia hidrográfica

A bacia hidrográfica do alto rio Paraná abrange uma extensa área da região Centro-Sul do Brasil, caracterizada por predominância do clima tropical, com variações locais importantes. Segundo a classificação de Köppen, os principais tipos climáticos da bacia são o Cfa (clima subtropical úmido), predominante no sul da bacia, e o Aw (tropical com estação seca no inverno), comum nas porções centrais e norte. O clima Cfa apresenta verões quentes, invernos amenos e chuvas bem distribuídas ao longo do ano, enquanto o Aw possui duas estações bem-marcadas: uma chuvosa no verão e outra seca no inverno. A precipitação média anual varia entre 1.200 e 1.800

mm, concentrando-se nos meses de novembro a março. A temperatura média anual oscila entre 20 °C e 24 °C, com amplitudes térmicas maiores nas áreas de maior latitude.

3.1.3 Pedologia da bacia hidrográfica

Os solos da bacia do alto rio Paraná apresentam grande fertilidade e são amplamente utilizados para a agricultura extensiva. Em toda a bacia ocorre a predominância de Latossolos vermelhos e vermelhos-amarelos bem drenados, profundos e relacionados a superfícies de erosão e terraços fluviais antigos amplamente dispostos nas proximidades da calha fluvial do rio Paraná (EMBRAPA, 2018). Também estão presentes em áreas relativamente extensas os Argissolos vermelhos, Argissolos vermelhos amarelos, Neossolos litolicos e quartzarênicos, além de Cambissolos háplicos. Ao todo, são encontrados 17 tipos de solos em toda a extensão da bacia (EMBRAPA, 2018).

3.1.4 Atividades e ocupação da bacia hidrográfica

A grandiosidade do rio Paraná permite o seu uso para diversas atividades, como lazer, geração de energia, abastecimento industrial, extração de matéria-prima (areia e argila), navegação, irrigação e pesca. As atividades turísticas na região são exploradas a partir dos passeios de barco para pesca esportiva, observação de fauna ou para banho nas prainhas de água doce. A força do turismo náutico na região do alto rio Paraná é incrementada pelas atividades de ecoturismo que estão em plena expansão na região, inclusive com a existência da maior “trilha aquática” do Brasil, a chamada Rota dos Pioneiros (GALVÃO; STEVAUX, 2010; GALVÃO; SAAD; STEVAUX, 2017).

A bacia ou região hidrográfica do rio Paraná é marcada por um grande aproveitamento do potencial hidrelétrico. A geração de energia nesta vasta área é potencializada pelas condições geológicas, geomorfológicas e hidrológicas da bacia. No caso do rio Paraná, este fato justifica a quantidade de barragens hidrelétricas em cascata existentes ao longo do canal, as principais são a Usina Hidrelétrica de Ilha Solteira (3.444 MW), Usina Hidrelétrica de Eng. Souza Dias/Jupiá (1.551 MW), Usina Eng. Sergio Motta/Porto Primavera (1.540 MW), Usina Hidrelétrica de Itaipu (14.000

MW). A sua extensão e a magnitude de sua vazão são os fatores que determinam a instalação de grandes usinas geradoras de energia, transformando a bacia do Paraná em uma das principais áreas de geração de energia para abastecimento do Brasil e países vizinhos, caso da Usina Hidrelétrica Itaipu Binacional que também abastece regiões do Paraguai.

3.2. Características geográficas gerais da planície e do entorno

A planície de inundação do trecho médio multicanal do rio Paraná é classificada como adjacente, desenvolvendo-se predominantemente na margem direita do canal, com largura variando entre 4 e 6 km. Na margem esquerda o canal é ladeado por um paredão escarpado de até 20 metros de altura, formado por arenitos da Formação Caiuá, com o desenvolvimento de planícies mistas (LELI; STEVAUX, 2022) estreitas, descontínuas e localizadas, nas confluências dos rios Paranapanema (Q_m = 658 m³/s) e Ivaí (Q_m = 733 m³/s). Esse mesmo tipo de planície adjacente também é observado na margem direita na foz do rio Ivinhema (Q_m = 359 m³/s). A carga sedimentar suspensa do rio foi drasticamente reduzida após o fechamento da represa de Porto Primavera, passando de aproximadamente 35,0 $mg \cdot L^{-1}$ para 0,5 $mg \cdot L^{-1}$, o que corresponde a uma redução no aporte anual de sedimentos de 3,7 $Mt \cdot ano^{-1}$ (CRISPIN, 2001; STEVAUX; TAKEDA, 2002; MARTINS; STEVAUX, 2004; STEVAUX et al., 2009).

As várzeas do rio Paraná apresentam feições herdadas de antigos sistemas anastomosados, assim como formas desenvolvidas sob o regime hidrológico atual (STEVAUX, 2000; LELI, 2015; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017; LELI; STEVAUX, 2022). A variabilidade natural do regime de vazão do rio exerce influência direta sobre as transformações geomorfológicas que moldam o canal. Tais transformações incluem tanto a reconfiguração de formas antigas quanto a geração de novas unidades morfológicas, resultando em alterações nas características geomorfológicas, sedimentológicas e hidrológicas da planície (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997; SOUZA; STEVAUX, 1999; LELI; STEVAUX; ASSINE, 2018).

O local estudado estende-se por cerca de 127km de distância (comprimento) e 715km² de área desde a UHE Eng. Sergio Motta – Porto Primavera (lat. 22° 46′ 45″ S / long. 52° 59′ 38″ O, e UTM 75155100.0 – 300000.0) até à última confluência do rio Ivinhema com o Paraná, a jusante da foz do rio Ivaí (lat. 23° 15′ 28″ S / long. 53° 42′

44″ O e lat. 7425100,0 – long. 225000,0 UTM) (Figura 11). Os principais afluentes do rio Paraná na extensão da área estudada são os rios Paranapanema (Qm: 1.292 m³/s) e Ivaí (Qm: 678 m³/s) pela margem esquerda. Na margem direita, o principal é o rio Ivinhema (Qm: 410 m³/s) com aproximadamente 400 km de extensão.

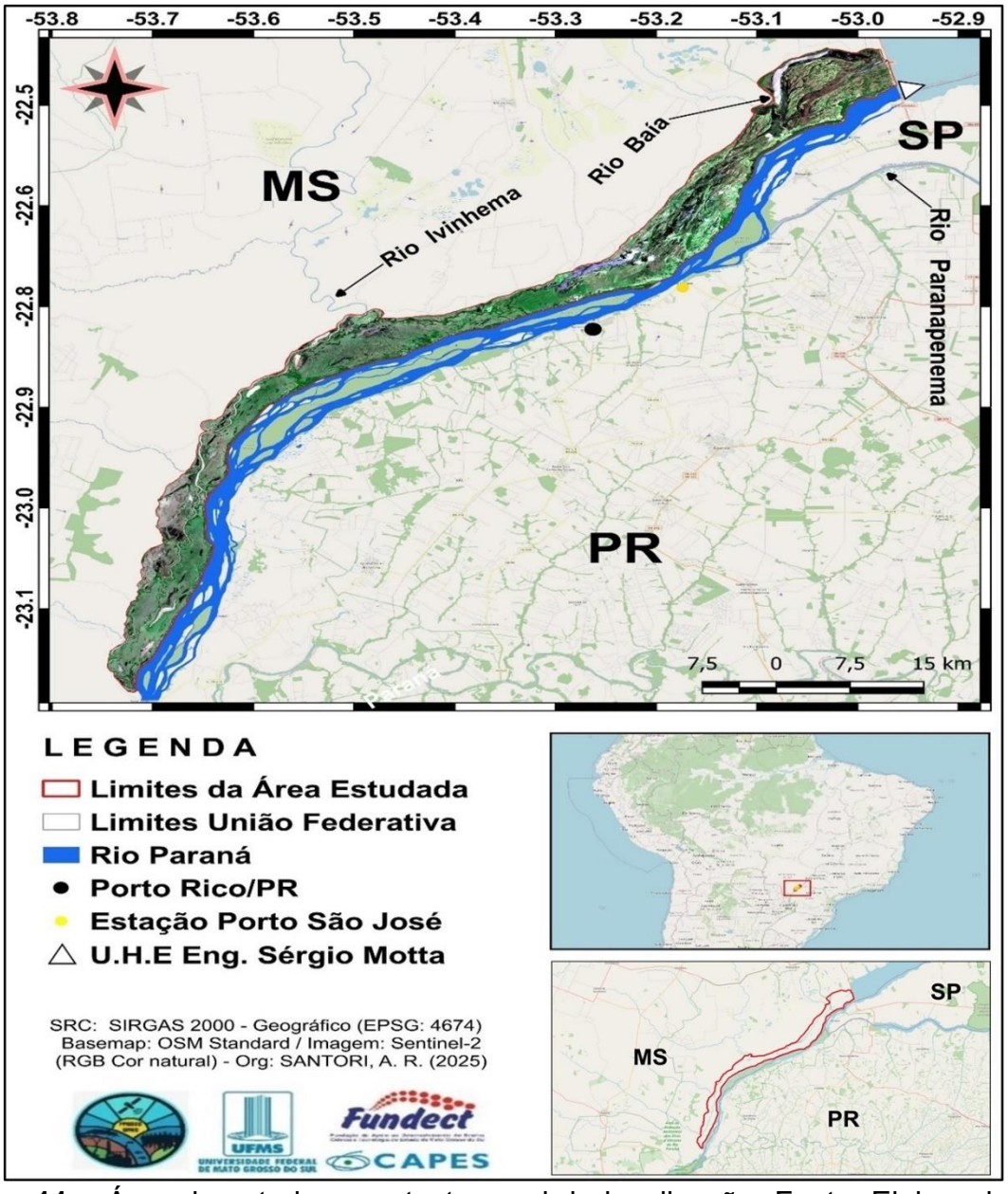


Figura 11 – Área de estudo e contexto geral de localização. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

3.2.1 Geologia da planície

De acordo com Stevaux, Corradini e Aquino (2013, p. 114): “O cenário geológico é formado pelo arenito do Cretáceo da Formação Caiuá que se afasta ao

longo da margem esquerda do rio [...]". De modo geral, o quadro litoestratigráfico das áreas próximas à planície aluvial do alto Paraná apresenta arenitos quartzosos a subarcóseanos finos a médios e arenitos quartzosos com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte do Mb. Porto Rico da Fm. Caiuá, para o interior estas rochas estão em geral cobertas por manto de material arenoso-argiloso de origem coluvial de até 20 m de espessura denominado Fm. Paranavaí (POPP; BIGARELLA 1975), Sallun, Suguio e Stevaux (2007) estendem a ocorrência da Fm. Paranavaí para o lado sul-mato-grossense constituindo uma extensa área aplainada povoado por colinas suaves. As poucas datações existentes atribuem a essa cobertura idades do pleistoceno.

3.2.2 Clima da planície

As condições climáticas locais e regionais apresentam associação à classificação tropical e subtropical úmida. As precipitações médias anuais variam entre 1200 e 1400 mm, com temperatura média oscila entre 22 °C e 24 °C. O regime sazonal das chuvas é distribuído ao longo de todo o ano. Sendo mais concentradas nos meses de verão, entre janeiro e março e outubro a dezembro. A estiagem é maior no período intra-anual de abril a setembro.

As estações pluviométricas mais próximas da área estudada e com registros dentro do intervalo trabalhado (1999 a 2019) são a de Porto São José (2253016), localizada nas coordenadas de Lat. 22° 43' 08'' S e Long. 53° 10' 43'' O e a de Porto Rico (2253002) localizada nas coordenadas de Lat. 22° 46' 12'' S e Long. 53° 16' 12'' O, distantes entre si cerca de 12 km. A influência do clima subtropical úmido é predominante por toda a margem esquerda que corresponde ao extremo oeste do estado do Paraná.

Na estação de Porto São José, em geral, a maioria dos anos registrou precipitações próximas à média conhecida para a região (1.200mm). Os anos de 1999, 2011 e 2012 foram influenciados por forte atividade do fenômeno natural *La Niña*, que cria condições de seca na região sul. Em contrapartida, o ano de maior acumulado de chuvas foi em 2015, ano com a influência muito forte do *El Niño,* que produz exatamente o inverso, ou seja, maiores níveis de precipitação na região sul. A estação de Porto Rico apresenta padrões semelhantes à estação anterior com base

na proximidade. Entretanto, em alguns anos específicos, ocorrem diferenças razoáveis entre os registros, por exemplo, nos anos de 2011, 2013 e 2019 (Figura 12).

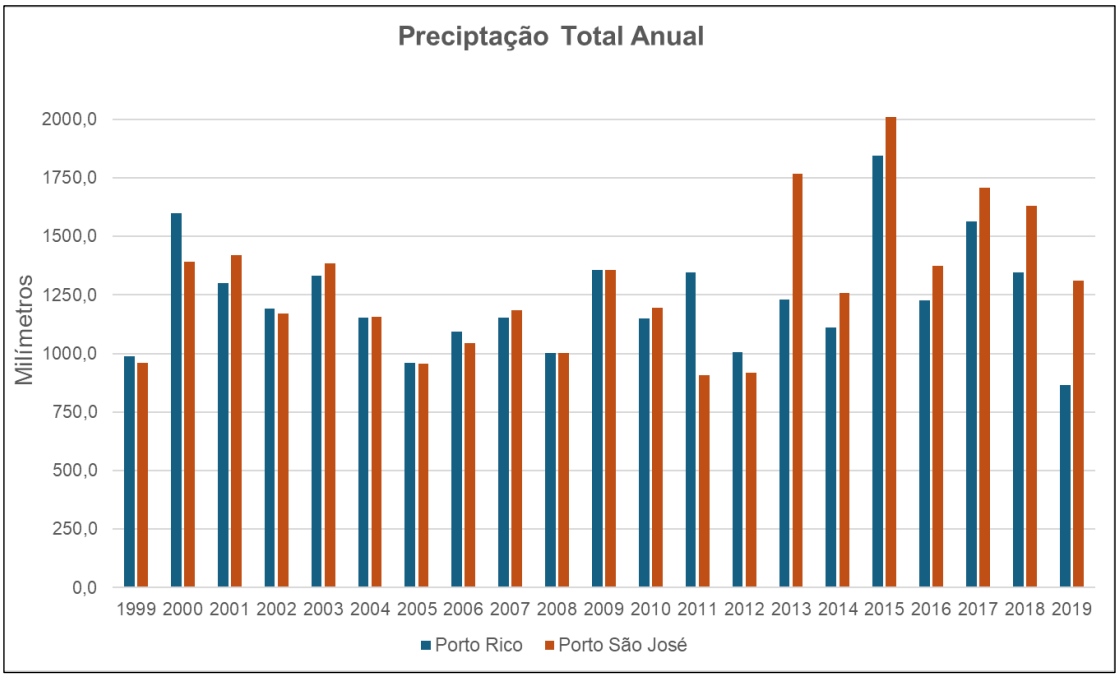


Figura 12 – Precipitação total anual (mm) na estação pluviométrica de Porto Rico (azul) e Porto São José (marrom), Paraná (1999 a 2019). O ano de 2015 se destaca bastante por ser data de um *El nino* muito forte. Fonte: Agência Nacional de Águas - ANA (2024).

3.2.3 Geomorfologia da planície

A geomorfologia da planície e do entorno foi estudada por Stevaux (1993; 1994) que analisou as características dos terraços do Pleistoceno e a complexa morfologia da planície na margem direita. O autor apresentou um conjunto de unidades no vale aluvial do rio Paraná (vale aluvial = planície aluvial + terraços): a Unidade Taquaraçu (Terraço Alto) com altitudes superiores a 250 m, a Unidade Fazendo Boa Vista (Terraço Baixo) com altitudes entre 240 e 250 m e a Unidade Rio Paraná (Planície de inundação) com altitudes inferiores a 240. De um modo geral as unidades mais altas são predominantemente arenosas com níveis de cascalho distribuídos na sequência e um possante nível de conglomerado com cimento ferruginoso na base. Já a Unidade Rio Paraná constitui-se de areia, lama arenosa, com ocorrência mais localizada de cascalho.

3.2.4 Solos da planície.

Souza Filho (1993) descreve que o material formador dos bancos da planície de inundação e intracanal são provenientes principalmente dos sedimentos basálticos da Fm. Serra Geral e arenosos da Fm. Santo Anastácio associados. Souza Filho e Stevaux (2000) descrevem que existe uma variação dos tipos de solos aluviais na planície conforme o elemento morfológico de cada unidade. As características dos sedimentos encontrados na planície estão predominantemente associadas ao material proveniente dos argissolos da bacia hidrográfica e são assentados em um relevo suavemente ondulado/plano (SOUZA FILHO; STEVAUX, 2000). Neste tipo, são encontrados acúmulos de areia no horizonte A superficial e mais argila no horizonte B com poucos nutrientes. Também são encontrados Latossolos vermelhos intemperizados, principalmente, com padrões profundos. As ilhas possuem grande complexidade na definição de seus solos. Nas áreas mais antigas (maiores) e plenamente estabilizadas no canal, são encontrados muitos solos aluviais distróficos com textura argilosa média (CASTRO, 2012).

3.2.5 Atividades e ocupação da planície.

A Usina Hidrelétrica Eng. Sergio Motta (Porto Primavera) é uma barragem do tipo aterro, sendo a mais próxima da planície remanescente no rio Paraná. Foi construída entre 1980 e 1998, possui aproximadamente 10 km de comprimento com 14 unidades geradoras e um reservatório de 2.250 km² entre os estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul. A planta desta usina está situada especificamente entre os municípios de Rosana/SP e Baitaporã/MS. A usina de Porto Primavera passou a operar após o fechamento completo de seu lago entre os anos de 1999 e 2000. Os impactos ambientais e sociais da construção afetaram diversas espécies de fauna e flora da área, desapropriando centenas de famílias ribeirinhas dependentes da pesca artesanal ou da produção de artesanatos de argila (FOSCHIERA, 2010). A própria intervenção e regulagem do fluxo apresentado pelo rio Paraná neste trecho está continuamente impactando a dinâmica nas áreas a jusante. As variáveis hidrológicas e a construção morfológica da planície do canal e da margem foram modificadas a partir da instalação e funcionamento da unidade hidrelétrica de Porto Primavera (SOUZA FILHO et al., 2004; STEVAUX et al., 2009; ROCHA, 2010).

Outros elementos de pressão humana no sistema fluvial do alto rio Paraná apresentam impacto mais pontual e com frequência relativamente reduzida, porém, atividades como a extração de argila, areia e seixos, quando realizada, causam alterações diretas nas condições da geomorfologia fluvial (SANTOS; STEVAUX, 2010). Os parâmetros como taxa de erosão, carga de leito e suspensa e a própria qualidade da água são afetados, o que afeta também os processos morfológicos. Outra situação impactante na área são os incêndios, por vezes criminosos, que destroem grandes parcelas da planície e afetam o desenvolvimento natural da ecologia local.

Historicamente, os núcleos mais relevantes de ocupação nas margens do rio Paraná ocorrem a partir dos anos de 1940 após o período de exploração da madeira e da erva-mate na região (PRIORI et al., 2012). O processo de retirada da vegetação próxima das margens do rio foi acelerado pela existência das chamadas “companhias de madeiras” e para potencializar a inserção da pecuária, principalmente da agricultura com grande foco na monocultura do café (FREITAG, 2007). A substituição das florestas foi ampliada pela implantação de promissoras atividades econômicas da época (bovinocultura), as ilhas também foram ocupadas, desmatadas e utilizadas para criação de gado (CAMPOS; SOUZA, 1997).

A ocupação humana no interior da planície de inundação da margem direita é muito baixa e amplamente rural (Figura 13). A ocupação mais intensa data do início dos anos 60, quando posseiros da região passaram a acentuar a transformação das margens do rio Ivinhema no Mato Grosso do Sul e do rio Paraná (ambas as margens). Na área, as propriedades e estruturas, principalmente estradas e casas estão presentes em sua maioria nas alturas da cidade de Batayporã-MS, Taquarussu-MS, Porto Rico-PR e no distrito de Porto São José–PR, na região da planície mais próxima a barragem de Porto Primavera.

No lado do Mato Grosso do Sul, estas ocupações eram esparsas e desenvolviam atividades produtivas, voltadas para a pesca e a extração de madeira (FORTES; VOLKMER; STEVAUX, 2004). Entre os anos de 1970 e 1990, as transformações foram ampliadas com a dinamização do extrativismo de *ginseng* e pecuária na região. Nas últimas duas décadas os usos da planície se concentraram nas lavouras de subsistência, a atividade econômica majoritária é a pecuária extensiva de bovinos (gado de corte) e ovinos, inclusive aumentando o número de

obras de drenagem para escoamento das cheias e viabilização dos pastos para criação.

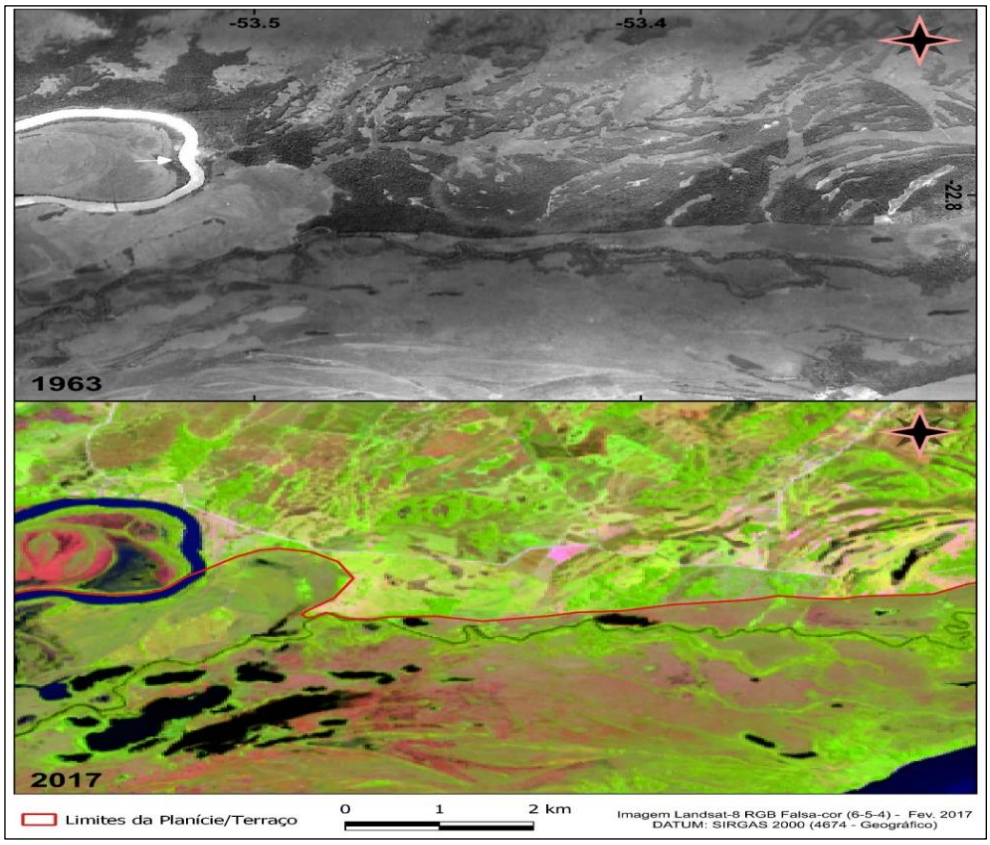


Figura 13 – Alterações na cobertura vegetal próximo ao rio Ivinhema. Acima uma fotografia área de 1963, onde manchas escuras indicam a presença de vegetação densa. Abaixo uma imagem do satélite Landsat-8 de 2017 com a vegetação fortemente reduzida. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

A vegetação da região é formada em maior parte por Floresta Estacional Semi-decidual, e algumas faixas de Cerrado, portanto, as espécies são perenes decíduas e semidecíduas muito bem adaptadas a configuração climática regional fortemente influenciada pela sazonalidade de altas precipitações de verão e forte estiagem de inverno (LELI, 2015). Atualmente, a área desta vegetação se encontra basicamente em alguns remanescentes florestais. A maioria das matas ripárias está nos diques marginais do próprio rio Paraná, nas suas ilhas, nos seus afluentes e em zonas mais elevadas na planície e principalmente nos terraços vizinhos. Fachini (2001) relata a observação de diversas espécies associadas à vegetação ripária, como a Sangra D'água (*Cróton urucurana*), muito comum no vale aluvial do rio Paraná, e o Ipê (*Tabebuia*), espécie nativa e comum de porte frondoso e floração destacada, que ocorre na Mata Atlântica.

Parte da área estudada está inserida no Parque Estadual das Várzeas do rio Ivinhema criado em 1998, uma das primeiras unidades de conservação do estado de Mato grosso do Sul (IMASUL), a sua área é de 73.345 hectares. Apenas alguns quilômetros a jusante pelo rio, também existe o Parque Nacional de Ilha Grande, esta unidade de conservação foi criada em 1997 e com área de 76,033 hectares, o seu objetivo é a preservação do arquipélago fluvial de Ilha Grande na divisa entre os estados de Mato grosso do Sul e Paraná (ICMBIO). Estas áreas atuam preservando a diversidade de fauna e flora, os sensíveis ambientes de várzea (brejos e lagoas) e os registros morfológicos do rio Paraná.

3.3. Características locais da área estudada

O trecho estudado corresponde a uma parcela da planície de inundação em que o rio Paraná apresenta condições naturais. A definição do padrão multicanal (ou *anabraching*) será discutida com mais detalhes posteriormente, no entanto, é central compreender a dinâmica deste padrão apresentado pelo alto rio Paraná e a sua contribuição no sistema fluvial.

Na seção mais a montante e próxima à barragem, o rio Paraná recebe o fluxo oriundo do rio Paranapanema, que também está represado em vários pontos ao longo da bacia hidrográfica. Neste ponto, o relevo da planície é mais antigo, desenvolvido, e consideravelmente menos úmido, exceto nas áreas pantanosas próximas ao canal secundário conhecido como rio Baía (Figura 14). O canal em questão era um antigo curso anastomosado (braço) do rio Paraná que, iniciava-se a montante da UHE de Porto Primavera, e hoje encontra-se interrompido pela barragem, após o represamento de Porto Primavera passou a atuar como canal secundário na planície (STEVAUX, 1994; SOUZA FILHO; STEVAUX, 2000, SOUZA; STEVAUX, 2004).

O rio Baía possui largura variável entre 50 e 800 metros e aproximadamente 3,2 m de profundidade média com velocidade da água baixa a moderada (BUBENA, 2006). Os trechos mais estreitos abrigam diques mais altos, enquanto os mais largos são circundados por lagoas, áreas baixas inundáveis (baixios) e canais abandonados (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997).

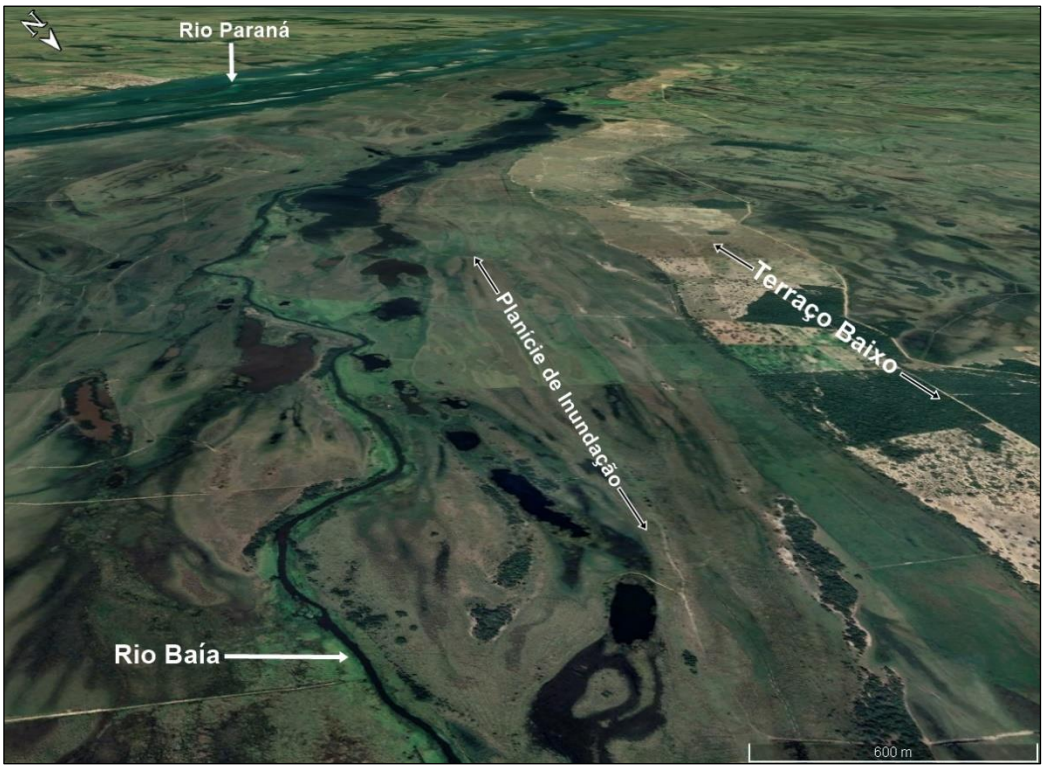


Figura 14 – Rio Baía: trecho do canal secundário, planície de paleocanais do Paraná e terraço. Neste trecho fica na altura da Ilha Óleo Cru. Fonte: Google Earth Pro (2024).

Do ponto de sua entrada na planície até a sua confluência com o rio Paraná, o Baía percorre 65 km ao longo de morfologias variadas no interior da planície. Na sua foz, já em terrenos baixos e muito planos, ele encontra o canal de Curutuba. Neste ponto, o rio faz uma curva para a esquerda e segue um padrão levemente sinuoso até acessar o rio Paraná. O Curutuba é outro canal secundário neste sistema, a sua principal característica é proporcionar ligação entre o já apresentado rio Baía e o trecho do rio Ivinhema que adentra a planície (Figura 15). Este canal de padrão único percorre aproximadamente 24 km, apresentando profundidade média de 2,7 m, leve sinuosidade e uma estrutura de pequenos diques marginais com vegetação arbustiva-arbórea (SOUZA FILHO; STEVAUX, 1997).

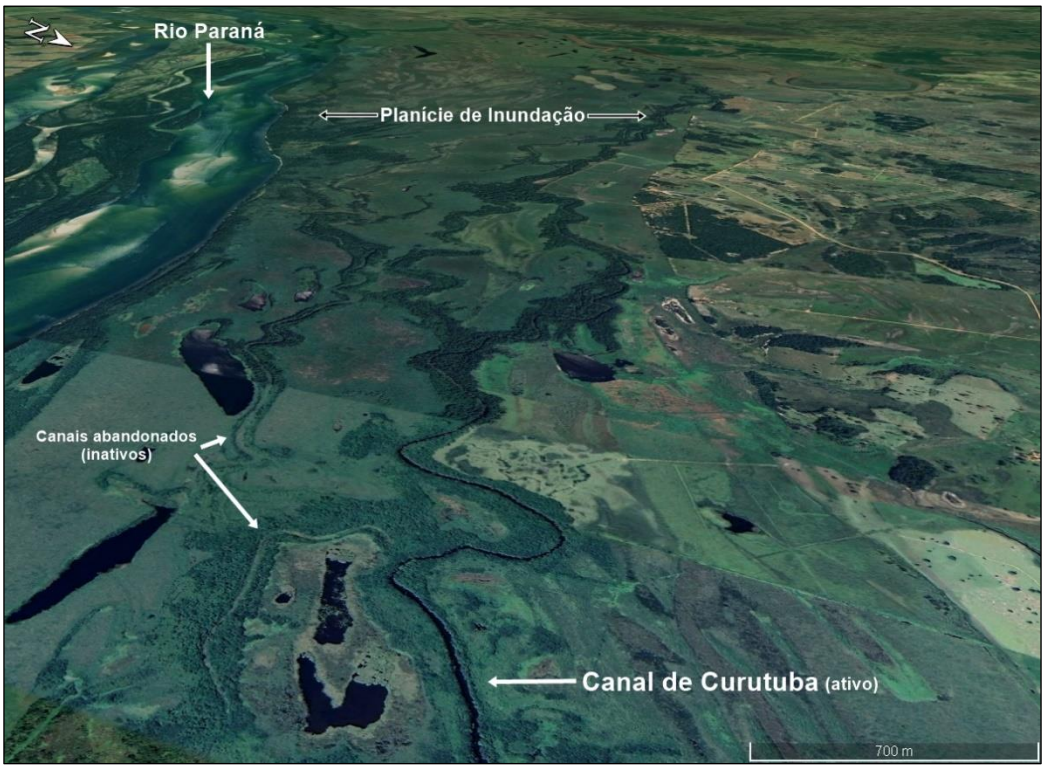


Figura 15 – Visual do Canal Curutuba. O trecho de planície que ele percorre, o relevo é predominantemente plano, ocorre a presença de muitas lagoas próximas e conectadas ao canal, além de lagoas isoladas, porém estas últimas estão em posições muito baixas e próximas a um padrão de canais abandonados que muito provavelmente são reativados com cheias mais significativas e acabam abastecendo esses corpos d'água. Fonte: Google Earth Pro (2024).

O rio Ivinhema é um curso d'água da região sudeste do estado de Mato Grosso do Sul, o setor alto e médio de sua bacia hidrográfica está inserido nos planaltos da bacia sedimentar do Paraná, enquanto sua parte baixa esta predominantemente distribuída dentro da área de várzea do rio Paraná, e com ele construindo uma planície mista. A partir deste ponto de acesso do Ivinhema à planície até seu encontro final com o rio Paraná, o canal percorre 76 km no sentido NE-SW em terrenos baixos. Apresenta profundidades médias de 4 m e larguras que variam entre 100 e 200 metros (MEURER, 2004).

Ao adentrar a área de planície, o rio Ivinhema faz uma inflexão para sudoeste/sul e passa a correr paralelamente ao rio Paraná. Neste local, passa a seguir seu trajeto muito próximo aos limites do terraço à direita e mais para o interior da várzea. O trecho que corresponde do ponto de entrada do rio Ivinhema na planície até a sua primeira conexão direta com o rio Paraná, os ambientes do entorno apresentam característica peculiar (SOUZA FILHO; STEVAUX, 2000). A área é bastante

homogênea, com amplos terrenos planos, mas levemente côncavos, originando formas parecidas com bacias levemente inclinadas nas bordas e mais profundas ao centro (banhados). A ocorrência de dezenas de lagoas (conectadas e isoladas) especialmente na margem esquerda do Ivinhema, por exemplo, a lagoa do Ventura e a do Pintado, e a presença de mais um pequeno e estreito canal secundário (Canal Ipoitã).

Após sua primeira desembocadura (boca), o rio Ivinhema ainda percorre aproximadamente 40 km até sua confluência definitiva com o rio Paraná, nas proximidades do distrito de Porto Caiuá–MS. As características deste trecho final são um pouco diferentes do primeiro, a sua posição na planície torna-se mais centralizada e ocorre um aumento na sinuosidade do canal. Os ambientes do entorno ainda continuam associados a amplas bacias de inundação, mas a quantidade de lagoas diminui, a posição delas muda para pontos mais centrais e o seu tamanho aumenta. Um contínuo cinturão de diques de largura variável acompanha o Ivinhema até a sua confluência e representa as morfologias mais altas do interior da planície neste trecho homogêneo (Figura 16).

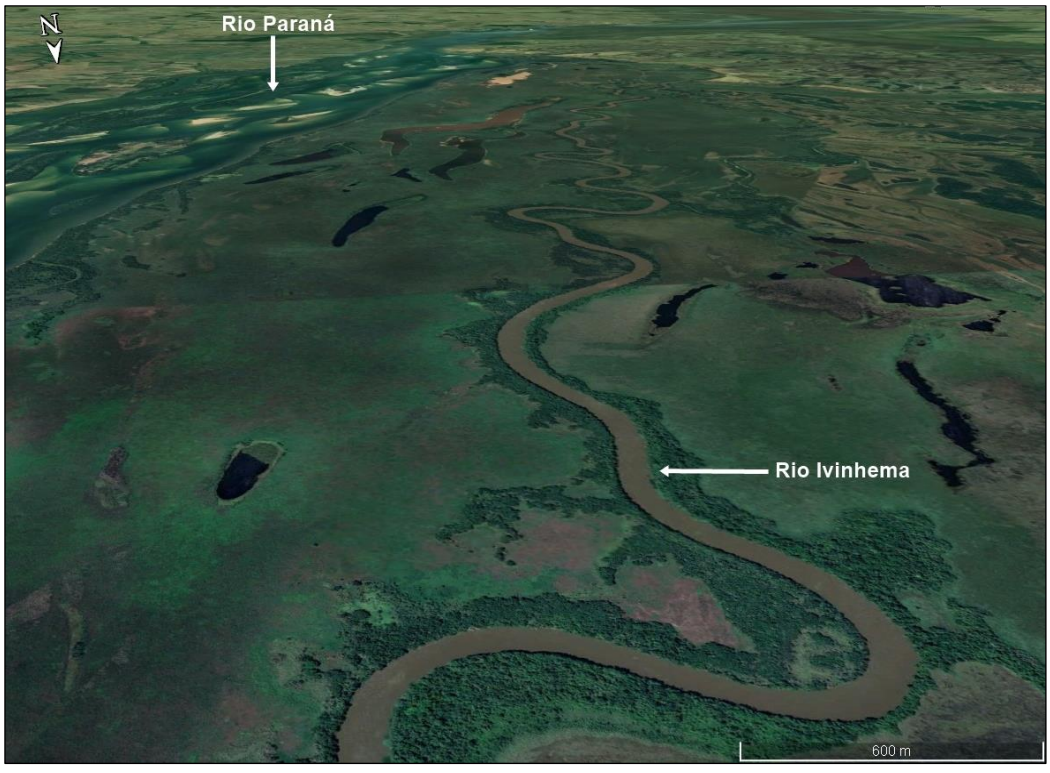


Figura 16 – Visual do baixo rio Ivinhema. O canal do Ivinhema corre paralelamente ao rio Paraná com diques estreitos e vegetados e uma bacia de inundação ainda pouco preenchida de sedimento. Fonte: Google Earth Pro (2024).

Os canais da planície possuem características diferentes conforme as condições locais (Figura 17). O rio Baía é muito influenciado pelo rio Paraná, o canal de Curutuba é influenciado pelo Paraná e Ivinhema e o próprio Ivinhema, por sua vez, também é influenciado pelo regime do Paraná.

Figura 17 – Confluência entre o rio Baía e rio Paraná na margem direita (Mato Grosso do Sul). Fotografia obtida em julho de 2024 (período de vazante). Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

Este trecho do rio Paraná apresenta declividade média de 1,4 cm km $^{-1}$ (MEURER, 2004). A área é composta por dezenas de ilhas de variadas formas, tamanhos e posições no canal. A formação destas ilhas da origem ao padrão multicanal do rio, este processo será discutido mais adiante. Estas ilhas estão diariamente sujeitas à influência do canal e os processos de deposição e erosão são frequentes e concomitantes em locais diferentes (FERNANDEZ; SOUZA FILHO, 1995). A apresentação da área estudada demonstrou a considerável extensão e complexidade das planícies do alto rio Paraná. O contexto hidrológico, o relevo e suas morfologias e os habitats naturais dinâmicos, resumem as principais características desta paisagem. As informações descritas reforçam a grande interação existente na dinâmica do ambiente fluvial.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia deste estudo envolve três frentes principais: (i) a caracterização morfológica e morfométrica do relevo ; (ii) a análise do ciclo hidrológico com dados fluviométricos; e (iii) a identificação de áreas inundáveis e sua conectividade com os canais principais. Isso é realizado por meio da utilização de diversas imagens de satélite e do mapeamento geomorfológico da planície, a partir da integração entre essas bases de dados. O recorte temporal, de 1999 a 2019, permite observar e avaliar as condições hidrológicas do trecho após o fechamento completo do reservatório de Porto Primavera, a última barragem construída no rio Paraná.

O estudo do relevo em uma área tão vasta e complexa só pode ser desenvolvido com o uso de ferramentas que facilitem a observação em terrenos de difícil acesso, os quais demandam tempo considerável e apoio logístico para uma análise qualitativamente adequada (ANDRADE; SOUZA FILHO, 2011). As plataformas de sensoriamento remoto, como satélites e radares, e seus produtos, representam uma alternativa eficiente e de baixo custo. As imagens orbitais e suborbitais permitem representar, de forma contínua no tempo e no espaço, áreas extensas e de difícil acesso (COMUNELLO, 2001). A disponibilidade de novas ferramentas e produtos baseados em geotecnologias possibilita um estudo mais abrangente dos fenômenos relacionados à superfície terrestre. A teledetecção tem se mostrado altamente eficaz na elaboração de estudos ecológicos, hidrológicos e geomorfológicos (SMITH, 1997).

Para fins analíticos relacionados a conectividade, a área de estudo foi segmentada em dois setores principais: **montante** (superior) e **jusante** (inferior), considerando dois critérios principais: (i) a posição orbital da cena Landsat (pontos 223 ou 224), que define o recorte espacial visível em cada imagem, e (ii) a presença de limites naturais evidentes, como o canal do Ipoitã. A delimitação foi aplicada individualmente para cada imagem, com base na localização do trecho dentro do polígono amostral. Por exemplo, imagens que focalizam o trecho superior da área de estudo foram classificadas como setor montante, enquanto aquelas que registram a parte inferior do polígono foram definidas como setor jusante. Além disso, em certos casos, elementos geomorfológicos como o canal Ipoitã ou o ponto de entrada do Ivinhema na planície atuaram como marcos naturais para separar compartimentos hidrológicos e morfodinâmicos distintos.

4.1. Estudo e mapeamento morfológico e morfométrico

A identificação prévia das feições existentes na área estudada baseou-se em pesquisas e descrições de estudos anteriores que interpretam os processos de conectividade hidrológica e distinguem as morfologias da planície de inundação (CORRADINI, 2006; STEVAUX, 2009; ROCHA, 2010). As feições geomorfológicas presentes na planície de inundação foram identificadas com base nessas descrições.

A análise dos dados do rio Paraná e de sua planície de inundação foi desenvolvida por meio de ferramentas digitais (SIG, modelos de elevação e imagens de satélite). As características morfológicas e morfométricas do sistema podem ser avaliadas mediante a aplicação de técnicas de análise ambiental e de gerenciamento de recursos naturais. O mapeamento das feições morfológicas que ocorrem na planície de inundação do alto rio Paraná será realizado a partir da identificação e modelagem da combinação de processos dinâmicos que moldam sua morfologia (CORRADINI; FACHINI; STEVAUX, 2006).

Comunello (2001), ao estudar a dinâmica de inundação, destacou que a grande complexidade das áreas de várzea do rio Paraná se baseia na existência e interação entre subsistemas distintos, com variados cenários de resposta hidrológica. Na descrição de sua metodologia, o autor ressalta a possibilidade de identificar e delimitar unidades na planície a partir da relação entre diferentes níveis hidrométricos e as áreas que são, respectivamente, inundadas. Isso torna viável a elaboração de mapas com unidades morfológicas baseadas em sua maior ou menor suscetibilidade à inundação pelo canal. A aquisição de métricas do relevo para a identificação de formas foi realizada no estudo de Andrade (2008), desenvolvido na planície de inundação do alto rio Paraná. O autor ressalta a importância da integração das diferentes fontes de dados do relevo disponíveis (fotografias aéreas e perfis topográficos) para estabelecer paralelos.

O reconhecimento primário das feições morfológicas existentes na planície seguiu, inicialmente, a identificação e classificação de subambientes anteriormente descritos, de forma geral, em estudos cartográficos da morfologia da planície (COMUNELLO, 2001; MEURER, 2004; MEURER; SOUZA FILHO, 2004; CORRADINI; FACHINI; STEVAUX, 2006; ROCHA; COMUNELLO, 2009; ANDRADE; SOUZA FILHO, 2011). A partir da reunião das informações e da síntese do conjunto de trabalhos, foram identificadas as unidades morfológicas: planície baixa, média e

alta. Inseridas nessas unidades gerais, podem ser encontradas as unidades específicas, como o dique marginal, as bacias de inundação, paleodiques, paleoilhas, paleocanais, canais de escoamento, lagoas e leques de rompimento (*crevasses*).

4.1.1 Modelo Digital de Elevação (MDE)

O Modelo Digital de Elevação (MDE) do satélite ALOS PALSAR (*Advanced Land Observing Satellite – Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*) com resolução espacial de 12,5 m foi empregado para auxiliar na identificação de áreas baixas e elevadas, bem como na extração automática de variáveis altimétricas e de perfis transversais. Trata-se de uma plataforma japonesa (JAXA) que operou de 2006 a 2011, equipado com radar em banda L. O MDE ALOS PALSAR foi gerado a partir de pares interferométricos SAR, resultando no ALOS World 3D (AW3D30 ou AW3D), com resolução espacial de 12,5 m a 30 m, dependendo da versão. O MDE apresenta imagens de múltipla polarização (HH, HV, VH e VV) em amplitude, com modo de imageamento na banda L (comprimento de onda de 23,6 cm).

O MDE em questão será utilizado apenas como um resultado de apoio para caracterização geral do relevo na planície. As limitações relacionadas às diferenças de cota entre o MDE ALOS e os perfis topobatimétricos ocorrem principalmente por causa do datum vertical impreciso, da penetração limitada do radar SAR na vegetação e da suavização de superfícies planas que impedem sua utilização mais precisa e profunda (GUTH et al., 2021). A aquisição do modelo ocorreu por meio da plataforma ASF Data Search Vertex, com base em critérios de tipo de busca, área de interesse e período. O dado fornecido corresponde a um arquivo com correção do terreno, representando o modelo altimétrico do relevo nos pontos 6720 e 6710, ambos pertencentes à órbita 73 (ascendente), obtidos e disponibilizados no ano de 2010.

O tratamento do MDE foi executado no Sistema de Informações Geográficas (SIG) QGIS 3.34. Essa etapa consistiu na alteração do sistema de referência e coordenadas (SRC). Originalmente em projeção geográfica WGS 84, para o sistema SIRGAS 2000 UTM zona 22S, mantendo as unidades métricas. Posteriormente, foi executado o mosaico das imagens vizinhas relativas aos dois pontos, resultando em uma imagem contínua que cobre integralmente a área. A etapa final consistiu no recorte do raster, utilizando um arquivo vetorial com os limites definidos da área de estudo. Aplicação de uma simbologia com escala hipsométrica baseada em classes

definidas por intervalos regulares de altimetria.

Para auxiliar na interpretação do MDE, foram geradas curvas de nível essenciais para a caracterização altimétrica da planície. As cotas altimétricas encontradas no terreno são bem representadas pelo padrão de distribuição dessas linhas. No Global Mapper v.25, a extração dos contornos foi realizada pelo algoritmo de geração de linhas com espaços equidistantes, sendo a equidistância entre os contornos definida em 1 metro (Figura 17).

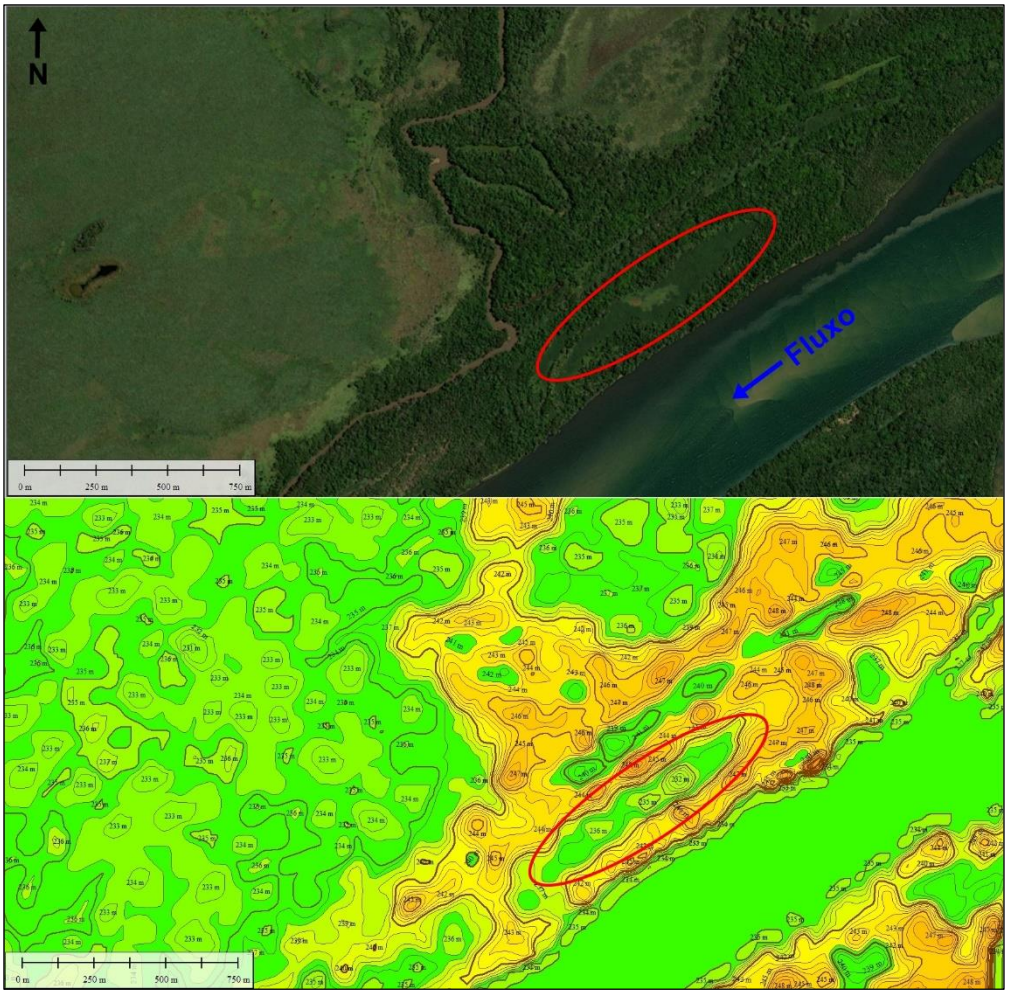


Figura 18 – Curvas de nível e altimetria. A parte superior exibe uma imagem do Google Maps com vegetação densa, próxima à margem do rio, indicando uma zona de possível conectividade hidrológica. Na parte inferior, observa-se a mesma área com um mapa topográfico, representado por curvas de nível e coloração hipsométrica (verde para áreas mais baixas e amarelo para mais elevadas). O local marcado em vermelho mostra uma depressão, indicando potencial para acúmulo de água ou alagamento sazonal. Fonte: ALOS PALSAR (2010).

Para a definição das classes altimétricas da planície de inundação do alto rio Paraná, foi utilizado este MDE previamente corrigido e recortado para a área de

interesse. Seguindo a metodologia de Park e Latrubesse (2017), a primeira etapa consistiu na normalização altimétrica do MDE com base na estação fluviométrica de referência de Porto São José, considerada a mais representativa da dinâmica hídrica da planície. Assim, o valor de 232 metros, correspondente à cota de zero hidrométrica dessa estação, foi adotado como referência altimétrica para ancoragem dos valores do MDE. Esse valor marca o ponto de início das inundações no canal principal e foi utilizado como nível de base hidrodinâmico para a segmentação altimétrica (AGOSTINHO; THOMAZ; GOMES, 2004).

Após esse ajuste, os valores altimétricos da superfície foram submetidos a uma reclassificação por tabela, no ambiente do QGIS, por meio da ferramenta *"Reclassificar por tabela de valores"*. Foram definidas quatro faixas altimétricas principais: Altimetria muito baixa (< 232 m); Altimetria baixa (232 – 236 m); Altimetria média (236 – 240 m); Altimetria elevada (> 240 m). A definição dos intervalos altimétricos buscou adaptar as limitações do modelo de elevação às condições topográficas mais recorrentes na planície de inundação. O intervalo de 4 metros entre classes foi estabelecido com base na amplitude hidrológica média das cheias sazonais, conforme observado nas curvas de permanência de cota e na variação típica das fases de cheia e vazante (NEIFF, 1990).

4.1.2 Perfis topobatimétricos e topográficos transversais

A etapa de análise das características do relevo e da variação topográfica da planície de inundação foi realizada para apoiar a interpretação da estrutura funcional e a discussão relacionada à morfodinâmica da área. O entendimento das sutis variações altimétricas entre as diferentes morfologias das várzeas constitui um ponto central neste estudo, pois representa um indicador fundamental para interpretar os processos de conectividade hidrológica e diferenciar ou mapear as feições morfológicas.

Essa etapa da metodologia utiliza informações de produtos técnicos e digitais, tanto já existentes quanto produzidos neste estudo, para a extração de parâmetros e a obtenção de resultados gerais. A utilização de modelos digitais de elevação em áreas predominantemente planas representa um desafio, visto que as variações topográficas são muito sutis, e os produtos acessíveis disponíveis apresentam resolução limitada. Apesar dessa limitação, considerou-se pertinente e representativo

utilizar as imagens ALOS PALSAR para a obtenção de perfis topográficos transversais em pontos amostrais representativos das unidades morfológicas mais recorrentes, como diques marginais, lagoas, canais, entre outras na planície de inundação (Tabela 1).

ID	Coord. X/Y (A)	Coord. X/Y (B)	Alt. Min.	Alt. Max.	Distância (km)
PERFIL 1	22° 25' 43" 53° 03' 26"	22° 31' 23" 52° 59' 46"	234 m	259 m	12.247
PERFIL 2	22° 32' 56" 53° 08' 05"	22° 39' 07" 53° 04' 05"	233 m	253 m	13.338
PERFIL 3	22° 39' 41" 53° 13' 34"	22° 43' 28" 53° 11' 07"	231 m	246 m	8.192
PERFIL 4	22° 44' 07" 53° 20' 42"	22° 47' 04" 53° 18' 47"	232 m	243 m	6.398
PERFIL 5	22° 45' 41" 53° 29' 36"	22° 50' 48" 53° 26' 28"	230 m	250 m	10.996
PERFIL 6	22° 51' 17" 53° 36' 13"	22° 56' 13" 53° 33' 04"	231 m	248 m	10.645
PERFIL 7	22° 59' 02" 53° 41' 03"	23° 01' 59" 53° 36' 28"	223 m	256 m	9.692
PERFIL 8	23° 10' 19" 53° 42' 51"	23° 10' 19" 53° 38' 53"	219 m	241 m	8.913

Tabela 1 – Informações gerais sobre os perfis extraídos do MDE. Cada perfil é identificado por coordenadas geográficas (A e B), indicando os pontos inicial e final nas margens do rio. A tabela inclui a altitude mínima e máxima de cada perfil, além da distância em Km percorrida entre os pontos. Legenda: A: Margem direita; B: Margem esquerda. Fonte: ALOS PALSAR (Elaborado pelo Autor).

Os perfis topográficos foram traçados no sentido noroeste–sudeste, de modo a atravessar integralmente a planície do alto rio Paraná, desde a borda distal (margem direita do canal principal) até a borda proximal (margem esquerda). Essa orientação garante a captura da transição completa entre superfícies de fluxo ativo e áreas sujeitas a sedimentação intermitente, permitindo observar de forma contínua as variações de relevo associadas à dinâmica fluvial. Para assegurar cobertura homogênea e comparabilidade espacial, os perfis foram elaborados em disposição paralela, com espaçamento médio de aproximadamente 15 km, abrangendo o trecho compreendido entre Porto São José e a última conexão do rio Ivinhema ao rio Paraná.

As extrações foram realizadas a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) ALOS PALSAR, com resolução espacial de 12,5 m previamente reprojetado para o sistema SIRGAS 2000 / UTM zona 22 S. Para mitigar interferências frequentes em áreas úmidas, aplicou-se o filtro “remove stripe”, que suaviza artefatos lineares característicos desse tipo de dado. O processamento foi conduzido no software Global

Mapper 25, empregando a ferramenta “Path Profile / Line of Sight”. Definiu-se um exagero vertical de 5×, com o objetivo de realçar variações altimétricas inferiores a 2 m, fundamentais para a identificação de feições sutis, tais como diques marginais, cordões arenosos, paleocanais e depressões lagunares.

Cada perfil foi ancorado em linhas-guia previamente estruturadas em ambiente SIG, armazenadas em formato shapefile, que delimitavam os pontos inicial e final dos cortes e acompanhavam o eixo maior da várzea (Figura 19). Esse procedimento assegurou consistência geométrica, reprodutibilidade do método e comparabilidade direta entre os diferentes perfis extraídos. O conjunto resultante constitui, portanto, uma base sólida para a caracterização geomorfológica da planície fluvial, permitindo interpretar relações entre topografia, hidrodinâmica e processos sedimentares.

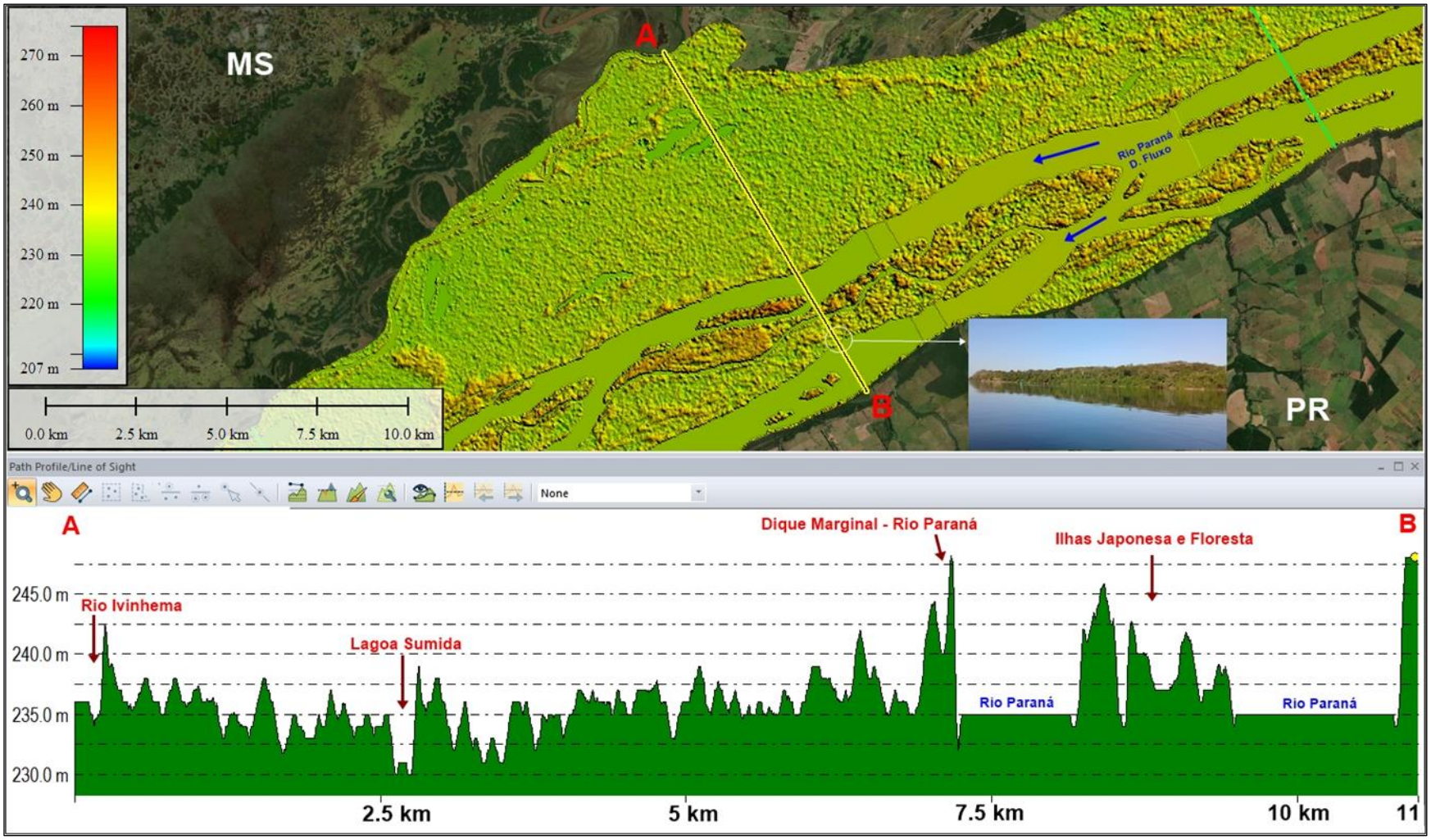


Figura 19 – Extração do perfil transversal na ferramenta do Global Mapper. A parte superior exibe um modelo digital de elevação (MDE) colorido por altitude. A parte inferior apresenta o perfil altimétrico geral do trajeto. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

Para complementar e reforçar os dados topográficos utilizados neste estudo, foram empregados perfis transversais produzidos pela Central Elétrica do Sul do Brasil (Eletrosul) em 1975, no contexto de levantamentos realizados com o objetivo de estudar a construção de uma barragem na região do atual Parque Estadual da Ilha Grande. O material foi originalmente produzido com técnicas de levantamento topográfico e topobatimétrico por meio do uso de teodolito, aplicadas em diversos pontos da planície e, posteriormente, organizadas em tabelas para a geração de perfis representativos dos principais contornos do relevo, como picos, depressões e declividades.

Os perfis foram disponibilizados em arquivos nos formatos XML e KML, utilizados para representar anotações geográficas e possibilitar a visualização de feições da superfície terrestre. Esses dados foram inicialmente carregados no software Google Earth Pro, com a finalidade de realizar a localização preliminar da disposição espacial dos perfis ao longo da planície. Na sequência, o arquivo KML foi importado para o QGIS, possibilitando a edição dos traçados dos perfis e a seleção daqueles mais representativos e com informações mais precisas, para posterior uso nesta metodologia. Os seis perfis topográficos selecionados foram também sistematizados em tabelas no software Excel®. Foi possível, a partir disso, observar os registros de altitude ao longo de cada perfil. Os perfis foram identificados como: Perfil 1 – Ilha Óleo Cru; Perfil 2 – São José; Perfil 3 – Curutuba; Perfil 4 – Ilha Floresta/Ivinhema; Perfil 5 – Floresta (Final); e Perfil 6 – Ivinhema (Final).

4.1.3 Identificação de feições morfológicas gerais

Para a identificação geral das morfologias na planície de inundação, optou-se pela consulta de estudos pré-existentes sobre a planície aluvial do alto rio Paraná fornecem um enquadramento geomorfológico e hidrológico que é utilizado aqui como referência. Em particular, o zonamento de Rocha (2011), que relaciona classes de cota e zonas de inundação (ZIP, ZII, ZIB) com a presença de paleocanais, ilhas e canais secundários, serve como base para avaliar a consistência espacial dos nossos polígonos de inundação e para estabelecer limiares altimétricos comparativos.

O estudo de Andrade e Souza Filho (2011) empregou técnicas de sensoriamento remoto para o mapeamento de feições morfológicas na planície de

inundação do alto rio Paraná. A partir dos subambientes identificados pelos autores, foi elaborada uma carta geral de feições que servirá de referência para o mapeamento aplicado neste estudo.

A próxima etapa da metodologia consiste na aplicação de técnicas para o reconhecimento visual das morfologias na planície de inundação. As unidades registradas foram identificadas conforme metodologias utilizadas por Stevaux (1994), por meio da fotointerpretação; Corradini (2006), com base na identificação de processos de conectividade; e Andrade (2008), a partir do uso de sensoriamento remoto para reconhecimento de morfologias na planície. O processo de identificação de formas com base nas respostas espectrais específicas de cada tipo de relevo nas imagens de satélite exige conhecimento prévio das feições geomorfológicas, que sejam passíveis de diferenciação na superfície (MEURER; SOUZA FILHO, 2004).

Como apoio para este reconhecimento foram utilizadas imagens de satélite Landsat-5 e Landsat-8. O conjunto de imagens utilizados para a classificação será apresentado no item que descreve a metodologia de análise da conectividade hidrológica, os dados foram organizados com base nas fases hidrológicas do rio Paraná. A busca concentrou-se em pares de imagens representativas de momentos de vazante prolongada, cheias significativas e grandes eventos de cheia esporádica. A seleção de imagens para o mapeamento morfológico restringiu-se ao período entre 1999 e 2019.

A Figura 20 apresenta um exemplo de duas imagens, obtidas no mesmo mês, porém em anos distintos. Na imagem à esquerda, observam-se indícios de avanço da saturação do solo, originados por um ponto de acesso localizado na margem de um canal secundário (rio Baía) e por elevação do nível freático. Na imagem à direita, observa-se um padrão mais evidente de ressecamento da superfície. As imagens ilustram as condições apresentadas pelas superfícies baixas em dois momentos distintos do ciclo hidrológico. O exemplo corresponde às datas de 17 de março de 2016 (A) e 27 de março de 2019 (B). Na primeira data, a vazão do rio Paraná, em Porto São José, foi de 13.070 m³/s; na segunda, de 6.000 m³/s.

O avanço das manchas indica a elevação do nível da água e permite identificar essas áreas como pertencentes à classe "planície baixa". Estudos como o de Andrade (2008) contribuíram significativamente para a identificação de feições na planície de inundação, demonstrando uma relação consistente entre as características espectrais da superfície e formas geomorfológicas.

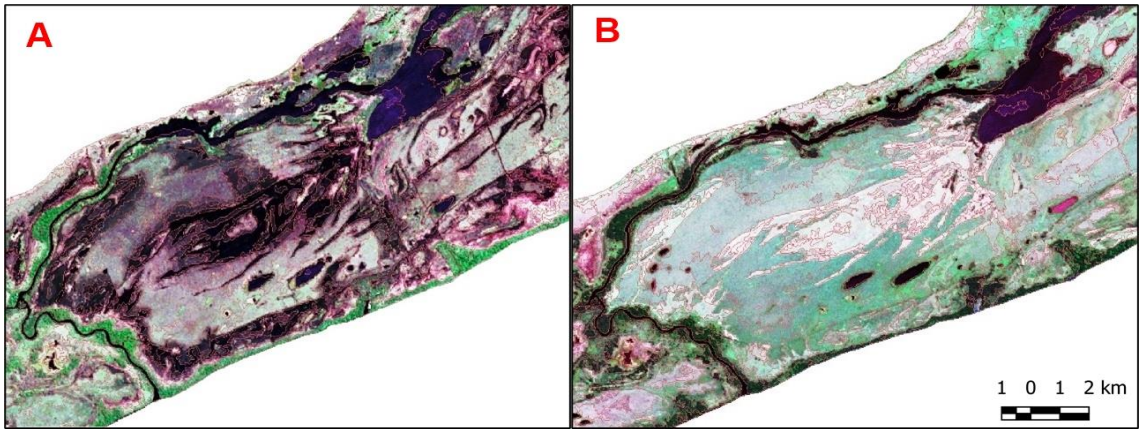


Figura 20 – Exemplos de comportamento da superfície da planície em diferentes fases hidrológicas. A imagem da esquerda apresenta típicas manchas escuras indicadoras de encharcamento do solo. Na imagem da direita observam-se manchas claras que indicam as 'cicatrizes' resultantes do encharcamento. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

Considerando os diferentes estágios do regime hidrológico do alto rio Paraná, a análise multitemporal de imagens de satélite permitiu identificar variações espectrais associadas às condições de encharcamento e inundação da planície. As manchas escuras correspondem a áreas mais baixas do relevo, naturalmente mais suscetíveis à acumulação de água e à ocorrência de inundações sazonais (Figura 21). Para a detecção dessas superfícies, utilizou-se a banda do infravermelho (NIR), submetida a procedimentos de equalização de histograma, o que possibilitou o realce dos contrastes espectrais e a diferenciação entre superfícies secas e áreas saturadas. Essa abordagem metodológica foi aplicada em diferentes momentos do ciclo hidrológico, permitindo captar a resposta espectral da vegetação e do solo sob distintas condições de disponibilidade hídrica.

Deste modo, é possível analisar a distribuição espacial das manchas de encharcamento e inundação na planície, a partir da análise da banda infravermelho. À esquerda observa-se a imagem original, enquanto à direita estão destacadas em azul as áreas identificadas como mais suscetíveis à acumulação de água. Nota-se que tais manchas se concentram preferencialmente nas porções mais baixas da planície, associadas a paleocanais, depressões e áreas adjacentes ao Canal Curutuba. Essa configuração reflete a influência direta da topografia e da conectividade hidrológica sobre a dinâmica de inundação. A delimitação dessas superfícies foi possível mediante o realce espectral obtido pela equalização de histograma, que intensificou o contraste entre áreas secas e saturadas.

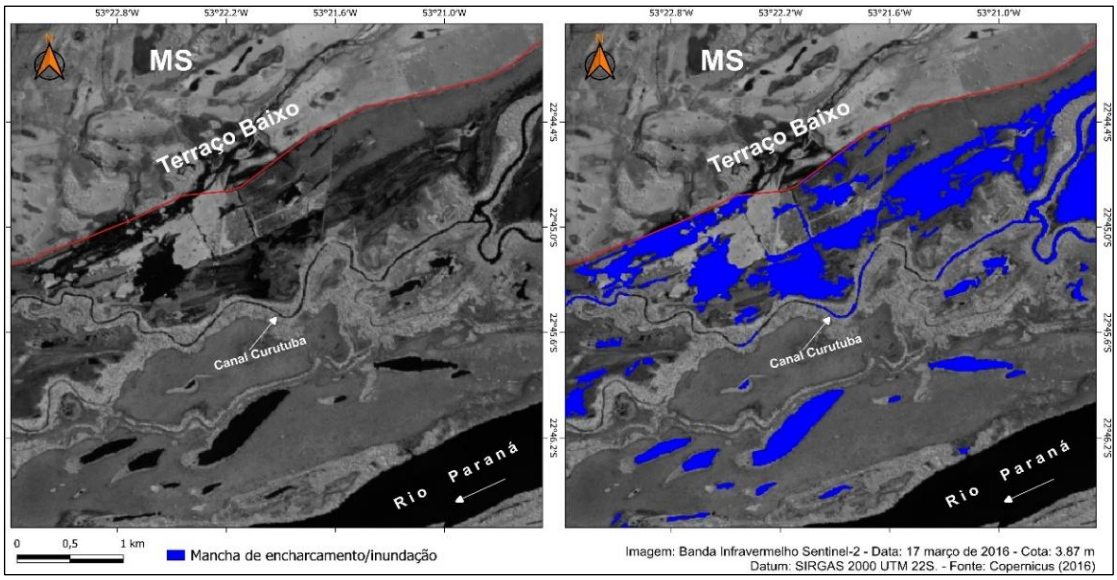


Figura 21 – Exemplo de identificação em manchas de áreas úmidas. Na imagem, as manchas escuras representam corpos d'água (lagoas e canais), e quando essas manchas avançam para áreas sabidamente terrestres, tem início o processo de encharcamento da planície. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

De acordo com o pressuposto metodológico adotado, a identificação desse e de outros subambientes deve ser complementada pela análise dos padrões morfométricos extraídos do modelo digital de elevação, dos perfis topográficos e das observações validadas em campo (Figura 22). Inicialmente, a cena de satélite foi utilizada para identificar a configuração superficial da área em momento determinado momento do regime hidrológico. Neste caso, as áreas mais escuras evidenciam os contrastes de cobertura e as áreas alagadas. Sobre esta base, foi plotado o perfil transversal do canal Curutuba, permitindo a análise superficial do relevo e da variação topográfica ao longo da seção.

Em seguida, foram relacionados os registros hidrológicos, expressos por meio do hidrograma de cotas médias mensais. Essa abordagem possibilita associar a variação espacial da paisagem às oscilações temporais do regime hidrológico. A curva representada demonstra a ascensão e queda da lâmina d’água em um pulso de inundação típico. Essa integração metodológica entre imagens orbitais, perfis topográficos e séries temporais de nível fluviométrico permite caracterizar tanto a dinâmica lateral quanto a longitudinal da planície. O cruzamento das informações possibilita avaliar a diferença de respostas em variados níveis da superfície e interpretar a frequência e intensidade da conectividade hidrológica.

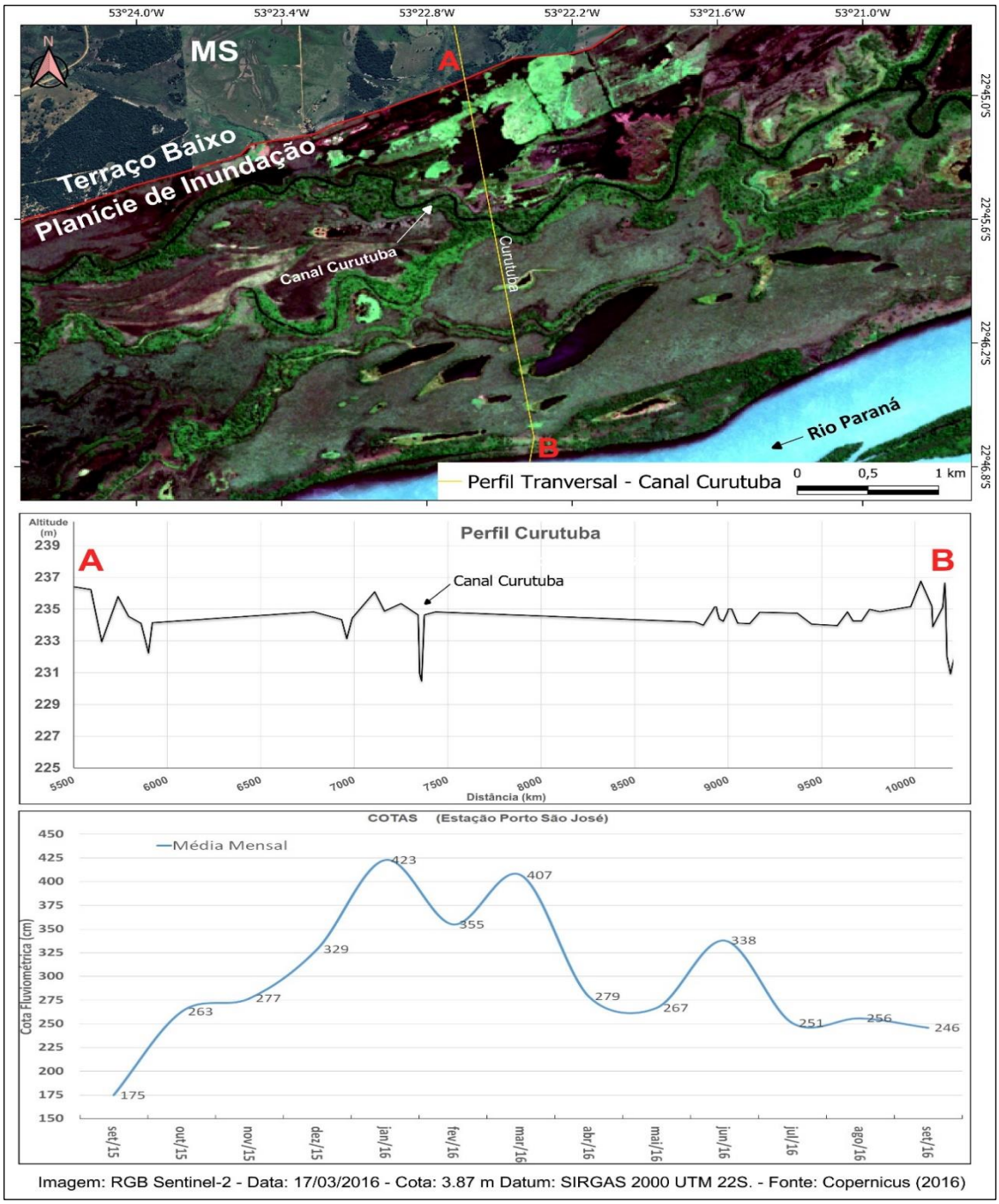


Figura 22 – Conjunto de ferramentas: Satélite, perfil de teodolito e hidrograma. A imagem superior corresponde a posição do perfil transversal no canal Curutuba sobre uma cena de satélite em um momento de cheia. Ao centro está determinado o traçado transversal do respectivo perfil. A imagem inferior retrata os registros de cota média mensal de um pulso de inundação (subida e descida da curva). Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

4.2. Análise dos dados hidrológicos

A série de dados e a dimensão temporal adotada iniciam-se em 1999, primeiro ano completo após o fechamento do reservatório da UHE Porto Primavera,

estendendo-se até 2019, totalizando 21 anos (252 meses) de registros contínuos de um trecho regulado. O início desse recorte marca a redução do último grande trecho livre de barragens no rio Paraná. Este período compreende fases distintas do regime fluvial do alto rio Paraná, incluindo o início da operação da UHE Porto Primavera em regime permanente, a ocorrência de anos hidrologicamente extremos (como 2001 e 2010), além de permitir a análise de tendências interanuais sob influência de fenômenos como El Niño e La Niña.

A escolha desse intervalo visa assegurar a representatividade estatística e captar diferentes padrões de conectividade lateral, permanência de vazões e variações no pulso de inundação, fundamentais para caracterizar o funcionamento hidrológico atual da planície aluvial. A análise destes dados brutos foi realizada por meio da palicação de estatística descritiva. Neste estudo, a estatística descritiva cumpre papel fundamental para caracterizar o pulso fluvial e o regime de inundação ao longo de duas décadas. O seu uso oferece uma base robusta para entender os padrões hidrológicos apresentados no estudo, fornecendo tanto os resumos quantitativos (média, variação, extremos) quanto a representação visual desses padrões (tabelas e gráficos), sendo indispensável para caracterizar a dinâmica de inundação e suas implicações para a conectividade da planície.

Os dados diários e mensais de vazão (m^3/s) e cota (m) da estação fluviométrica de Porto São José/PR (cód. 64575003), referentes ao período analisado, foram obtidos na plataforma Hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA), no formato .csv. Os dados foram tratados no software Excel® e com o apoio do software SisCAH 1.0, desenvolvido pela UFV em 2009, permite realizar análises hidrológicas completas, incluindo a geração de curvas de permanência e fluxo mínimo/médio/máximo (SOUZA et al., 2009). As vazões e cotas mínimas, médias e máximas diárias foram observadas e processadas para caracterizar o regime hidrológico do alto rio Paraná.

O conjunto de dados analisado reflete o regime hidrológico já impactado pela operação da barragem de Porto Primavera. Com base nessa delimitação, o estudo concentra-se na análise do comportamento hidrológico sob influência direta da operação da represa. Os dados brutos passaram por uma verificação preliminar para remoção de valores nulos ou inconsistentes, conforme as diretrizes da ANA para tratamento de séries fluviométricas. A vazão média defluente foi calculada com base em duas leituras diárias, realizadas em diferentes turnos, conforme metodologia

descrita por Meurer, Martins e Souza Filho (2005).

Os principais comportamentos analisados neste gráfico são os picos de cheia (ou pulsos de inundação) e as fases de vazante extrema (períodos de seca acentuada), ao longo do ano juliano e, sobretudo, do ano hidrológico. A identificação dessas fases é fundamental para determinar o grau de conectividade entre o rio e os terrenos de várzea adjacentes (WARD; STANFORD, 1995). Para caracterizar o comportamento intra-anual do sistema fluvial e definir o ano hidrológico de referência, realizou-se uma análise estatística da série de cotas fluviométricas diárias da estação Porto São José. A cota diária foi convertida de centímetros para metros, e a média mensal foi calculada para cada mês ao longo dos 21 anos.

Para caracterizar a variabilidade hidrológica, foram consideradas flutuações interanuais e diárias das variáveis de vazão e cota. Em escala interanual, analisou-se a distribuição do número de dias por classe (vazante, descarga média e margens plenas) ao longo de 21 anos, identificando padrões alternantes entre anos úmidos e secos. Em escala diária, adotaram-se os atributos hidrológicos propostos por Richter et al., (1996), com ênfase na duração e frequência de eventos de cheia e estiagem, permitindo avaliar a integridade do regime fluvial e sua resposta a forçantes externas. Com base nesse padrão, adotou-se o ano hidrológico iniciando em outubro e terminando em setembro do ano seguinte, critério recomendado por instituições brasileiras de monitoramento hidrológico, como a ANA e o CPRM, especialmente para bacias localizadas no centro-sul do Brasil. Essa delimitação permite uma leitura mais coerente dos eventos de cheia e vazante e será adotada como referência para as análises de permanência, conectividade e resposta espectral da planície ao longo da pesquisa.

As vazões mínima, média e máxima (min/med/max), mensais e anuais, foram identificadas e organizadas para toda a série temporal. Foram geradas a curva de permanência e a distribuição de frequência absoluta, bem como o tempo de retorno para diferentes cotas e vazões. As vazões e cotas diárias, bem como as mínimas, médias e máximas mensais e anuais, foram representadas em hidrogramas. Os gráficos foram organizados com o intervalo de dados no eixo X e a distribuição temporal de meses e anos no eixo Y. A frequência de dias em determinado intervalo de vazões foi apresentada por meio de gráficos mensais e anuais.

4.2.1 Variáveis estatísticas hidrológicas

Os fenômenos hidrológicos são processos que se manifestam no tempo e no espaço. O regime fluvial, nesse contexto, consiste na sucessão desses eventos cíclicos, refletindo diretamente as características de clima, solo, relevo e extensão da bacia hidrográfica. Este estudo tem como foco a análise das duas primeiras décadas após o fechamento completo da barragem de Porto Primavera, última grande intervenção que modificou trechos significativos da planície de inundação do alto rio Paraná. Souza Filho (2009) já havia identificado mudanças no regime de descarga do rio desde os anos 1970, com intensificação desses impactos após a construção de Porto Primavera.

Em complemento, Rocha (2010) relatou alterações hidrológicas a jusante da barragem. Eventos extremos, como a seca severa de 2001 e a cheia excepcional de 2010, uma das maiores das últimas décadas, reforçam a importância do recorte temporal adotado. O estudo desse período inicial de regulação permite compreender os efeitos da intervenção antrópica contemporânea sobre a dinâmica fluvial. Esses processos hidrológicos foram quantificados por meio de análises estatísticas.

Martins, Meurer e Souza Filho (2005), ao estudar a dinâmica das vazões no contexto pós-barragem, utilizaram parâmetros descritivos como vazões mínima, média e máxima, vazão mediana e desvio padrão. Neste trabalho, as variáveis analisadas para caracterizar o regime hidrológico do alto rio Paraná são a vazão (Q) e a cota (m), observadas em bases diária, mensal e anual. Com base nesse conjunto de dados, foram calculados parâmetros estatísticos como: médias mínimas, média geral e médias máximas, curva-chave, curvas de permanência, diagramas de quartil, desvio padrão anual, variância anual, coeficiente de variação, coeficiente de assimetria, e frequências relativa e acumulada. Tais métricas são fundamentais para compreender o comportamento hidrológico em termos de frequência, recorrência, periodicidade, amplitude e duração.

Curva de permanência:

A curva de permanência elaborada para as séries de vazão e cota fluvial mínimas, médias e máximas organiza os dados em ordem decrescente de magnitude, permitindo avaliar por quanto tempo determinado valor foi igualado ou

superado ao longo do período analisado. Essa representação gráfica e estatística fornece informações essenciais sobre a frequência e a duração das vazões no sistema fluvial (CRUZ; TUCCI, 2008).No contexto deste estudo, a curva de permanência é aplicada para identificar a predominância relativa de vazões altas ou baixas ao longo da série de 1999 a 2019. Sua função principal é indicar a relação entre a magnitude e a frequência: enquanto vazões extremas (muito altas ou muito baixas) tendem a ocorrer por curtos períodos, as vazões intermediárias, próximas da média predominam durante maior parte do tempo.

A análise da distribuição acumulada das vazões permite também verificar quais níveis fluviométricos estão associados a permanências superiores a 70%, 90% e 95% do tempo. A comparação entre percentis específicos também permite inferir limiares de extravasamento e períodos críticos de seca, fundamentais para a caracterização do regime natural e para a gestão ambiental da planície. Dessa forma, a curva de permanência se configura como um instrumento robusto não apenas para a descrição estatística das descargas, mas principalmente para a compreensão dos processos de conectividade hidrológica e geomorfológica no trecho superior do rio Paraná.

Esses resultados ilustram com clareza os padrões de duração dos diferentes níveis hidrológicos e sua relevância para a análise da conectividade entre o rio e a planície adjacente. A curva de permanência, ao indicar a probabilidade de ocorrência de vazões iguais ou superiores a um determinado valor, também é um indicador da disponibilidade hídrica (CRUZ; TUCCI, 2008).

A construção da curva foi realizada no Excel®, com base nas séries diárias de vazões mínimas, médias e máximas. Após a verificação dos dados, os valores foram ordenados e agrupados em percentis (com intervalo de 0,05) e classes de permanência (a cada 5%). As vazões correspondentes a cada nível de permanência foram calculadas com a função PERCENTIL, aplicada sobre a série de dados hidrológicos.

Curva-chave:

O nível da água é o elemento-chave para a reprodução da metodologia adotada, pois sua variação em relação à superfície determina a dinâmica de conectividade entre o rio e a planície de inundação. O monitoramento diário dessas

variações (cotas) é realizado por meio de réguas fluviométricas, enquanto as descargas líquidas (vazões) são obtidas por instrumentos de medição instalados na seção do canal.

A relação entre cota (cm) e vazão (m^3/s) é definida pela curva-chave, que representa a correspondência entre a altura da lâmina d'água registrada na régua fluviométrica e a vazão observada para aquele nível. A partir de uma determinada cota, pode-se estimar a respectiva vazão com base na equação de regressão que melhor se ajusta aos dados empíricos. No presente estudo, a curva-chave foi utilizada para avaliar a qualidade da correlação entre cota e vazão, bem como para verificar possíveis alterações associadas a intervenções antrópicas no canal, como mudanças no regime de operação da UHE Porto Primavera.

A base de dados utilizada contempla 7.670 registros emparelhados de cota e vazão da estação fluviométrica analisada. A partir desses dados, foi possível explorar estatisticamente a relação entre as variáveis. A curva-chave foi construída no Microsoft Excel® por meio de um gráfico de dispersão, no qual as cotas médias mensais (eixo X) foram correlacionadas com as respectivas vazões médias mensais (eixo Y). Dentre as opções testadas, a equação linear apresentou o melhor ajuste à tendência observada nos dados, sendo adotada como modelo representativo da relação entre as variáveis hidrológicas.

Frequência relativa:

A frequência relativa se trata de uma variável descritiva da distribuição dos dados, pois identificam quais valores são mais ou menos frequentes (comuns) no conjunto analisado. A frequência relativa (FR) refere-se à proporção de vezes que um determinado valor aparece em relação ao total de registros da série de dados. Os parâmetros dessas frequências foram calculados no Microsoft Excel®, e os intervalos de descarga anteriormente apresentados (vaznate, descarga média etc) foram utilizados como referência para estabelecer a distribuição das classes de vazão. Para cada intervalo, foram contabilizados os dias em que foram registradas vazões compreendidas dentro de sua faixa. O cálculo da frequência relativa é realizado por meio da fórmula:

$$FR = \frac{N_{dias}}{N_{total}} \times 100$$

Onde Ndias é o número de dias em que a vazão se enquadra em determinado intervalo, e Ntotal é o total de dias considerados no período da série histórica.

Variância:

A variância é uma medida de dispersão fundamental na estatística, pois expressa o grau de afastamento dos valores em relação a um ponto central, geralmente a média, permitindo avaliar o quão dispersos estão os dados em um conjunto (GUIMARÃES, 2011). Assim, quanto mais próximos os valores estiverem da média (ou de zero), menor será a variabilidade do conjunto de dados. Neste estudo, a variância contribui para identificar os anos em que as vazões mensais se afastaram significativamente da mediado recorte de dados, revelando a ocorrência de registros atípicos.

Os resultados de variância foram calculados com base nas médias mensais de cada ano do período analisado. No Microsoft Excel®, essa medida é obtida por meio da função VAR.A, que considera a variação de uma amostra. O usuário deve inserir o conjunto de valores a ser analisado, e a função retorna a estimativa da variância amostral. A partir dessa descrição geral, discute-se a seguir a definição dos elementos e variáveis que compõem a fórmula estatística da variância:

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n-1}$$

Onde $\mathbf{S^2}$ é a variância, $\mathbf{x_i}$ é o valor analisado, **x** significa a média aritmética da amostra e **n** corresponde ao número de dados da amostra. A variância amostral permite identificar os anos em que as médias mensais apresentaram maior dispersão, contribuindo para a compreensão dos fatores que causaram essas anomalias. Sua utilidade na análise da conectividade hidrológica reside na capacidade de acompanhar a variabilidade interanual das vazões, destacando os períodos com comportamentos extremos. Observa-se que a intensidade da variação nos dados fluviométricos ao longo dos anos foi influenciada, em maior ou menor grau, pela ação reguladora da barragem localizada a montante da estação

hidrométrica.

Desvio Padrão:

O desvio padrão (DP) é uma medida de dispersão que expressa o grau de afastamento dos valores em relação à média aritmética. Assim como a variância, seu objetivo é indicar o quanto os dados se distanciam de um valor central. Um DP baixo representa maior proximidade à média, indicando baixa variabilidade no conjunto. Em contraste, um DP elevado revela maior dispersão, geralmente associada à ampla diferença entre os valores mínimo e máximo observados.

O desvio padrão é obtido pela raiz quadrada positiva da variância, sendo, portanto, diretamente dependente dessa medida. No Excel®, sua aplicação foi realizada por meio da função **DESVPAD.A**, que calcula o DP com base em uma amostra, sendo utilizada para os intervalos definidos na análise estatística deste estudo.

Coeficiente de Assimetria/Coeficiente de Variação:

O coeficiente de assimetria (Ca) refere-se à ausência de simetria na distribuição de frequências e ao comportamento dos dados em relação a uma distribuição perfeitamente simétrica. Já o coeficiente de variação (Cv), embora também seja uma medida de dispersão, representa uma métrica padronizada que expressa a variabilidade relativa de um conjunto de dados, ou seja, o quanto os valores se dispersam em relação à média, em termos percentuais.

A primeira medida (Ca) avalia se o formato da distribuição dos dados é simétrico ou apresenta viés (positiva ou negativamente assimétrica). No Excel®, esse valor é obtido por meio da função **DISTORÇÃO**, que retorna o grau de assimetria da distribuição em relação à média. A fórmula estatística que representa o coeficiente de assimetria é:

$$\mathbf{A_1 = (\bar{x} - m_o)/DP}$$

Onde A_1, simetria ou assimetria; $\bar{x}$, média aritmética; m_o, moda; DP, desvio padrão.

A segunda medida, o coeficiente de variação (Cv), avalia a dispersão relativa

de uma distribuição de valores em relação à média. Ele é obtido por meio da razão entre o desvio padrão e a média do conjunto de dados. A interpretação do Cv segue o mesmo princípio das demais medidas de dispersão: quanto menor o valor obtido, menor será a variabilidade dos dados. O Cv é uma medida útil para comparar a variabilidade de séries com magnitudes diferentes, sendo geralmente expressa em porcentagem. A fórmula estatística para o cálculo do coeficiente de variação é:

$$(CV = DP / \bar{x})$$

Onde DP é o desvio padrão e $\bar{x}$ **a média aritmética.**

Tempo de Retorno:

Essa variável corresponde ao tempo provável que levará para que um evento de uma certa magnitude seja alcançado ou ultrapassado (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988). O período de retorno em anos é amplamente utilizado em projetos de construção de barragens e reservatórios, pois indica a capacidade de armazenamento que essas estruturas podem suportar conforme a dinâmica hidrológica. Meurer (2004) avaliou o tempo de retorno (Tr) na planície do alto Paraná utilizando o método de Lambert, Gholami e Prunet (1990). Nele, os dados são organizados em ordem decrescente, o evento de maior intensidade recebe o valor 1, e estabeleceu-se um limite inferior para a série de dados.

As análises hidrológicas desenvolvidas nesta seção não apenas fornecem uma visão abrangente do comportamento do regime de vazões e cotas na estação de Porto São José ao longo de duas décadas, mas também servem como base quantitativa essencial para a compreensão dos processos de conectividade hidrológica que ocorrem entre o canal principal do rio Paraná e sua planície de inundação. Dessa forma, os resultados obtidos aqui serão integrados à seção seguinte, que trata especificamente da conectividade hidrológica, onde essas variáveis serão empregadas para modelar e interpretar os padrões de conexão e desconexão entre os compartimentos da planície.

4.3. Conectividade: análise das relações entre hidrologia e geomorfologia

A conectividade é inferida a partir da presença de água livre ou da saturação superficial, detectada pela resposta espectral específica da superfície terrestre em

áreas adjacentes ao canal. O objetivo é mapear, classificar e comparar o avanço do pulso de inundação sobre a planície em diferentes datas e condições hidrológicas. O comportamento dos hidrogramas (vazão ou cota ao longo do tempo) regula a ativação da planície de inundação, ou seja, a entrada de água nos compartimentos laterais (lagoas, paleocanais, diques etc.).

Conforme discutido nas bases conceituais deste estudo, a transferência de água, energia e matéria entre unidades topográficas caracteriza o processo de conectividade (AMOROS; BORNETTE, 2002). Em ambientes fluviais, esse conceito integra uma ampla rede de unidades ou subambientes que mantêm relações funcionais. Em estudo sobre os processos atuantes na hidrodinâmica do sistema rio-planície do alto Paraná, Rocha (2011, p. 60) descreve: “O sistema rio-planície de inundação consiste em um complexo de ecossistemas, incluindo o rio(s), brejos (pântanos), canais, lagos, ilhas e zonas de transição”.

Neste estudo, a conectividade é analisada a partir da integração entre os dados hidrológicos do período e a interpretação de imagens de satélite em diferentes fases de descarga do rio. Foram adotadas as expressões: **nível de vazante (<2,89 m)**, **nível de descarga média (2,90 a 3,80 m), nível de margens plenas (3,81 a 6,99 m)** e **nível de máximo perímetro de inundação (> 7,00 m),** que representam marcos hidrológicos e geomorfológicos fundamentais para a análise funcional de rios e planícies de inundação. Eles servem como referências verticais para compreender a dinâmica da conectividade e da ocupação morfológica (Quadro 2).

Vazante	Corresponde à cota mínima do rio durante os períodos de seca ou recessão prolongada. É o nível abaixo do qual o canal permanece desconectado da planície, com escoamento concentrado apenas no leito principal.	JUNK; BAYLEY; SPARKS (1989), NEIFF (1990)
Descarga média (Qm)	Corresponde ao nível associado à vazão média anual (Qm). Pode ser estimado a partir de séries históricas e reflete a condição hidrológica de equilíbrio de longo prazo do sistema fluvial	LEOPOLD; WOLMAN; MILLER (1964) PARK; LATRUBESSE (2015)
Margens plenas (Bankfull)	Altura do nível do rio quando a água começa a extravasar pelas margens do canal principal, conectando-se com a planície.	LEOPOLD; MADDOCK (1953), STEVAUX; SOUZA FILHO (2001)
Máximo perímetro úmido ou de inundação	Representa a cota máxima alcançada pelas cheias extremas, cobrindo toda a planície ativa e áreas marginais adjacentes.	PARK; LATRUBESSE (2017), SOUZA FILHO; STEVAUX; JABUR (2004)

Quadro 2 – Classificação dos níveis hidrológicos de referência e seus dignificados no canal e na planície de inundação. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

Após a revisão de trabalhos prévios na área de estudo, foi estruturada a metodologia para o reconhecimento de feições geomorfológicas na planície de inundação. Esse procedimento pode ser realizado por meio de técnicas de fotointerpretação em escalas menores (SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1994) ou por processamento digital de imagens orbitais (FACHINI, 2001; MEURER;MARTINS; SOUZA FILHO, 2005; CORRADINI; FACHINI; STEVAUX, 2006; ANDRADE, 2008; ROCHA; COMUNELLO, 2009; FRAGAL; CREMON, 2013).

A tabela 2 apresenta a estimativa de conectividade hidrológica lateral das principais unidades geomorfológicas da planície de inundação do alto rio Paraná, com base nos valores de cota fluviométrica registrados na estação Porto São José (1999 - 2019). As categorias foram definidas a partir de observações espectrais (NDWI), análises topográficas e interpretação morfológica, conforme os critérios propostos por Neiff (1990;1996).

Unidades	**Cota de início da ativação (m)**	**Conec. na classe 'Vazante'**	**Conec. na classe 'Descarga Média'**	**Conec. na classe 'Margens Plenas'**	**Conec. na classe 'Máximo Perímetro'**
Planície Baixa (Canais ativos/ Lagoas)	< 2,30	Parcial	Ativa	Ativa	Ativa
Planície Baixa (Paleocanais/ Alagadiços)	2,30 2,32	Ausente	Parcial	Ativa	Ativa
Planície Baixa (Bacias de inundação)	2,32 2,34	Ausente	Ausente	Ativa	Ativa
Planície Intermediária (Paleocanais)	2,34 2,38	Ausente	Ausente	Ativa	Ativa
Planície Intermediária (Paleobarras)	2,34 2,38	Ausente	Ausente	Parcial	Ativa
Planície Alta (Paleoilhas/ Paleodiques)	2,36 2,38	Ausente	Ausente	Parcial	Ativa
Planície Alta (Diques/Leques)	> 2,38	Ausente	Ausente	Ausente	Ativa

Tabela 2 – Conectividade hidrológica por unidade geomorfológica. As classes vão de "Vazante" até "Máximo Perímetro", indicando a progressiva ativação lateral conforme o aumento do nível d'água. Esse cruzamento é essencial para avaliar o grau de conectividade lateral em diferentes regimes hidrológicos. Fonte: Adaptado de Neiff (1990;1996).

Os processos de conectividade entre a água do rio Paraná e as variadas

formas geomorfológicas presentes na planície configuram uma abordagem metodológica eficaz para o reconhecimento de feições de relevo sutilmente diferenciadas por suas características espaciais (TOCKNER; STANFORD, 2002). Parte importante dos resultados do estudo de conectividade reside na correlação entre os dados hidrométricos e o comportamento da superfície de várzea, conforme registrado pelas imagens orbitais em diferentes períodos do ano e do ciclo hidrológico. De modo geral, compreende-se que, durante um evento de cheia, as primeiras morfologias 'atingidas' pela lâmina d'água estão situadas em áreas de menor altitude; seguindo essa lógica, as feições seguintes a serem conectadas ao rio localizam-se em cotas mais elevadas.

A conexão de cada tipo de feição com a água dependerá da intensidade da cheia e da posição topográfica dessa área na superfície da planície (BRACKEN; CROKE, 2007). Por exemplo, os diques marginais mais altos e bem desenvolvidos, situados na margem direita do rio Paraná, são alcançados pela água apenas em eventos de cheia de grande magnitude. As características dos canais e das morfologias internas da planície determinam os padrões de entrada de água nas fases de enchente, bem como o escoamento nas fases de vazante. Rocha (2010) analisou a morfologia do sistema fluvial do rio Paraná e suas múltiplas feições, concluindo que a distribuição espacial das formas geomorfológicas é um fator determinante para os processos hidrodinâmicos do sistema.

A interpretação dos processos de conectividade foi realizada com base na observação das variações dinâmicas nos atributos espectrais das imagens de satélite analisadas ao longo de todo o período de estudo. A identificação de áreas encharcadas e inundadas fundamenta-se no conhecimento prévio do comportamento espectral de superfícies com excesso de umidade (COMUNELLO, 2011). A essa análise somam-se o levantamento topográfico das feições morfológicas, a delimitação de suas posições na paisagem e a mensuração de suas áreas dentro da planície estudada.

O Quadro 3 sintetiza os principais componentes utilizados na análise da conectividade hidrológica lateral na planície do alto rio Paraná. O primeiro item indica como a variação do regime fluvial (cota/vazão) contribui para a definição do momento hidrológico representado em cada imagem. Em seguida, destaca-se que, à medida que a água avança pela planície, o NDWI responde com valores mais elevados nas áreas alagadas. O quadro também descreve que diferentes feições geomorfológicas

são ativadas em função da topografia local, respondendo de forma distinta ao acúmulo superficial de água.

Mudanças de cota/vazão	Utiliza-se a série diária de cotas e de vazão da estação Porto São José para identificar o nível do rio em cada data de imagem NDWI. A cota define o momento hidrológico (vazante, vazão recorrente, cheia intermediária, cheia plena ou evento extremo).
Resposta do NDWI	À medida que a cota aumenta e a água se espalha pela planície, as áreas afetadas passam a apresentar valores crescentes de NDWI.
Ativação de unidades morfológicas	Com o avanço da água sobre a planície, diferentes feições geomorfológicas vão sendo gradualmente ativadas, em função de sua altitude e posição topográfica. Cada unidade possui uma resposta distinta à inundação.
Grau de conectividade esperada	Com base na ativação observada das feições da planície, é possível classificar o grau de conectividade, indicando em que medida a planície está conectada ao canal.

Quadro 3 – Principais elementos de análise espacial da conectividade hidrológica. Essa sequência permite construir uma base interpretativa robusta para classificar o grau de conectividade em diferentes condições hidrológicas. Além disso, o quadro reforça a importância da integração entre dados temporais (série de cotas) e análises espaciais (NDWI e relevo) para identificar padrões de inundação. Elaborado pelo autor (2024).

Os parâmetros de conectividade apresentados foram definidos por meio de modelagem hidrológica utilizando softwares específicos para análise da flutuação do rio, como o PULSO (NEIFF, 2003; CASCO; NEIFF; POI DE NEIFF, 2005) e o Excel®. No caso do software PULSO, os dados de cota e/ou vazão são inseridos a partir de arquivos no formato .xlsx (Open XML). A cota escolhida como ponto-limite para definir o início de um novo pulso de inundação foi determinada com base nos principais e mais recentes estudos sobre a dinâmica hidrológica do rio Paraná no trecho em questão (SOUZA FILHO et al., 2004; STEVAUX et al., 2009).

A partir dessa base, o software permite identificar e quantificar eventos hidrológicos relevantes, como picos de cheia e períodos de vazante. A linha vermelha destacada no gráfico representa as oscilações diárias observadas no intervalo de 1999 a 2019, possibilitando a caracterização de padrões de pulso de inundação. Essa ferramenta é aplicada de forma a relacionar a magnitude e a duração dos eventos com os processos ecológicos e geomorfológicos da planície de inundação. A análise considera limiares mínimos de tempo para definir a ocorrência de pulsos, assegurando consistência metodológica (Figura 23).

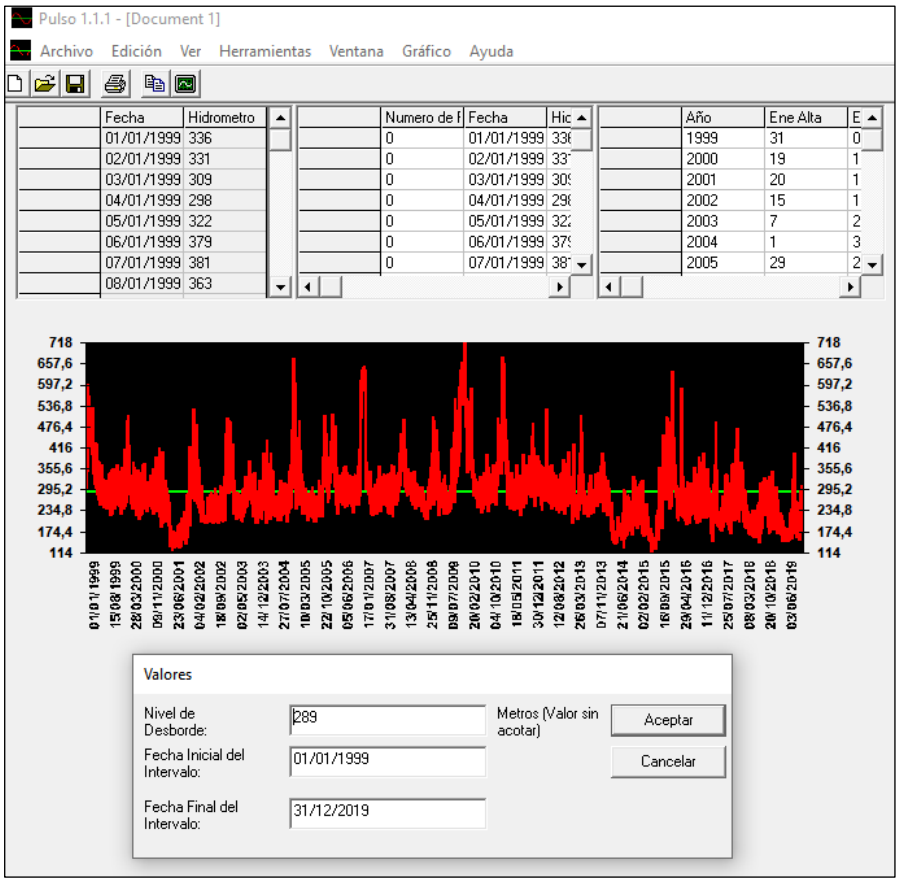


Figura 23 - Interface do software PULSO aplicada à análise hidrológica do alto rio Paraná. O programa permite a identificação e caracterização de eventos de cheia a partir de séries temporais de cotas fluviométricas. A linha vermelha representa as oscilações diárias do nível do rio (1999–2019). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A definição dos limiares mínimos de duração para considerar um evento como pulso hidrológico (ex: ≥5 dias para vazantes e ≥7 dias para cheias) tem fundamento metodológico na literatura especializada sobre conectividade e dinâmica fluvial, especialmente em planícies de inundação tropicais e subtropicais. Neste estudo, foram considerados apenas os eventos com duração mínima de cinco dias consecutivos para pulsos de vazante e sete dias para pulsos de cheia, conforme parâmetros adaptados de Junk, Bayley e Sparks (1989), Neiff (1990), e Thomaz, Agostinho e Hahn (2004), que enfatizam a necessidade de uma duração mínima para garantir a efetividade funcional desses pulsos nos sistemas fluviais.

A Tabela 3 apresenta faixas ecológicas típicas, adaptadas de Junk, Bayley e Sparks (1989). Neiff e Poi de Neiff (2003), Neiff (1990) e Neiff e Neiff (2004). Cotas inferiores a 2,0 m indicam baixa conectividade, restrita ao canal principal. Entre 2,0 e 3,0 m, ocorrem conexões pontuais com lagoas marginais, caracterizando conectividade localizada. A faixa de 3,0 a 4,0 m marca o início da expansão para

áreas mais baixas, refletindo conectividade intermediária. Valores entre 4,0 e 5,0 m indicam inundação de áreas baixas e intermediárias, com alta conectividade, inclusive ativando canais secundários. Acima de 5,0 m, observa-se inundação ampla, alcançando as porções mais elevadas da planície, o que representa o auge do pulso e a máxima conectividade lateral (STEVAUX; CORRADINI; AQUINO, 2013).

Essas faixas também permitem identificar os limiares hidrológicos que controlam a expansão visível da inundação, auxiliando na previsão de eventos de conectividade com diferentes intensidades (NEIFF, 1996). A metodologia adotada assegura coerência entre os dados hidrológicos, as respostas espectrais e os conceitos ecológicos previamente consolidados.

Faixa de Cota (m)	Interpretação Ecológica	Conectividade Esperada
< 2,00	Influencia apenas no canal principal	Baixa Conectividade (Restrita ao leito principal)
2,00 - 3,00	Início de conexão com lagoas marginais	Conectividade local em pontos rebaixados
3,00 - 4,00	Alagamento parcial de áreas baixas	Conectividade intermediaria
4,00 – 5,00	Inundação ampla de áreas baixas e parcial de áreas intermediarias	Conectividade Alta (Canais secundários)
>5,00	Inundação ampla em áreas intermediarias e altas	Alta conectividade (Pulso ecológicos)

Tabela 3 – Faixas de cota e interpretação ecológicas com base na permanência hidrológica. Esta classifica faixas de cota fluviométrica (em metros) da estação Porto São José segundo sua influência ecológica e o grau de conectividade hidrológica associado. Fonte: Adaptado de Neiff (1996; 1997) e Neiff e Neiff (2004).

O primeiro passo para a identificação da conectividade consiste no estudo e obtenção de variáveis estatísticas gerais (mínima, média e máxima) a partir do conjunto de dados hidrológicos analisado. Essa etapa já foi detalhadamente explorada no item anterior desta metodologia. A vazão e a cota médias — mensal, anual e do período total, são utilizadas para caracterizar o comportamento hidrológico geral do trecho do rio Paraná avaliado após o fechamento da barragem de Porto Primavera (NEIFF; NEIFF, 2003). Outras variáveis específicas, como a curva de permanência, a frequência relativa, o tempo de retorno e a distribuição mensal de dias por classe de vazão, complementam a definição preliminar dos parâmetros de conectividade.

As bases metodológicas utilizadas para operacionalizar os dados

hidrométricos no estudo da conexão entre o canal principal e as superfícies da várzea foram adaptadas de diferentes trabalhos aplicados à área de estudo. Esses trabalhos incluem investigações sobre a funcionalidade e os efeitos da conectividade lateral no sistema rio-planície (CORRADINI, 2006; IBARRA, 2008; ROCHA, 2010; COMUNELLO, 2011; STEVAUX; CORRADINI; AQUINO, 2013; SOUZA et al., 2018).

Na metodologia de Ibarra (2008), a vazão de 15.000 m³/s foi tratada como um limiar funcional por disparar mudanças expressivas nos subambientes da planície. Em termos hidrométricos locais, a inundação efetiva da planície inicia-se quando o nível atinge ≈3,5 m na régua de Porto São José, a partir do qual se intensificam as conexões rio–lago–canal e os fluxos laterais de água, sedimentos e biota. Já a inundação quase total da planície ocorre em torno de 700 cm (≈21.000 m³/s), um patamar associado a eventos de maior magnitude e recorrência (SOUZA FILHO, 2009; ROCHA, 2010). Com base nesse entendimento, o reconhecimento dos pulsos de inundação e a subsequente regressão da água durante a fase de vazante foram aplicados aos anos da série temporal.

A interpretação da conectividade hidrológica baseia-se em um conjunto de parâmetros que determinam o cenário de conexão ou desconexão entre o rio e a planície adjacente (Quadro 4). Os parâmetros considerados neste estudo são: **frequência**, **permanência**, **intensidade/amplitude**, **recorrência**, **sazonalidade**. Essas variáveis representam atributos do fenômeno conhecido como pulso hidrosedimentológico, que compreende o ciclo de vazante-cheia-vazante (JUNK; BAYLEY; SPARKS, 1989). Corradini (2006) aplicou uma metodologia relevante na avaliação dos processos de conectividade do rio Paraná com sua planície, na região de Porto Rico/PR. O autor analisou atributos do regime hidrológico e a duração das fases de inundação e seca, utilizando softwares específicos voltados à avaliação da condição ecológica de áreas degradadas.

Frequência	Ocorrência de um mesmo fluxo de certa intensidade em um dado intervalo de tempo.
Permanência	Manutenção de uma determinada descarga (vazão) em um dado intervalo de tempo (Qtd. de dias de permanência de uma descarga X).
Intensidade/ Amplitude	Quantidade de fluxo de água que passa ponto ou seção em unidade de tempo (vazão). A magnitude da oscilação (negativa, nula ou positiva) da descarga
Recorrência	O número de vezes que uma dada descarga específica se repete em um intervalo de tempo (Probabilidade de ocorrência de uma cheia ou seca de determinada magnitude.
Sazonalidade	Representa a forma de variação regular (ordinária) e oscilatória das descargas (Padrões de vazão que se repetem em intervalos regulares).

Quadro 4 – Parâmetros de conectividade hidrológica estudados. O quadro apresenta cinco parâmetros fundamentais para analisar a conectividade hidrológica: frequência, permanência, intensidade/amplitude, recorrência e sazonalidade. Esses parâmetros interagem entre si e fornecem uma base quantitativa para entender como os pulsos de inundação se manifestam e garantem a conectividade lateral entre o rio e sua planície. Fonte: Adaptado de Corradini (2006).

A **frequência** é determinada pela magnitude e duração dos eventos ou de determinado valor de descarga em um período fixo (POFF et al., 1997). Nesta análise hidrológica foi utilizada apenas a frequência relativa (Fr) que expressa a probabilidade de ocorrência de um evento em relação à frequência total dos eventos hidrológicos observados. Esses dados foram analisados com o objetivo de extrair tendências da série temporal. A frequência relativa permite interpretar, de forma direta, a regularidade com que certos patamares de descarga se repetem no tempo, sendo uma ferramenta objetiva para descrever padrões hidrológicos e subsidiar a definição de limiares ecológicos, hidráulicos ou operacionais. Seu uso é particularmente útil em estudos de conectividade lateral e permanência de água na planície de inundação, pois permite quantificar a recorrência de cotas ou vazões associadas à ativação de feições

A **permanência** é uma medida que expressa o tempo em que um volume de água permanece armazenado em um subambiente ou feição morfológica da planície (em horas/ano ou dias/ano), dependendo da capacidade de retenção da área e de fatores como as vazões de entrada e saída. A curva de permanência constitui o principal instrumento para quantificar a duração das descargas e sua influência na conectividade lateral (BOOKER; SNELDER, 2012). Em termos práticos, refere-se ao tempo em que determinado volume de água permanece sobre diferentes unidades topográficas da área de estudo. Essa variável foi definida a partir da observação integrada dos pulsos de inundação registrados nos dados hidrológicos e das respostas temporais observadas nas imagens de satélite.

A **intensidade** corresponde à magnitude e se refere à quantidade de água que flui no sistema em um determinado período. Além do volume, a intensidade de um pulso de inundação é caracterizada pela magnitude da descarga, pela energia cinética associada e pela duração do evento (POFF et al., 1997). Uma cheia de grande intensidade corresponde a uma descarga hídrica elevada, assim como períodos com vazões extremamente baixas podem representar eventos de alta intensidade de retração hídrica. A avaliação dessa variável consiste em identificar o volume de água que escoa em função do tempo, geralmente expresso em metros cúbicos por segundo (m^3/s).

A **amplitude** é um atributo de natureza espacial da conectividade hidrológica (NEIFF, 1990). O termo refere-se à variação espacial dos parâmetros hidrológicos ao longo de diferentes condições e ciclos hidrológicos. Essa medida de dispersão indica a extensão de um determinado pulso de inundação, classificando-o como de baixa ou alta amplitude, e está diretamente relacionada à área total inundada. Ao analisar a amplitude das potamofases do rio Paraná, Ibarra (2008) observou que pulsos de grande intensidade podem apresentar baixa amplitude, ou seja, descargas muito elevadas que, no entanto, não se mantêm por longos períodos. A obtenção das amplitudes é realizada pela análise da duração das diferentes fases de conectividade e seus efeitos sobre a superfície, conforme registrado nas imagens de satélite (NEIFF, 1990; 1996).

A **sazonalidade** é controlada principalmente pelos efeitos e padrões climáticos (PETTS; FOSTER, 1990). As estações do ano apresentam variações na quantidade de chuva e nas condições de temperatura, afetando, assim, a disponibilidade hídrica de uma ou várias bacias hidrográficas. O comportamento do ciclo hidrológico, observado nos dados de cota e vazão, está diretamente associado às variações climáticas intra e interanuais entre períodos mais úmidos e mais secos. Para determinação quantitativa deste parâmetro, optou-se por aplicar o índice sazonal, medida estatística que quantifica a variação média de um fenômeno em função dos diferentes períodos do ano, como meses ou estações, em relação a uma média geral. No contexto de dados hidrológicos, ele é usado para identificar padrões recorrentes sazonais, como períodos típicos de cheias ou estiagens, ao longo de uma série histórica multianual.

4.3.1 Mapeamento dos processos de conectividade: Índice de Água por Diferença Normalizada (NDWI)

O estudo da conectividade, conforme as condições propostas nesta pesquisa, foi realizado com o apoio de um conjunto significativo de imagens de satélite ao longo de 20 anos. Para isso, foram adquiridas imagens que representam múltiplas fases hidrológicas e diferentes condições de ressecamento, encharcamento e inundação da planície do alto rio Paraná. As imagens utilizadas foram obtidas pelos satélites Landsat-5 (entre 1999 e 2011) e Landsat-8 (entre 2013 e 2019), com a exclusão do ano de 2012. O principal critério para a seleção das imagens foi a ausência total ou a presença mínima de cobertura de nuvens que pudessem obstruir a visualização da superfície da várzea.

O mapeamento da conectividade foi realizado por meio do processamento e interpretação desse conjunto de imagens. As imagens foram inicialmente agrupadas conforme os critérios propostos por Rocha (2010), que classificou as vazões diárias em quatro grupos, de acordo com as características de inundação observadas na superfície da planície: vazante, descarga média, margens plenas e cheia máxima (ou máximo período úmido). Corradini (2006) aplicou metodologia baseada em fotointerpretação e fotoanálise em fotografias aéreas da década de 1990, complementadas por perfis topobatimétricos. Neste estudo, as imagens foram organizadas segundo a evolução visual das manchas de saturação do solo e/ou inundação e conforme interpretação visual de padrões espectrais.

Os produtos de satélite utilizados neste estudo foram obtidos a partir das plataformas Landsat-5 (L5) e Landsat-8 (L8), cujas imagens possuem resolução espacial de 30 metros (tamanho do pixel) e período de revisita de 16 dias. Essas plataformas foram selecionadas por fornecerem a maior cobertura temporal de imagens compatível com a série histórica analisada. O L5 e o L8 correspondem, respectivamente, ao quinto e ao oitavo satélites do programa de monitoramento terrestre administrado pela NASA. O Landsat-5 esteve em operação entre 1984 e 2011, enquanto o Landsat-8 vem produzindo imagens desde 2013 até os dias atuais (ver Tabela 4).

Plataforma	Sensor	Qtd. Bandas	Revisita	Órbita	Situação
Landsat-5 (L5)	MSS/TM	7	16 dias	Héliosincronica	Inativo
Landsat-8 (L8)	OLI/TIRS	11	16 dias	Circular	Ativo

Tabela 4 – Características gerais dos satélites do programa Landsat. O Landsat-5 operava com sensores MSS/TM, possuindo 7 bandas espectrais e atualmente está inativo. Já o Landsat-8 utiliza os sensores OLI/TIRS, com 11 bandas, e continua em operação ativa. Fonte: Embrapa (2023).

A seleção das imagens foi realizada por meio de pesquisa individual nas órbitas 076, ponto 223 (montante), e 076, ponto 224 (jusante), em diversas datas, conforme a disponibilidade. A maioria das imagens representa momentos de vazante, uma vez que a presença de nuvens e as sombras associadas dificultam ou inviabilizam a análise da superfície. A aquisição das imagens ocorreu por meio da plataforma Google Earth Engine (GEE), utilizando scripts para busca, seleção, recorte e posterior arquivamento em nuvem (Figura 24). Nesse contexto, o uso do GEE como ferramenta central para a aquisição e o processamento das imagens de satélite representa um avanço significativo na análise remota de áreas de inundação. Essa plataforma permite o acesso a extensos bancos de dados, como as coleções Landsat, e oferece um ambiente computacional em nuvem que elimina a necessidade de download local dos arquivos.

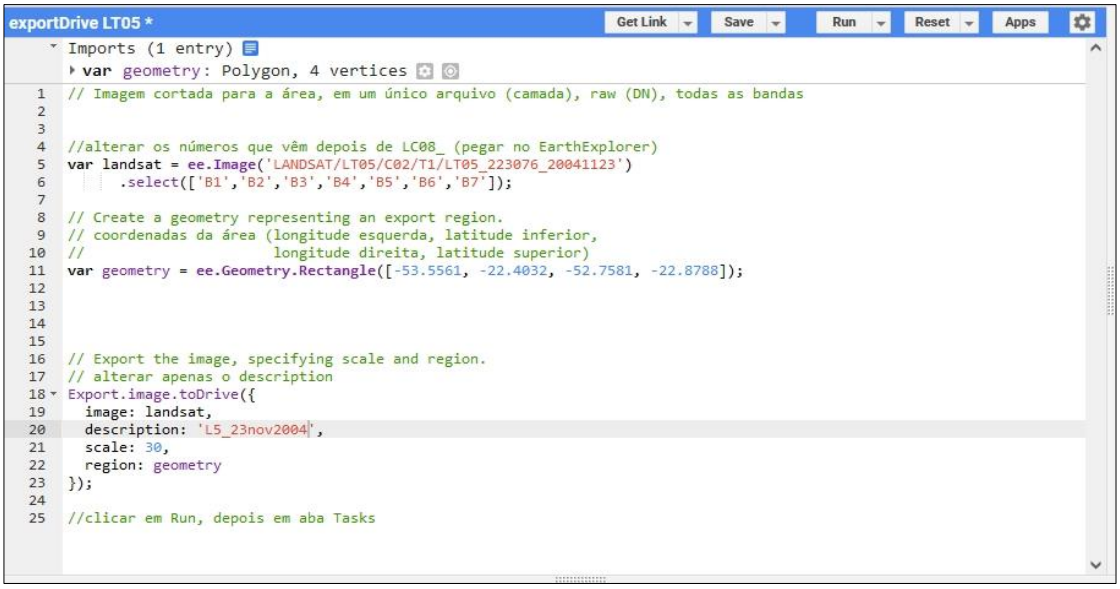


Figura 24 – Script do GEE para aquisição e recorte de imagens. Os scripts são fluxos de trabalho geoespaciais onde dados podem ser consultados, visualizados e analisados em ambiente virtual (nuvem). Fonte: Google Earth Engine (2023).

A etapa inicial de processamento das imagens de satélite consiste na reprojeção do sistema de coordenadas das bandas utilizadas, marcando a conversão do datum WGS 84 para o SIRGAS 2000, em projeção geográfica (Graus-Minutos-Segundos). Durante esse processo, algumas propriedades do conjunto são ajustadas, como a renderização da banda e a melhoria do contraste dos tons de cinza. As imagens são analisadas individualmente, e eventuais erros decorrentes da aquisição são corrigidos. Em seguida, todas foram organizadas em um banco de dados, separado conforme a plataforma de origem, órbita/ponto e mês/ano de aquisição.

A sequência de bandas escolhida para visualização da superfície corresponde à composição em falsa cor. Para o Landsat-5, utiliza-se a combinação das bandas 5 (Infravermelho médio), 4 (Infravermelho próximo) e 3 (Vermelho). Para o Landsat-8, as bandas utilizadas são 6 (Infravermelho médio), 5 (Infravermelho próximo) e 4 (Vermelho). O procedimento foi realizado utilizando o software QGIS 3.34. As cores observadas nas imagens resultam da assinatura espectral dos diferentes alvos na superfície terrestre. O polígono vermelho indica os limites da área de estudo (Figura 25).

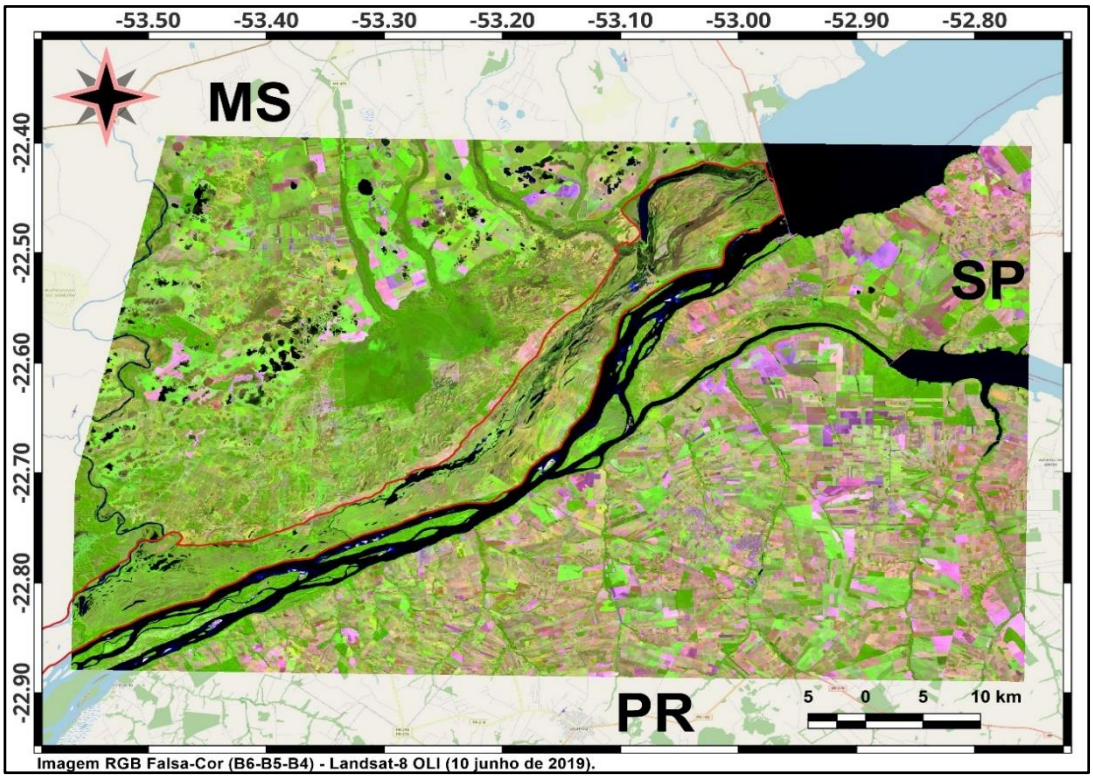


Figura 25 – Exemplo de cena com composição RGB utilizada no estudo. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

A partir do polígono que delimita a área de estudo, as imagens foram recortadas nos respectivos trechos de montante (área de 427 km²) e jusante (área de 289 km²), conforme a órbita e o ponto de aquisição. A quantidade total de imagens adquiridas e efetivamente utilizadas para interpretação das fases de cheia e vazante ao longo da série analisada foi de 270 imagens distintas, distribuídas ao longo de 21 anos. Dessa forma, os períodos de cheias intensas, frequentemente associados à maior pluviosidade, apresentaram maior cobertura de nuvens, o que compromete a disponibilidade de imagens com boa visibilidade da superfície.

A análise foi estruturada com base em cinco categorias principais: (i) quantidade de imagens disponíveis por ano; (ii) fase de vazante; (iii) fase de descarga média; (iv) nível de margens plenas; e (v) registro do máximo perímetro de inundação, além da indicação do satélite utilizado (Landsat-5 ou Landsat-8). Nos primeiros anos da série (1999–2011), as imagens foram obtidas exclusivamente a partir do Landsat-5. O ano de 2012 não possui registros, devido à transição entre sensores, configurando uma lacuna na série histórica. A partir de 2013, com o encerramento da operação do Landsat-7 em razão de falhas significativas nos produtos gerados, iniciou-se o uso do Landsat-8, que proporcionou um incremento na disponibilidade de imagens.

A seção referente à fase de vazante indica o número de imagens capturadas durante a redução do nível da água, sendo o ano de 2014 (16 imagens) o que apresenta maior cobertura dessa fase. Já a categoria de descarga média, que representa condições hidrológicas intermediárias, teve destaque nos anos de 1999 e 2006. O indicador “Margens Plenas”, que sinaliza os momentos em que o rio atinge o limite de sua calha principal, foi identificado pontualmente, com maior número de imagens nos anos de 2007, 2008 e 2011, sugerindo maior recorrência de cheias com esse padrão no período. Por sua vez, o item “Máximo Perímetro” corresponde à máxima extensão de áreas inundadas, sendo registrado de forma esporádica, o que indica que eventos de inundação ampla foram menos frequentes, embora presentes.

Observa-se uma quantidade significativa de imagens associadas à fase de descarga média, o que favorece a análise de condições hidrológicas regulares na planície alagável. A Tabela 5 evidencia uma evolução na qualidade e na quantidade de dados ao longo da série histórica, principalmente em decorrência da transição entre satélites. O Landsat-8, com maior resolução radiométrica e número ampliado de bandas espectrais, elevou a capacidade de detecção das fases hidrológicas.

Anos da série	Qtd. de imagens disponíveis	Vazante	Descarga Média	Margens Plenas	Máximo Perímetro	Satélite
1999	10	3	7	-	-	Landsat-5
2000	11	6	5	-	-	Landsat-5
2001	13	9	4	-	-	Landsat-5
2002	6	3	2	1	-	Landsat-5
2003	8	4	4	-	-	Landsat-5
2004	17	13	4	-	-	Landsat-5
2005	11	6	5	-	-	Landsat-5
2006	15	4	11	-	-	Landsat-5
2007	14	3	6	5	-	Landsat-5
2008	19	9	8	2	-	Landsat-5
2009	15	7	7	1	-	Landsat-5
2010	9	4	3	1	1	Landsat-5
2011	11	3	6	2	-	Landsat-5
2012	Sem imagem	-	-	-	-	-
2013	9	7	1	-	-	Landsat-8
2014	18	16	2	-	-	Landsat-8
2015	12	9	3	-	-	Landsat-8
2016	18	12	2	3	-	Landsat-8
2017	19	15	4	-	-	Landsat-8
2018	19	15	2	1	-	Landsat-8
2019	16	14	2	-	-	Landsat-8

Tabela 5 – Relação de imagens de satélite aplicadas no estudo. Esta tabela fornece informações-chave para a compreensão da distribuição temporal e funcional das imagens utilizadas no estudo, sendo fundamental para embasar análises multitemporais, calibração de índices espectrais (como NDWI) e avaliação da dinâmica hidrológica Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

Índice de Água por Diferença Normalizada

Uma das principais ferramentas métricas utilizadas para observar e delimitar as relações de conectividade na planície é o índice espectral conhecido como Índice de Água por Diferença Normalizada (Normalized Difference Water Index – NDWI). Neste estudo, optou-se pela aplicação do NDWI original, proposto por McFeeters (1996), em detrimento de índices alternativos como o MNDWI (Modified NDWI, Xu, 2006) e o NDMI (Normalized Difference Moisture Index, GAO, 1996), com base em quatro fatores principais:

1) Ampla validação do NDWI em ambientes de planície tropical, especialmente em estudos voltados à detecção de áreas alagadas, conectividade lateral e retração da lâmina d’água em escalas regionais (e.g., ROKNI et al., 2014; OUMA; TATEISHI, 2006).

2) Elevada sensibilidade espectral à presença de água superficial, resultante da relação entre a banda verde (aumento da reflectância em superfícies úmidas) e a banda do infravermelho próximo (absorção acentuada pela água);

3) Compatibilidade espectral com a série histórica dos sensores Landsat 5 (TM) e Landsat 8 (OLI), o que permite continuidade e comparabilidade multitemporal entre 1999 e 2019, sem necessidade de reprocessamentos específicos para adaptação a bandas SWIR, como exigem índices alternativos (MNDWI, NDMI);

4)) maior robustez metodológica para aplicações focadas em gradientes hidrológicos e zonas de transição entre ambientes secos, úmidos e inundados, que são características fundamentais da planície do alto rio Paraná.

Esse tipo de índice é fundamental para a calibração de limiares (thresholds) em classificações de imagens de satélite. Por exemplo, ao se estabelecer que valores de NDWI acima de 0,2 representam áreas com lâmina d'água superior a 0,3 cm, tal critério pode ser aplicado para mapear regiões potencialmente alagadas ou saturadas em grandes extensões territoriais. No contexto da conectividade hidrológica, o NDWI torna-se uma ferramenta poderosa, pois permite detectar com boa confiabilidade as zonas de conexão temporária entre canais e áreas adjacentes, como várzeas, lagoas e depressões topográficas. Ao utilizar séries temporais de NDWI em diferentes momentos do ciclo hidrológico (vazante, cheia e descarga média), é possível avaliar a dinâmica da conectividade lateral dos rios com sua planície de inundação.

O NDWI foi utilizado como ferramenta para mapear a extensão e a intensidade da conectividade lateral ao longo do gradiente altimétrico e morfológico da planície (Figura 26). Através desta análise, é possível caracterizar as massas de água em imagens de satélite e quantificar a presença de água nos produtos de sensoriamento remoto (MCFEETERS, 1996).

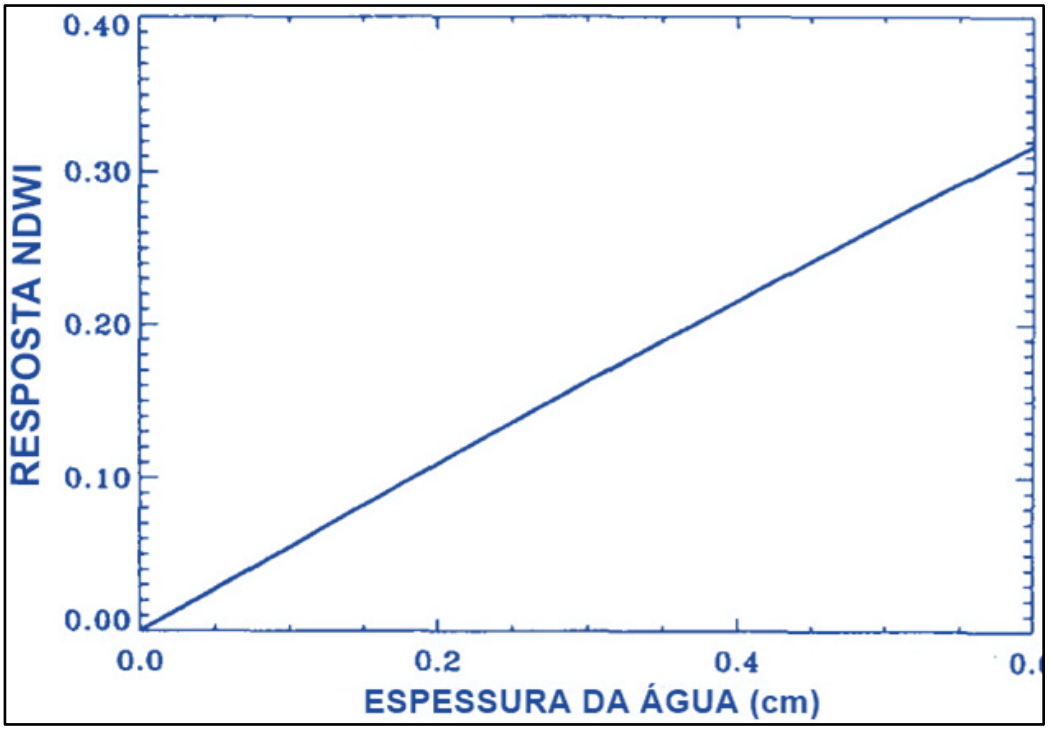


Figura 26 – Relação entre a resposta do NDWI e a espessura da lâmina d'água. Nota-se a forma com que estão relacionadas a espessura da água (em centímetros) com a resposta do índice NDWI. O gráfico é útil para calibrar limiares de classificação em análises de imagens de satélite. Ele demonstra que mesmo pequenas inundações visíveis (inferiores a 1 cm) podem gerar sinais detectáveis no NDWI. Fonte: Adaptado de GAO (1996)

O NDWI é obtido por meio da equação que relaciona as bandas do verde visível (com alta reflectância em vegetação e superfícies claras) e do infravermelho próximo (fortemente absorvido pela água, mas altamente refletido por vegetação e solos secos). As imagens devem estar previamente convertidas para coordenadas métricas (UTM), mais especificamente para o sistema SIRGAS 2000 UTM 22S (EPSG: 31982):

NDWI = (VERDE - INFRAVERMELHO) / (VERDE + INFRAVERMELHO)

A obtenção do NDWI requer uma calibração radiométrica inicial das imagens para obtenção dos valores de reflectância da superfície. Cada pixel apresenta um valor conhecido como números digitais (ND). Para processamento de índices espectrais, é necessário converter esses números para valores de reflectância de superfície (*surface reflectance*). Este procedimento foi aplicado nos produtos dos satélite Landsat-5 e 8. A reflectância de superfície é corrigida para efeitos

atmosféricos, os parâmetros físicos para cada imagem são especificados nos metadados dos arquivos (XU, 2006).

A equação é montada na ferramenta de ‘calculadora raster’ no software QGIS 3.34 (Figura 27). O procedimento foi repetido para todas as imagens do conjunto de datas a partir da inserção da fórmula já apresentada. Ainda na calculadora, devem ser definidos os parâmetros da camada resultante, por exemplo, o local e o formato da camada, parâmetros de extensão espacial e resolução de saída (SRC). Por fim, os *rasters* resultantes com a reposta de NDWI em cada data foram recortados a partir da camada limite da área estudada.

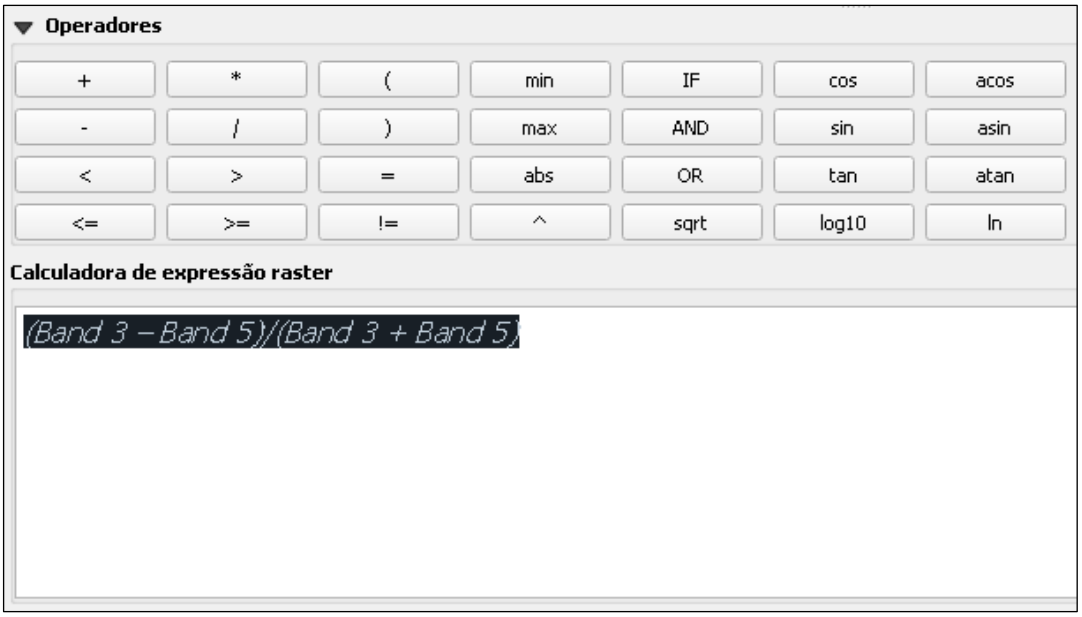


Figura 27 – Cálculo do NDWI na calculadora raster do QGIS. A expressão *(Band 3 – Band 5) / (Band 3 + Band 5)* corresponde à fórmula proposta por McFeeters (1996), na qual a Banda 3 (verde) e a Banda 5 (infravermelho próximo – NIR) das imagens Landsat são combinadas para realçar a presença de água.

A interpretação do índice é feita com base na observação dos seus resultados, que variam de –1 a +1. Os valores positivos indicam a presença de umidade; os próximos de 0, áreas de transição aquática/terrestre; e os valores negativos, a total ausência de água. A Figura 28 apresenta o histograma da imagem, o qual representa a distribuição da frequência dos valores do NDWI (Índice de Diferença Normalizada da Água). Esse gráfico mostra quantos pixels da imagem possuem valores dentro de cada intervalo do índice.

A distribuição observada é assimétrica, com uma concentração mais alta de pixels no intervalo entre –0,6 e 0,0, o que indica uma maior cobertura de solo seco

ou vegetação. A partir dos valores positivos (> 0,0), especialmente entre 0,2 e 0,6, observa-se outro agrupamento expressivo, que sinaliza a presença de umidade e, possivelmente de água superficial.

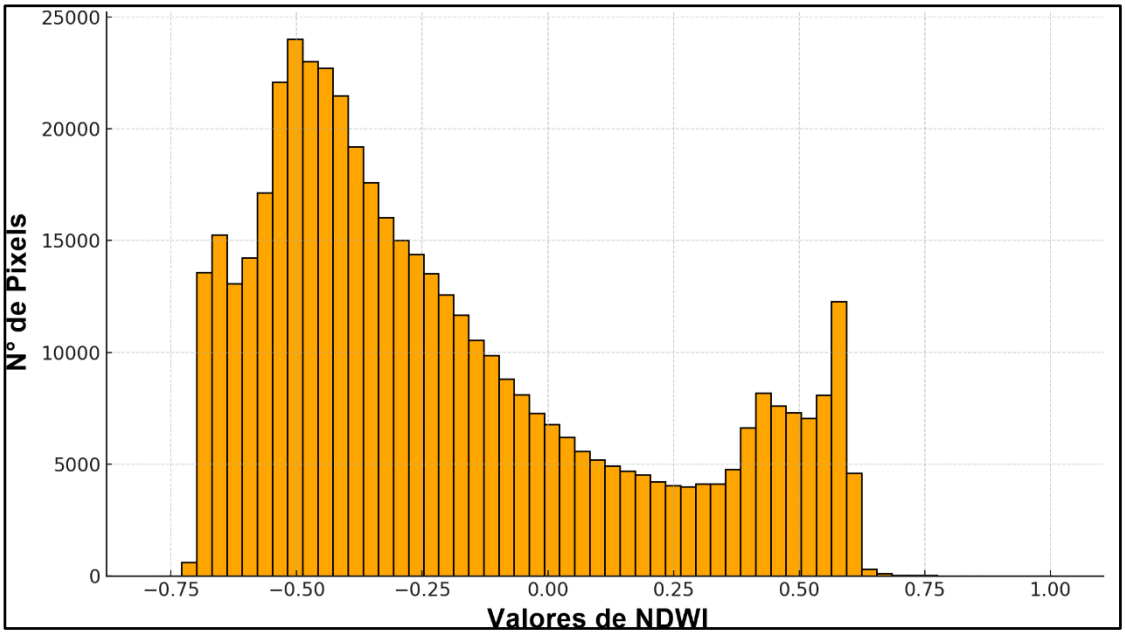


Figura 28 – Histograma da distribuição dos valores de um raster NDWI. O eixo X mostra os valores de NDWI, que vão aproximadamente de -0.75 a 1.0. O eixo Y indica o número de pixels em cada faixa de valor de NDWI. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Estudos recentes, como o de Valero-Jorge et al. (2022), descrevem de forma geral os intervalos do NDWI como: de 0.0 a 0.2 para áreas com umidade ou início de inundação; e de 0.2 a 1.0 para superfícies com presença visível de água. Neste caso, os valores positivos do NDWI foram organizados em faixas específicas, com base em testes empíricos aplicados à série histórica de imagens e em parâmetros definidos na literatura especializada. Os intervalos considerados são:

- **0.0 a 0.20** → umidade superficial / suscetibilidade inicial à inundação;
- **0.21 a 0.40** e **0.41 a 0.60** → umidade elevada e presença de água / suscetibilidade intermediária;
- **0.61 a 0.80** e **0.81 a 1.00** → alta conectividade hidrológica / solo saturado ou presença de lâmina d'água visível.

Com base nesses agrupamentos, foram adotadas três faixas principais de interpretação: **0.00–0.20** (baixa umidade superficial), **0.21–0.40** (umidade intermediária), e **0.41–0.60** (alta umidade superficial, presença de saturação plena e possível profundidade de alagamento). Para tanto, os resultados brutos do NDWI

foram reclassificados por tabela, e posteriormente, os resultados de cada classe foram analisados e foram obtidas as respectivas áreas em km².

Esses intervalos coincidem com os limites inferiores apontados por Gao (1996) e McFeeters (1996), cujos trabalhos demonstram que valores de NDWI inferiores a 0,2 raramente indicam presença de água livre, mas sim de saturação inicial. A faixa intermediária de 0.21 a 0.40, é geralmente associada a superfícies com umidade moderada ou saturação parcial, como margens encharcadas, solos saturados e vegetação ripária sujeita a inundações sazonais.

Essa classificação também é coerente com os critérios utilizados por Rokni et al. (2014), que destacam a importância de considerar a zona de transição para detectar áreas de conectividade lateral incipiente. Valores de NDWI superiores a 0,40 indicam, com maior segurança, zonas de acúmulo superficial de água permanente ou saturação plena do solo. Essa definição segue os limiares empregados por Xu (2006) e Ouma e Tateishi (2006), que validaram esse intervalo em estudos sobre corpos hídricos em diferentes contextos tropicais e subtropicais.

Tais limiares foram aplicados a todas as imagens com ocorrência de manchas de saturação e/ou inundação, sendo utilizados para gerar mapas binários e gráficos que representam a evolução das áreas conectadas em função da variação das cotas fluviométricas. A correspondência entre essas faixas espectrais e os níveis hidrológicos é essencial para quantificar a ativação de diferentes superfícies da planície. A resposta espectral do NDWI foi analisada espacialmente em relação às diferentes unidades geomorfológicas mapeadas na planície de inundação do alto rio Paraná, com o objetivo de identificar quais feições respondem mais prontamente à elevação dos níveis fluviométricos e como essa resposta varia em função da morfologia local. Cada imagem processada com NDWI serviu de apoio para essa interpretação.

As unidades da planície baixa como canais ativos, paleocanais e bacias de inundação, apresentam inundação constante ou frequente já a partir das faixas mais baixas de NDWI (≥ 0.20), indicando alta suscetibilidade ao alagamento. Nessas áreas, mesmo sob condições hidrológicas moderadas, o índice já responde positivamente, refletindo a presença permanente ou sazonal de água. As planícies médias, como paleocanais e paleobarras, demonstram resposta mais tardia: em geral, permanecem secas inicialmente, mas evidenciam sinais de saturação geralmente acima do intervalo de 0.21 a 0.40. Os setores associados à planície alta

raramente são atingidos, mas suas respostas iniciais de umidade na superfície também podem ser observadas em situações específicas. Conforme indicado na tabela 6, essas áreas apresentam predominância de condições secas em quase todas as classes de NDWI, mesmo em faixas mais elevadas de índice.

Unidades	NDWI 0.0 a 0.2	NDWI 0.21 a 0.4	NDWI 0.41 a 0.6	NDWI 0.61 a 0.8	NDWI 0.81 a 1.0
Planície Baixa (Canais ativos/ Lagoas)	Água constante	Água constante	Água constante	Água constante	Água constante
Planície Baixa (Paleocanais/ Alagadiços)	Saturação pontual	Saturação frequente	Saturação frequente	Inundação frequente	Inundação frequente
Planície Baixa (Bacias de inundação)	Saturação pontual	Saturação pontual	Saturação frequente	Inundação frequente	Inundação frequente
Planície Intermediária (Paleocanais)	Seco	Saturação pontual	Saturação frequente	Inundação pontual	Inundação frequente
Planície Intermediária (Paleobarras)	Seco	Seco	Saturação pontual	Saturação frequente	Inundação frequente
Planície Alta (Paleoilhas/ Paleodiques)	Seco	Seco	Seco	Saturação pontual	Saturação frequente
Planície Alta (Diques/Leques)	Seco	Seco	Seco	Saturação pontual	Saturação frequente

Tabela 6 – Cruzamento e relação entre as unidades geomorfológicas da planície de inundação com valores de NDWI. O padrão sequencial de conectividade: da ativação precoce de áreas permanentemente úmidas à resposta tardia de feições elevadas, permitindo interpretar o avanço do pulso com base nas respostas espectrais. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Com o objetivo de avaliar como a elevação topográfica influencia a resposta espectral à presença de água, foram selecionadas as melhores imagens disponíveis, priorizando imagens com baixa cobertura de nuvens e ausência de problemas radiométricos. A escolha das datas buscou representar diferentes fases do pulso de inundação (média e alta cota/vazão), possibilitando a comparação da ativação progressiva das unidades da planície conforme a elevação da lâmina d'água.

A integração entre o NDWI, as cotas fluviométricas e a altimetria local permitiu observar um padrão escalonado de conectividade lateral, reforçando o papel do relevo como condicionante da resposta hidrológica. A interpretação integrada desses dados amplia a compreensão do funcionamento ecológico da planície. Com base nessa abordagem, o NDWI foi classificado por data de imagem, sendo restrito apenas aos valores positivos, os quais indicam maior probabilidade de saturação

hídrica ou presença de lâmina d'água superficial (Tabela 7). A soma desses valores e sua média foram utilizadas como proxy para estimar o grau de conectividade hidrológica na superfície da planície.

Data da Imagem	Cota (m) Vazão (m³/s)	NDWI (+) médio	Grau de Conectividade
17/08/2003	2,34 7.023	0.10	Ausente (Planície desconectada)
08/04/2008	3,86 10.645	0.20	Parcial (Alagadiços e paleocanais)
13/03/2016	4,26 11.246	0.20	Parcial (Paleocanais e paleobarras)
24/01/2010	6,15 17249	0.30	Parcial (Paleobarras e paleoilhas)

Tabela 7 – Exemplo da relação entre a resposta hidrológica e o NDWI na conectividade da planície. Elaborado pelo autor (2025).

Como procedimento complementar para identificar áreas da várzea com presença de umidade, optou-se por produzir máscaras binárias baseadas em limiares espectrais específicos. A geração dessas máscaras seguiu uma metodologia fundamentada em realce espectral, limiarização e classificação de áreas inundadas, utilizando a banda NIR (infravermelho próximo) de imagens Landsat, com o objetivo de detectar manchas de alagamento na planície do alto rio Paraná.

Os dados foram obtidos a partir das mesmas imagens utilizadas para o cálculo do NDWI, previamente corrigidas radiometricamente. A etapa seguinte consistiu na definição de um limiar espectral para cada banda NIR das datas selecionadas, a partir da comparação entre histogramas de áreas sabidamente alagadas e não alagadas (Figura 29). A extração das máscaras binárias foi realizada por meio da ferramenta "Calculadora Raster", no QGIS, aplicando-se operações aritméticas entre os valores da banda NIR e o limiar definido (ex.: Banda_NIR_2007 < 0.1). Os pixels com valores abaixo do limiar foram classificados como 1 (preto), representando umidade superficial, e os demais como 0 (nulo). O resultado é uma imagem binária delimitando as manchas de alagamento.

Posteriormente, os pixels classificados como 1 foram vetorizados por poligonização. As áreas dos polígonos foram extraídas em metros quadrados e convertidas para km², utilizando a ferramenta "Calculadora de Campo", também no QGIS. A binarização foi aplicada individualmente a cada cena, com base em limites definidos nos histogramas, destacando regiões com baixa reflectância no NIR —

indicativas de presença de água ou saturação superficial. A Figura 29 apresenta um exemplo prático da separação dos pixels (30 m × 30 m), conforme os ajustes dos valores máximos observados no histograma da respectiva banda.

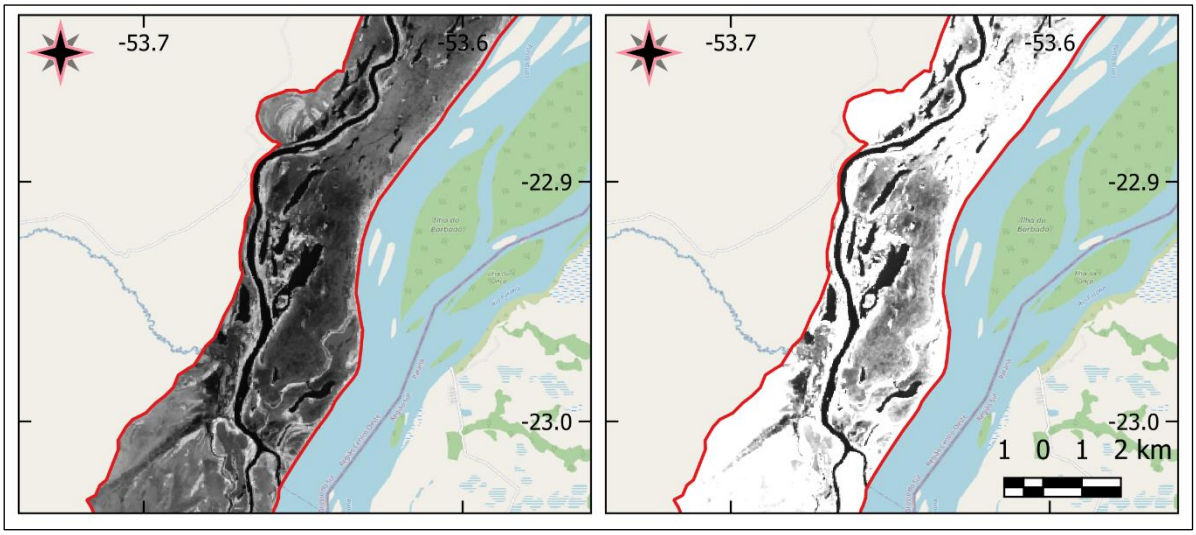


Figura 29 – Detecção de pixels com alguma presença de umidade em bandas NIR do Landsat. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

As imagens que atenderam integralmente ao requisito de ausência de interferências atmosféricas (como nuvens) foram processadas conforme os procedimentos previamente descritos. No entanto, algumas imagens que registraram eventos significativos de cheia também apresentavam a presença de nuvens. Optou-se, portanto, pela aplicação de máscaras para remoção de nuvens e sombras, com o objetivo de ocultar os dados contaminados. As áreas da superfície afetadas por essas interferências foram tratadas como ausentes, evitando o uso de dados comprometidos na estimativa das áreas alagadas.

Para essa finalidade, foi utilizado o algoritmo Fmask, que identifica automaticamente nuvens, sombras de nuvem e neve, preservando apenas os pixels classificados como limpos para as etapas subsequentes de processamento. Como consequência, as imagens com cobertura parcial de nuvens sobre a planície foram consideradas subestimadas quanto à extensão da inundação, e aquelas com cobertura expressiva foram descartadas da análise. O número mais elevado de imagens provenientes do Landsat-5 justifica-se pela maior disponibilidade de dados históricos ao longo de décadas anteriores, bem como pela ocorrência de mais eventos de cheia durante seu período operacional (Tabela 8).

Satélite	Imagens Limpas	Imagens Poluídas	Total
Landsat-5	15	6	21
Landsat-8	6	1	7

Tabela 8 – Quantidade final de datas utilizadas para geração das máscaras binárias. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

4.4. Atividade de campo

Como forma de representar visualmente algumas das características e paisagem que foram identificadas neste estudo, optou-se por integrar a esta pesquisa algumas observações e registros obtidos durante uma campanha realizada nos dias 17 e 18 de julho de 2024, vinculada a projetos desenvolvidos pelo Núcleo de Pesquisas em Limnologia, Ictiologia e Aquicultura (NUPELIA), da Universidade Estadual de Maringá (UEM), com foco em ambientes insulares do rio Paraná (Figura 30). As atividades concentraram-se predominantemente na Ilha Floresta, onde foi possível documentar, por meio de observações *in loco* e registros fotográficos, diversas feições morfológicas típicas de ambientes fluviais. Ressalta-se que tais feições são recorrentes tanto nas superfícies das ilhas quanto em setores da planície de inundação contíguos à margem, permitindo, assim, uma análise comparativa indireta entre os compartimentos.

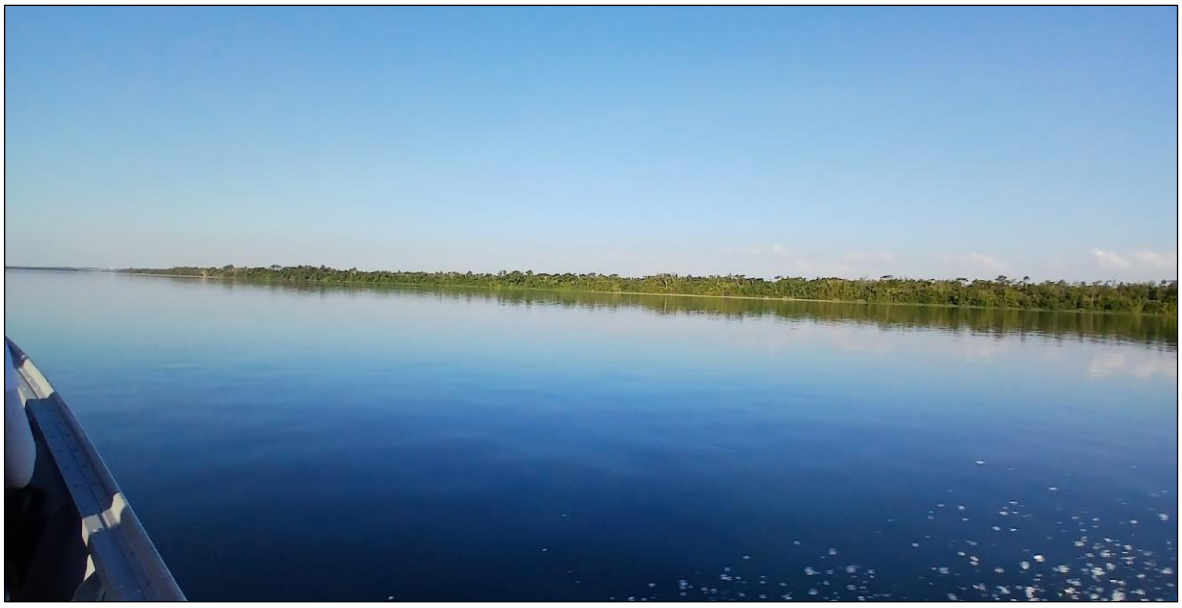


Figura 30 – Locomoção entre as ilhas do rio Paraná (17/07/2024). A fotografia registra um trecho na margem direita da ilha Mutum. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

O registro fotográfico realizado durante a campanha de campo teve como principal finalidade a posterior incorporação desses materiais aos resultados vinculados à identificação e ao mapeamento das unidades morfológicas. As imagens coletadas servem como suporte visual à análise geomorfológica. Além de enriquecer a interpretação morfológica, os registros fornecem uma base representativa de exemplos de formas associadas à dinâmica fluvial recente, tais como depressões de inundação, diques marginais, paleocanais, cordões sedimentares e outras estruturas modeladas pela ação do rio Paraná (Figura 31).

Figura 31 – Exemplo do processo de registro fotográfico em uma superfície pontualmente mais rebaixada. Fonte: Elaborado pelo autor (2024).

5. RESULTADOS

A análise integrada das variáveis topográficas constitui a base para a compreensão dos padrões de funcionamento hidrológico e geomorfológico da planície do alto rio Paraná. Cada procedimento adotado possui uma função específica e complementar dentro do processo de interpretação dos resultados. A extração de cotas altimétricas absolutas, derivadas do MDE, permitiu estabelecer o nível de referência do terreno, fornecendo o primeiro parâmetro de comparação entre setores da planície. Esse dado é essencial para compreender diferenças sutis de altitude, as quais controlam diretamente a frequência e a duração da inundação. A análise das declividades locais destacou variações mínimas de inclinação que, embora de baixa magnitude, são determinantes para o direcionamento do escoamento superficial, para a conectividade entre lagoas e canais abandonados e para a manutenção de áreas permanentemente encharcadas.

Os perfis topográficos transversais tiveram a função de revelar a organização vertical e lateral da planície, permitindo distinguir feições de baixa amplitude altimétrica, como diques marginais, cordões arenosos e paleocanais, que dificilmente seriam evidenciadas apenas por análise planimétrica. Esses perfis também evidenciaram a existência de superfícies escalonadas, associadas à recorrência de processos deposicionais, fornecendo um quadro espacial contínuo da transição entre a margem distal e a proximal.

A etapa de compartimentação altimétrica, por sua vez, reuniu e sistematizou as informações anteriores em classes funcionais, cada uma representando um intervalo altimétrico com significado geomorfológico e hidrológico distinto. Essa classificação possibilitou vincular valores de altitude às condições de saturação e conectividade, estabelecendo zonas mais propensas ao alagamento em contraposição àquelas que permanecem mais estáveis durante eventos de cheia. Assim, ao articular a leitura pontual (cotas e perfis), a medida espacial (áreas e proporções) e a síntese classificatória (unidades altimétricas), o conjunto das análises não apenas descreve a morfologia da planície, mas também explica sua dinâmica de funcionamento frente à variação hidrológica do canal principal.

5.1. Dados topobatimétricos da planície de inundação

No presente estudo, as variáveis topográficas foram utilizadas de forma integrada para compreender a compartimentação morfológica da planície de inundação do alto rio Paraná e sua relação com os processos hidrológicos. A elaboração dos perfis transversais teve como objetivo representar cortes do terreno em diferentes trechos, permitindo identificar feições características, como diques marginais, paleocanais, depressões e superfícies elevadas, fundamentais para a dinâmica de escoamento e retenção de água. A definição das classes altimétricas, derivadas do MDE, possibilitou organizar a planície em setores de cotas distintas, associados a diferentes graus de suscetibilidade ao alagamento e ao encharcamento.

A sequência de imagens (Figuras 32 a 39) apresentadas nesta subseção representam perfis topobatimétricos elaborados para diferentes trechos da planície de inundação do alto rio Paraná, mais especificamente ao longo das várzeas situadas na margem direita do canal principal. Esses perfis foram estudados e utilizados com o objetivo de caracterizar a variação altimétrica e morfológica da superfície, permitindo uma leitura integrada entre os elementos topográficos e hidrodinâmicos presentes na região. Cada perfil ilustra a transição entre áreas de maior e menor elevação, revelando feições típicas das planícies fluviais, como paleocanais, diques marginais e depressões alagáveis.

A distribuição altimétrica é essencial para compreender os padrões de conectividade hidrológica, os processos de inundação sazonal que moldam a estrutura funcional da várzea e consequentemente na identificação das principais morfologias neste ambiente. A leitura atenta dessas imagens e do gradiente altimétrico (metros) em cada perfil permite identificar zonas de maior suscetibilidade à inundação até áreas potencialmente isoladas, assim, possibilitando a diferenciação da superfície com base em morfologias antigas e recentes associadas a dinâmica do rio Paraná. Portanto, os perfis aqui dispostos não apenas ilustram a variação da topografia, mas também subsidiam interpretações geomorfológicas e hidrológicas fundamentais para o entendimento da dinâmica fluvial do alto curso do rio Paraná.

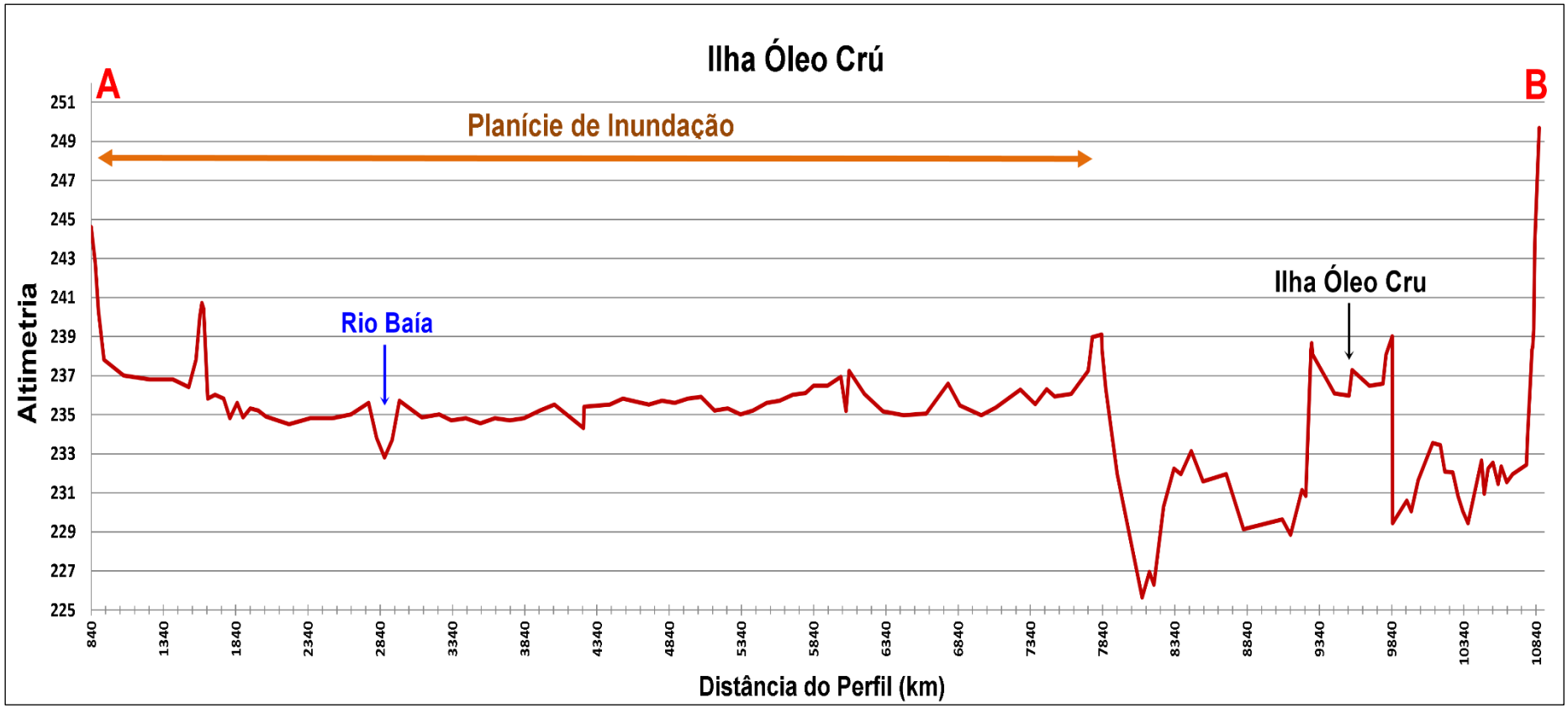


Figura 32 – Perfil topobatimétrico 01 (ilha Óleo Crú). Este perfil está posicionado em linha reta entre os pontos A (lat. 22° 32’ 36” S / long. 53° 11’ 11” O) no limite entre a planície e o terraço e B (22° 42’ 01” S / long. 53° 08’ 16” O) exatamente no limite da margem esquerda do Paraná. A figura evidencia variações altimétricas abruptas entre o leito principal e as áreas de várzea, destacando a diferença de profundidade do canal e o relevo relativamente plano da planície de inundação. A planície mostra-se com declividade suave, sugerindo alguma capacidade de armazenamento de água durante períodos de cheia. No trecho específico da planície de inundação (seta laranja), a altimetria é de 233m no leito do rio Baía a 239m no topo do dique marginal, a maior parte da superfície está posicionada entre topografias de 235 m e 237 m. O perfil atravessa morfologias como paleoilhas, canais abandonados, lagoas marginais e o canal secundário. Fonte: Eletrosul (1975). Organizado pelo autor (2025).

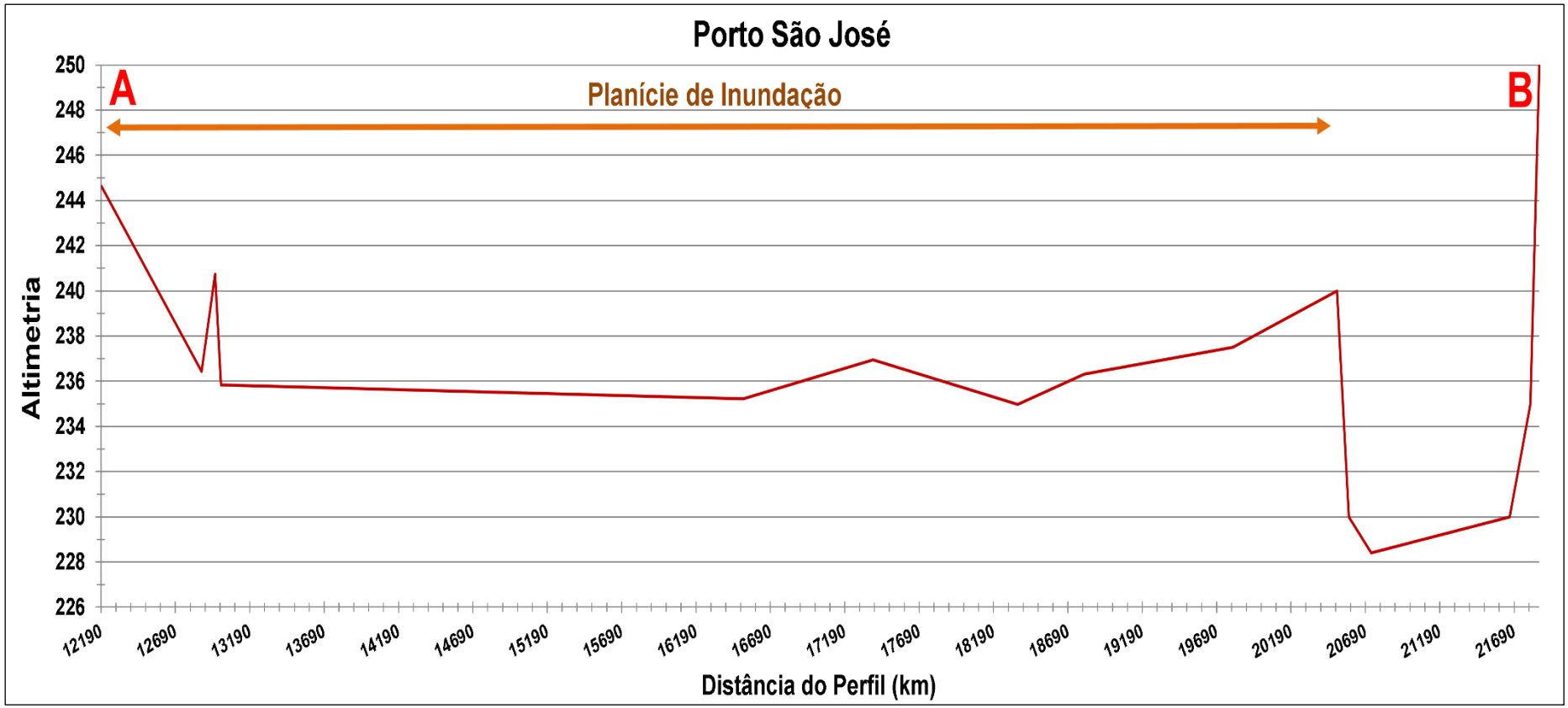


Figura 33 – Perfil topobatimétrico 02 (Porto São José). Este perfil está posicionado em linha reta entre os pontos A (lat. 22° 39’ 07” S / long. 53° 12’ 55” O) no limite entre a planície e o terraço e B (lat. 22° 42’ 49” S / long. 53° 10’ 18” O) exatamente no limite da margem esquerda do Paraná. A figura apresenta um ponto nodal do canal principal do rio Paraná, caracterizado por uma incisão acentuada em forma de “U”, que deixa evidente a grande profundidade e forte energia hidráulica. Este perfil é menos complexo e apresenta superfície muito suave com ampla extensão lateral e baixa declividade. Na margem adjacente, aparece o dique marginal — elevações lineares formadas por deposição fluvial. No trecho específico da planície de inundação (seta laranja), a altimetria é de 235 m no ponto mais baixo (lagoa associada a um paleocanal) a 240m nos diques dos rios Baía e Paraná, a maior parte das superfícies está condicionada entre 235 m e 237 m. Fonte: Eletrosul (1975). Organizado pelo autor (2025).

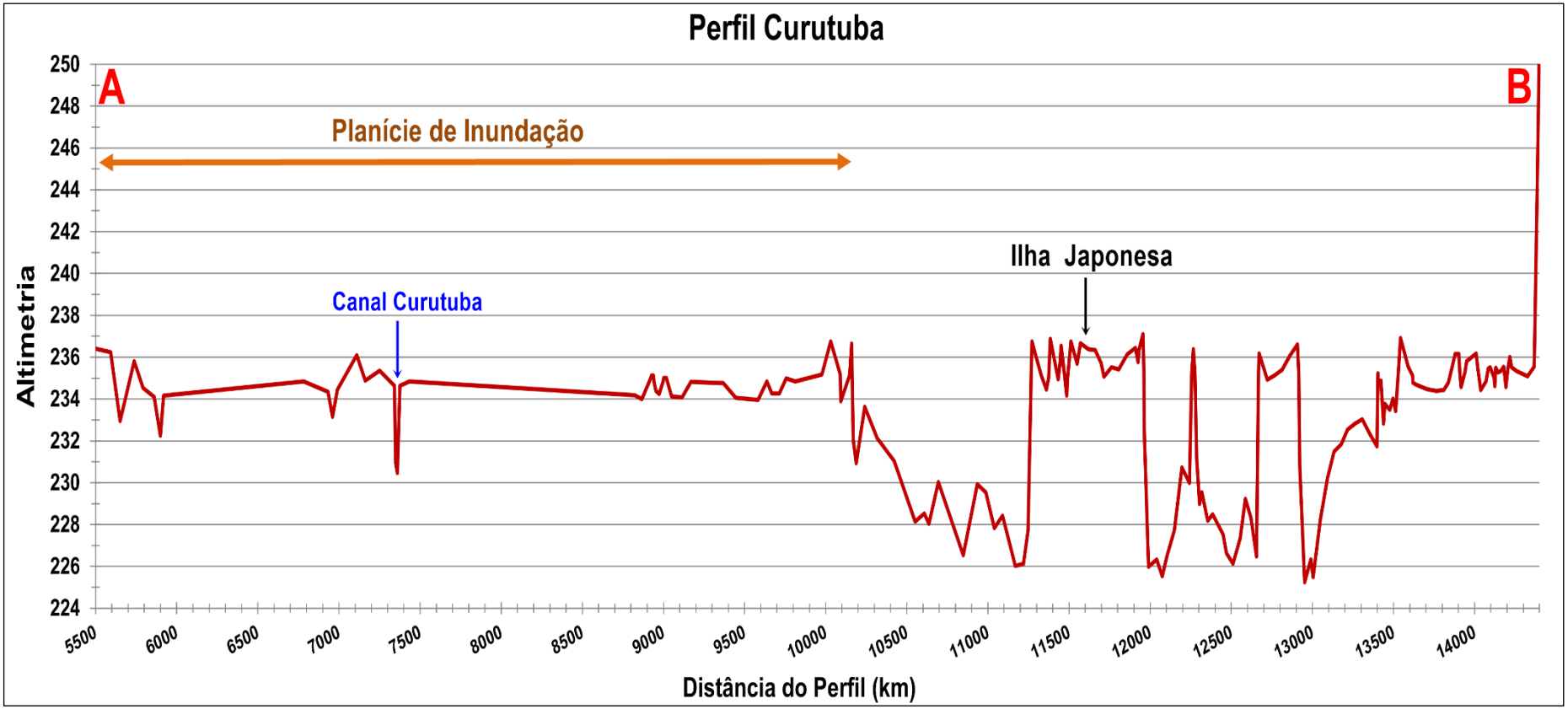


Figura 34 – Perfil topobatimétrico 03 (Canal Curutuba). Este perfil está posicionado em linha reta dentro da planície e com desvio no trecho intracanal entre os pontos A (lat. 22° 44’ 55” S / long. 53° 22’ 38” O) no limite entre a planície e o terraço e B (lat. 22° 48’ 43” S / long. 53° 21’ 26” O) exatamente no limite do pequeno trecho de planície presente na margem esquerda do Paraná. A localização do perfil revela que ele atravessa um setor de várzea com ampla largura lateral, permitindo a identificação de diversas feições morfológicas típicas de ambientes aluviais. À medida que o perfil avança lateralmente, surgem rebaixamentos suaves e elevações baixas que indicam possíveis canais abandonados, depressões alagáveis e cordões sedimentares. No trecho específico da planície de inundação (seta laranja), a altimetria é de 230 m no ponto mais baixo (leito do Curutuba) a 237m nos diques do rio Paraná, a maior parte das superfícies fica condicionada entre 232 m e 236 m. Fonte: Eletrosul (1975). Organizado pelo autor (2025).

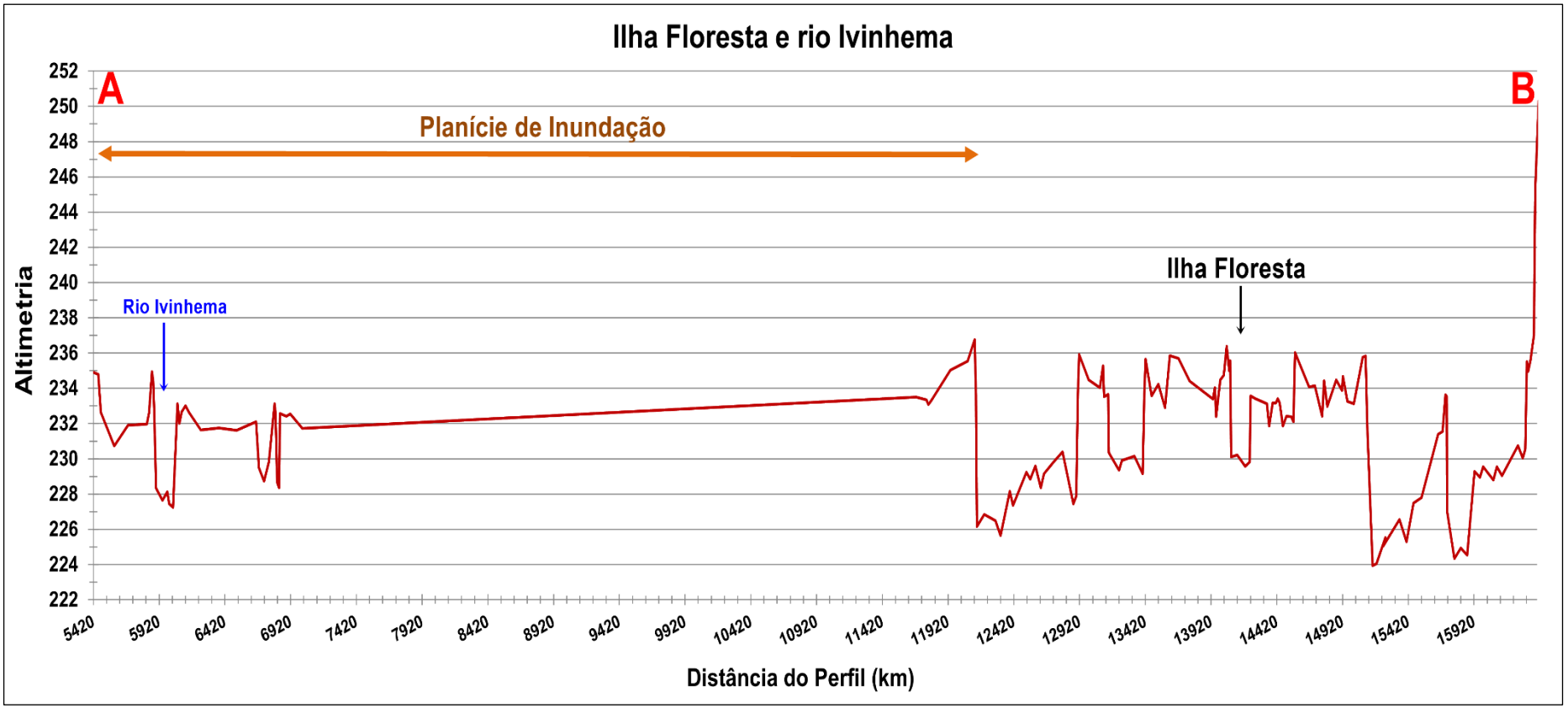


Figura 35 – Perfil topobatimétrico 04 (Ilha Floresta e rio Ivinhema). Este perfil está posicionado em linha reta dentro da planície e com leve desvio entre os diques marginais do canal principal entre o ponto A (lat. 22° 45’ 56” S / long. 53° 31’ 34” O) no limite entre a planície e o terraço e B (lat. 22° 570 56” S / long. 53° 26’ 43” O) exatamente no limite da margem esquerda do Paraná. A posição do perfil abrange uma área de planície aluvial com ampla largura e baixa declividade, refletindo um ambiente de sedimentação, perpassa por uma paleoilha retrabalhada, além do canal de curutuba e a posição onde o rio Ivinhema adentra a planície. No trecho específico da planície de inundação (seta laranja), a altimetria é de 227m no ponto mais baixo (leito do Ivinhema) a 237 m nos diques do rio Paraná, a maior parte das superfícies fica condicionada entre 230 m e 234 m. Fonte: Eletrosul (1975). Organizado pelo autor (2025).

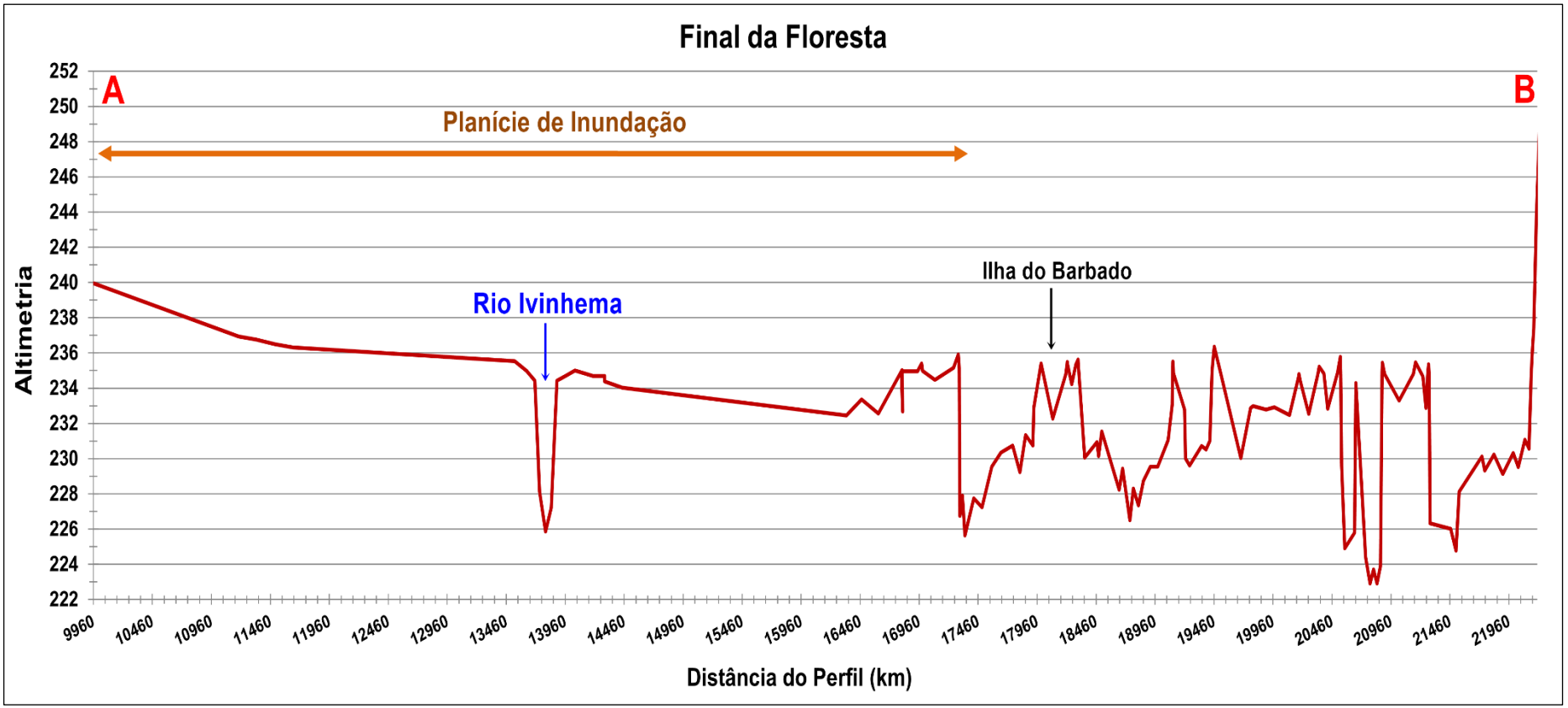


Figura 36 – Perfil topobatimétrico 05 (Final da Ilha Floresta). Este perfil está posicionado em linha reta entre o ponto A (lat. 22° 53' 52" S / long. 53° 38' 48" O) no limite entre a planície e o terraço e B (lat. 22° 57' 02" S / long. 53° 35' 22" O) exatamente no limite da margem esquerda do Paraná. A linha do perfil atravessa áreas que, morfologicamente, indicam a ocorrência de bacias de inundação/depressões alagáveis (bayfill) e um trecho incomum com presença de espirras de meandros. Essas bacias são áreas rebaixadas, desconectadas do canal principal em períodos de vazão normal, mas que se inundam durante os picos do pulso fluvial. No trecho específico da planície de inundação (seta laranja), a altimetria é de 227 m no ponto mais baixo (leito do Ivinhema) a 237 m nos diques do rio Paraná, a maior parte das superfícies fica condicionada entre 230 m e 234 m. Fonte: Eletrosul (1975). Organizado pelo autor (2025).

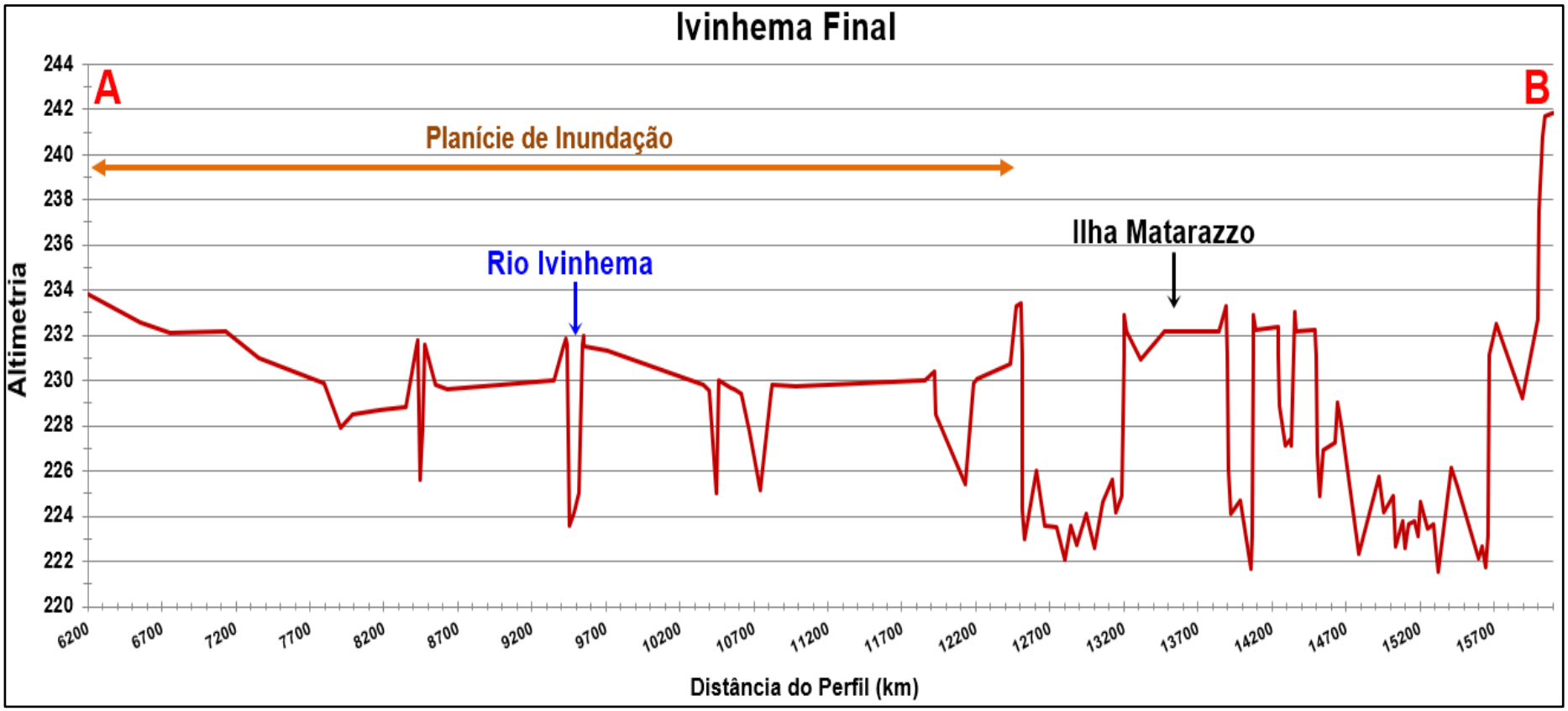


Figura 37 – Perfil topobatimétrico 06 (Ivinhema final). Este perfil está posicionado em linha reta entre o ponto A (lat. 23° 06’ 51” S / long. 53° 42’ 44” O) no limite entre a planície e o terraço e B (lat. 23° 07’ 36” S / long. 53° 37’ 53” O) exatamente no limite da margem esquerda do Paraná. No perfil, observam-se rebaixamentos acentuados e isolados na superfície da planície que coincidem espacialmente com lagoas visíveis nas imagens orbitais. Essas feições representam áreas de acúmulo hídrico permanentes ou semipermanentes, típicas de bacias de inundação, é possível visualizar um canal abandonado bem definido na parte interna da planície antes do Ivinhema. No trecho específico da planície de inundação (seta laranja), a altimetria é de 224 m no ponto mais baixo (leito do Ivinhema) a 234 m em direção ao terraço e nos diques do rio Paraná, a maior parte das superfícies fica condicionada entre 228 m e 232 m. Fonte: Eletrosul (1975). Organizado pelo autor (2025).

5.1.2 Variabilidade altimétrica e reconhecimento das formas de relevo via perfis topográficos do MDE.

A sequência dos resultados apresenta uma série de perfis topográficos extraídos de diferentes trechos da planície de inundação do alto rio Paraná e têm como objetivo oferecer uma leitura espacial detalhada da variação altimétrica, contribuindo para a compreensão das formas de relevo e das unidades morfogenéticas que compõem essa paisagem fluvial. Os dados topográficos aqui representados descrevem a superfície de áreas amplamente influenciadas pela dinâmica hidrológica do rio Paraná e seus tributários. A partir da representação longitudinal dos perfis, é possível identificar feições distintas como diques marginais, paleocanais, campos de deposição, áreas deprimidas e elevações residuais.

Esses produtos são especialmente eficazes para o reconhecimento de feições morfológicas típicas da planície, uma vez que cada unidade responde de maneira distinta à dinâmica de inundação e aos processos de sedimentação. Os paleocanais, por exemplo, aparecem como rebaixamentos alongados com contornos suaves, enquanto as paleoilhas e cordões marginais se destacam como elevações abruptas, relativamente contínuas, com altitudes levemente superiores ao entorno. Já os campos de deposição tendem a exibir perfis mais planos, com pequenas variações altimétricas, enquanto áreas de depressão e alagados são facilmente reconhecíveis por suas cotas mínimas localizadas nos setores mais internos da planície.

Cada perfil ilustra um recorte transversal do terreno, evidenciando variações altimétricas que, embora sutis em alguns trechos, são determinantes para a hidrodinâmica e a ecologia da região. As cotas obtidas a partir do MDE ALOS PALSAR foram mantidas em sua resolução original, permitindo preservar os detalhes de micro-relevo importantes para a caracterização geomorfológica e para análises hidrológicas mais precisas. Essas imagens são fundamentais para apoiar interpretações relacionadas à frequência e à extensão das inundações sazonais, à delimitação de zonas úmidas permanentes e intermitentes, bem como à avaliação da suscetibilidade de determinadas superfícies à saturação hídrica. Além disso, possibilitam a diferenciação de compartimentos com maior ou menor isolamento topográfico em relação ao canal ativo.

O perfil da Figura 38 representa um corte transversal da planície de inundação, em um setor onde a morfologia é marcada por alta rugosidade altimétrica e variações frequentes de pequenas amplitudes. Ao contrário do que ocorre em setores com bacias de inundação (bayfills), neste trecho não há grandes depressões abertas e contínuas, mas sim uma sucessão densa de rebaixamentos estreitos e alongados, alternados com elevações suaves. Esse padrão é característico da presença de paleocanais antigos, abandonados pelo fluxo principal e progressivamente tamponados por sedimentos finos e vegetação (Quadro 5).

A textura mais homogênea e a ausência de grandes depressões sugerem um campo de paleocanais interdigitados, levemente preenchidos, com topografia suavemente ondulada. A profundidade reduzida e a repetição regular dessas concavidades sugerem um mosaico de formas remanescentes da migração fluvial, indicando um trecho com intensa dinâmica lateral pretérita. A leitura do MDE, aliada ao padrão de relevo registrado, indica que esse setor da planície é controlado por heranças fluviais (formas relictas), com baixa conectividade hídrica atual, mas alta relevância para a história evolutiva da planície e seu funcionamento geomorfológico.

0,0 a 2,0 km	Relevo bastante rugoso, se inicia pela calha do rio Baía (335 m) e segue com uma sequência de faixas rebaixadas (paleocanais) e picos agudos (~240–243 m). Os paleocanais estão colmatados entre cordões sedimentares ou paleobarras (~242,5 m)
2,0 a 4,0 km	Áreas com presença de picos elevados que caracterizam a presença de diques marginais que separavam os antigos canais abandonados (> 345 m). Sugere também a presença de paleoilhas estabilizadas e retrabalhadas por estes canais.
4,0 a 6,5 km	Área mais rebaixada devido a presença de um amplo paleocanal (entre 5 e 6 km) indicado pelo padrão mais retilíneo do perfil (pequenos traçados horizontais). Superfície mais homogênea, compatível com áreas de planície mais amplamente estabilizadas.
6,5 a 7,5 km	Área ainda predominantemente baixa, mas com pequena elevação (242,5m) entre 6,0 e 7,0km. Marca o limite altimétrico da planície funcional, onde geralmente pode ocorrer a influência e atuação do pulso de inundação.
7,5 a 8,92 km	Área com elevação abrupta (> 350 m) que representa o dique marginal da margem direita do rio Paraná. A elevação continua é interrompida, pois em determinado ponto o perfil deixa a superfície do dique e em seguida retorna.

Quadro 5 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 01 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

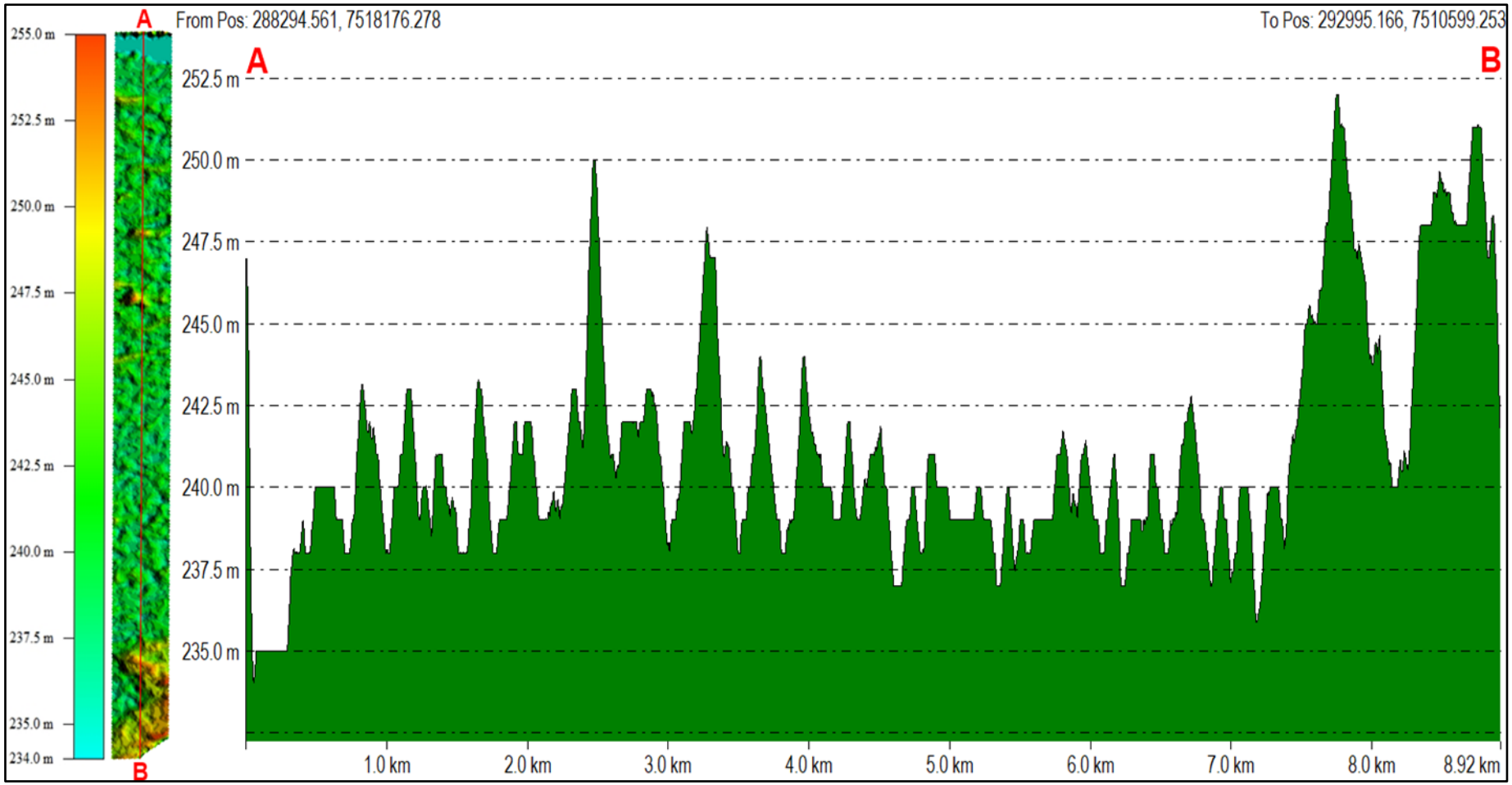


Figura 38 – Perfil topográfico transversal 01 da planície de inundação do alto rio Paraná. O traçado revela feições dominadas por paleocanais colmatados, paleobarras e paleoilhas estabilizadas e retrabalhadas. Observa-se compartimentação fluvial relicta e presença da calha do canal secundário (rio Baía), enquanto os Km finais destacam o dique marginal ativo do rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

A figura 39 retrata o segundo perfil altimétrico (com extensão de 5,14 km) extraído do MDE ALOS nas proximidades da cidade de Rosana/SP. O traçado revela um padrão de relevo compartimentado, com variações regulares e bem-marcadas de cotas entre 232,5 m e 252,5 m. A superfície apresenta um campo fluvial relicto, estruturado por antigos processos de migração e avulsão de canais. O padrão interpretativo está mantido: planície moldada por formas de origem fluvial e com diques marginais bem definidos nos km finais.

O quadro 6 descreve o terreno são marcado por rebaixamentos sucessivos intercalados por picos estreitos, padrão típico de paleocanais colmatados entre cordões fluviais estabilizados. A alternância rítmica dessas formas indica um campo de migração lateral antiga. No meio da área a morfologia é mais suave, sugerindo áreas de maior colmatação com topografia levemente convexa. O setor final é dominado por uma elevação abrupta e contínua, interpretada como dique marginal. Além das feições já mencionadas, nota-se que muitos dos picos apresentam formas assimétricas, com flancos mais íngremes voltados para depressões contíguas — sugerindo erosão lateral antiga de canais meandrantes. Os rebaixamentos mais profundos (~232,5 m) possuem base alargada e contornos suaves.

0 a 1,0 km	Área de relevo com alta rugosidade altimétrica, alternando picos agudos (~242–243 m) com rebaixamentos rasos (~234–236 m). Neste trecho estão presentes uma lagoa marginal conectada (ponto mais baixo - 234m)
1,0 a 3,5 km	Setor com relevo mais suavemente ondulado e variação de cota moderada. Entre 2,8 e 3,2 km, há elevações largas e levemente convexas, com morfologia típica de paleobarras ou paleoilhas estabilizadas, resultado da sedimentação em ambientes de canais múltiplos ou anastomosados. A presença de pequenos vales indica a posição de paleocanais que circundam as topografias mais elevadas.
3,5 a 5 km	Área com superfície de rugosidade muito bem definida com detalhe para o rigoroso posicionamento da base de alguns paleocanais colmatados em 335 m. A baixa amplitude das formas, aliada à continuidade lateral das superfícies elevadas, sugere que essas feições foram repetidamente inundadas e parcialmente estabilizadas, com deposição fina e cobertura vegetal.
5 a 5,14 km	A partir de 4,7 km há uma elevação progressiva, culminando em um pico muito acentuado acima de 252,5 m — trata-se de uma feição com inclinação abrupta, base estreita e ápice elevado. Essa morfologia corresponde claramente a um dique marginal ativo do rio Paraná, formado por deposição lateral durante eventos de cheia e consolidado por sucessivos aportes de sedimento.

Quadro 6 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 02 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

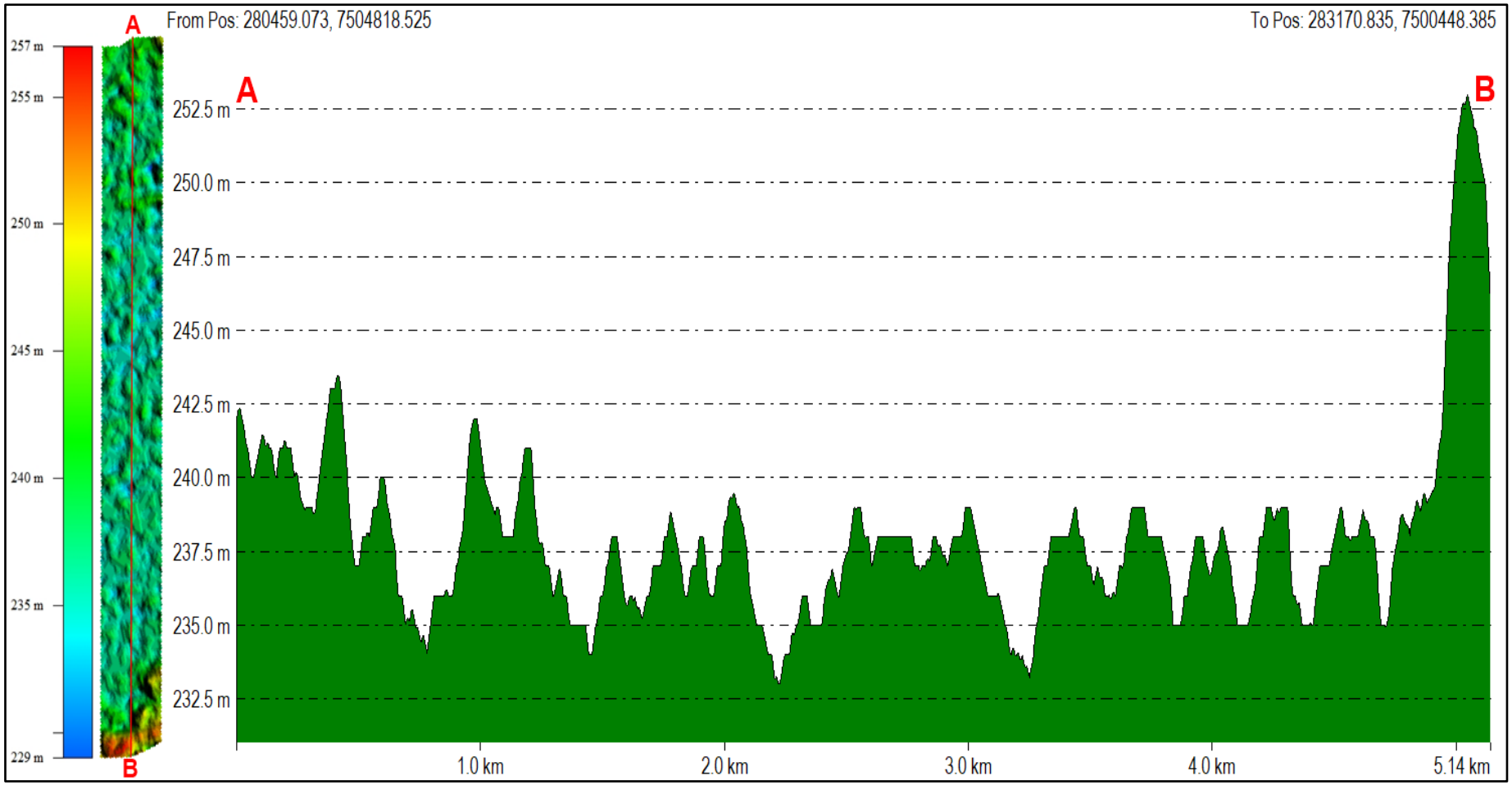


Figura 39 – Perfil topográfico transversal 02 da planície de inundação do alto rio Paraná. O perfil evidencia a compartimentação altimétrica da várzea, marcada por feições como paleocanais colmatados, paleoilhas estabilizadas e cordões sedimentares. Os rebaixamentos frequentes e paralelos indicam traçados antigos de canais entrelaçados, com sinais de colmatação progressiva. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

A figura 40 se trata de um perfil posicionado nas proximidades de Porto São José/PR. O perfil transversal da planície de inundação apresentado possui uma extensão de 6,89 km e revela um relevo intensamente compartimentado, típico de superfícies fluviais construídas por deposição lateral, abandono de canais e colmatação progressiva. As altitudes variam entre ~232,5 m e 240,5 m, com predominância de microformas associadas à dinâmica passada de migração e anastomose de canais fluviais. A amplitude vertical é relativamente baixa na maior parte do traçado, indicando uma planície de baixa energia, com predominância de processos de sedimentação.

Os picos mais agudos observados no início e fim do perfil sugerem a presença de formas residuais mais preservadas, enquanto o centro do perfil é dominado por formas mais suaves. O padrão altimétrico revela uma superfície moldada por processos fluviais pretéritos — migração lateral, abandono de canais, avulsões — e posterior estabilização morfológica. Essa morfologia é típica de setores internos de várzeas com baixa declividade longitudinal e drenagem controlada por microdesníveis sedimentares (Quadro 7).

0 a 2,0 km	Apresenta trechos de grande elevação na área de transição entre o terraço e a planície. Em seguida surgem rebaixamentos contínuos e profundos (~232–235 m), com margens elevadas (~237,5 m). Corresponde a uma grande lagoa conectada, e trechos do rio Baía que expande a extensão do seu leito em determinado trecho da planície.
2,0 a 3,0 km	Alternância acentuada entre rebaixamentos bem curtos e estreitos e pequenas elevações (~234–237 m). Presença marcante de paleocanais colmatados e cordões fluviais antigos típicos de campos de migração lateral antiga.
3,0 a 5,0 km	Indica colmatação avançada e predominância de superfícies deposicionais finas, com sedimentos acumulados sobre antigos canais. Alguns pontos bem rebaixados (< 232,5m) indicam a existência desses antigos canais que margeavam uma paleoilha.
5,0 a 6,5	Este trecho apresenta altimetria mais elevada e presença muito menor de “vales” acentuados. Os rebaixamentos se tornam menos profundos, indicando que se trata de uma área com baixa conectividade. A Base altimétrica permanece relativamente constante (~233–237 m), reforçando o caráter relicto da morfologia.
6,5 a 6,89 km	Aumento da rugosidade com picos mais agudos no final do perfil (> 240 m). formas residuais preservadas ou início de **d**ique marginal lateral do rio Paraná.

Quadro 7 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 03 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

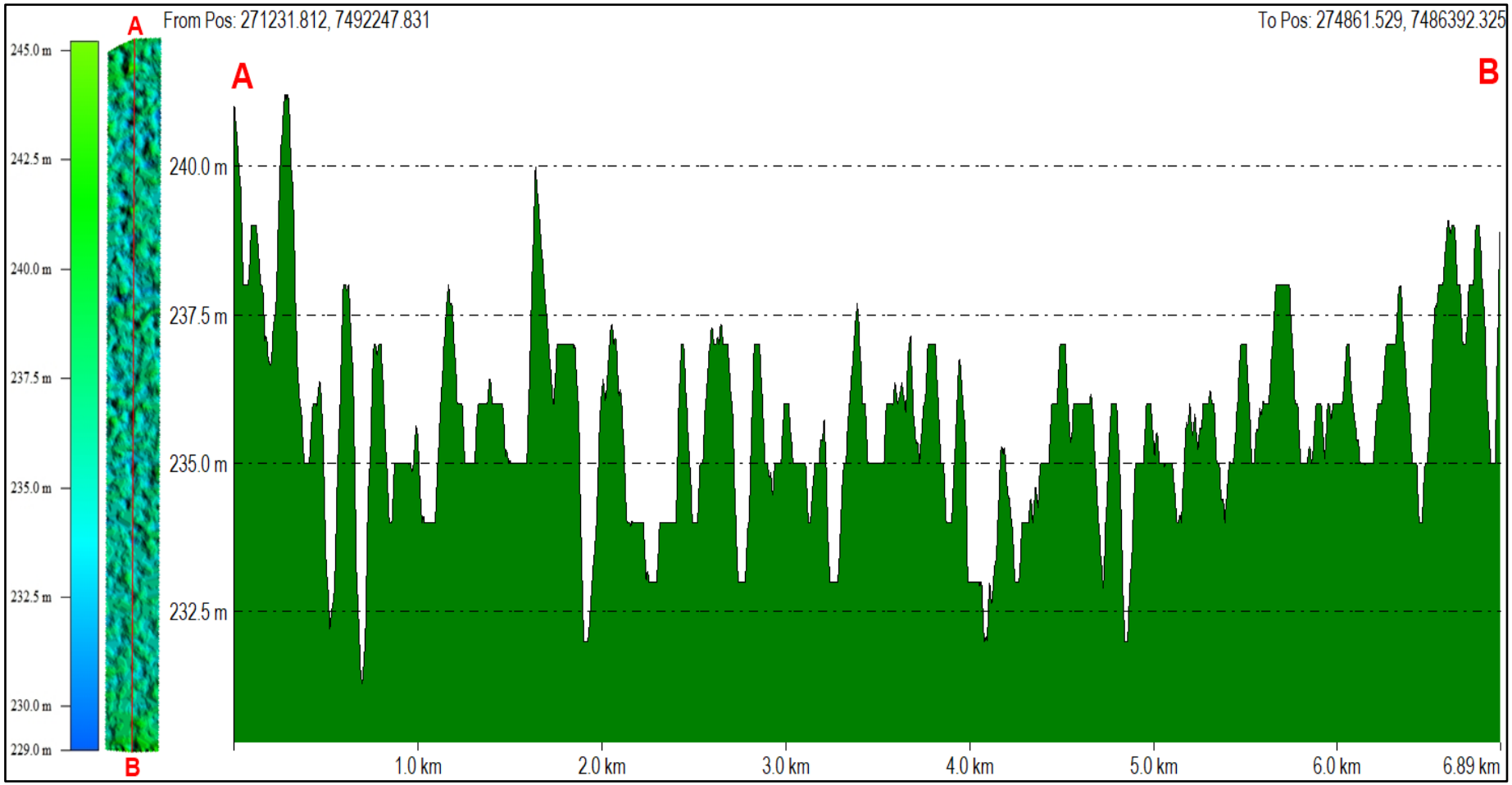


Figura 40 – Perfil topográfico transversal 03 da planície de inundação do alto rio Paraná. A imagem representa a variação altimétrica de uma superfície altamente compartimentada, marcada por rebaixamentos estreitos e elevações suaves. O perfil é representativo de áreas morfologicamente herdadas, estruturadas por antigos processos de migração e avulsão fluvial. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

A figura 41 representa o quarto perfil topográfico extraído do modelo digital de elevação e está posicionado no rio Baía e aproximadamente na altura do setor jusante da ilha Mutum. O perfil topográfico analisado, com cerca de 3,32 km de extensão, representa o trecho final do rio Baía antes de sua confluência com o rio Paraná, em uma zona crítica da planície de inundação caracterizada por intensa interação entre processos fluviais e deposicionais. A variação altimétrica vai de 234,5 m a 250 m, com alternância de picos e rebaixamentos que expressam diretamente a dinâmica morfogenética dessa área.

As formas rebaixadas, com cotas estáveis em torno de 235 a 238 m, correspondem a bacias de inundação lateral (bayfills**)** — áreas de acúmulo hídrico sazonal, sedimentação fina e baixa drenagem. Já os pontos elevados, que superam os 245 m em dois momentos distintos, representam diques marginais ativos do Baía e do Paraná. Entre essas estruturas extremas, o perfil também evidencia feições intermediárias como paleobarras, que surgem como elevações suaves e estabilizadas por vegetação. O perfil como um todo expressa uma transição funcional entre canal ativo, bacia de retenção, paleomorfologias estabilizadas e dique de contenção, formando um mosaico típico de confluência (Quadro 8).

0 a 1,0 km	Elevação abrupta (~250 m) logo nos primeiros 500 metros, seguida de descida acentuada. Interpretação: dique marginal ativo do rio Baía, atuando como borda da bacia de inundação. A inclinação acentuada da encosta indica deposição sucessiva em eventos de transbordamento.
1,0 a 2,0 km	Rebaixamento amplo e contínuo, com cotas entre 232,5 m e 237,5 m. Presença clara de bacia de inundação lateral (bayfill), caracterizada por fundo plano e baixa declividade, com pequenas variações locais. Essa área funciona como zona de acúmulo hídrico
2,0 a 2,8 km	Ocorre uma elevação ampla (> 245 m) que também corresponde a outro trecho do dique marginal do rio Baía já nos seus metros finais. A extensão e o volume de sedimentos depositados neste dique marginal é consequência direta dos aportes de material provenientes das cheias do rio Paraná que adentraram e elevaram o nível do Baía ao longos de décadas e séculos.
2,8 a 3,32 km	As superfícies mais rebaixadas (236 m a 241 m) ainda representam a superfície dos diques marginais do Baía, porém em trechos menos desenvolvidos. Por fim, a elevação abrupta e bem definida nos metros finais, associado a combinação dos diques marginais dos dique marginal do rio Paraná

Quadro 8 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 04 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

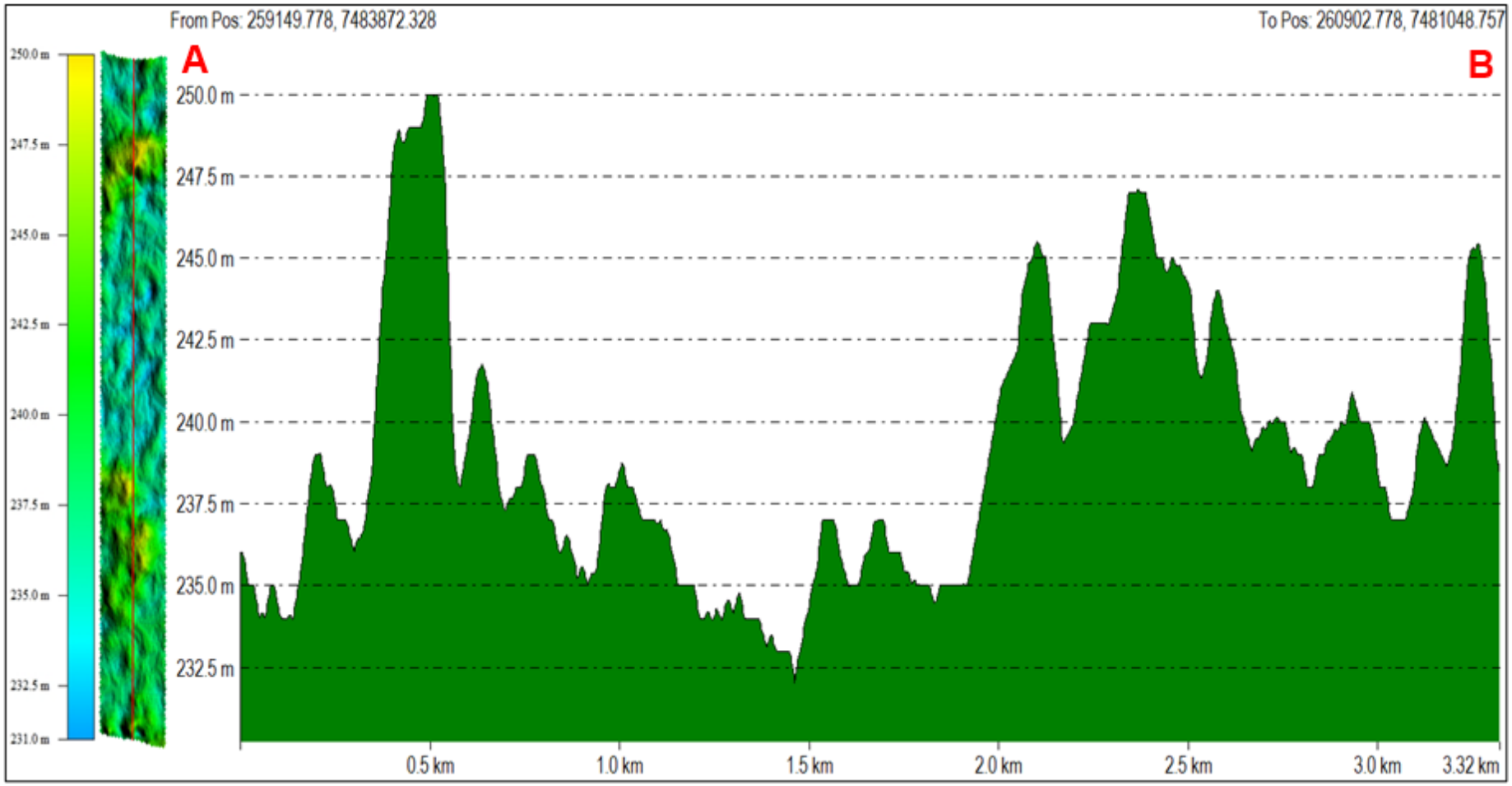


Figura 41 – Perfil topográfico transversal 04 da planície de inundação do alto rio Paraná. A morfologia geral reflete forte compartimentação lateral, com processos de deposição, alagamento e contenção atuando de forma integrada. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

A figura 42 representa o quinto perfil topográfico extraído do modelo digital de elevação e está posicionado no ponto de entrada do rio Ivinhema na planície de inundação e nas proximidades das ilhas Japonesa e Floresta no rio Paraná. O perfil topográfico com extensão de 7,04 km, representa uma área geomorfologicamente complexa e funcionalmente estratégica da planície de inundação, onde atuam de forma integrada os sistemas dos rios Paraná, Ivinhema e o canal de Curutuba e um conjunto de lagoas isoladas ou interconectadas. Este trecho ainda representa um setor intensamente retrabalhado da planície de inundação do alto rio Paraná. A amplitude altimétrica vai de ~229,5 m a 245 m, com forte rugosidade e alternância de microformas ao longo de todo o traçado.

A inflexão do rio Ivinhema dentro da planície, assumindo orientação paralela ao Paraná, influencia diretamente a organização altimétrica da área, estabelecendo novos padrões de deposição e conectividade entre as drenagens. No conjunto, o perfil expressa um cenário típico de várzea altamente ativa, com grande diversidade de formas geomorfológicas e conectividade hidrológica complexa. A morfologia reflete um ambiente com forte herança fluvial e dinâmica atual preservada, essencial para a manutenção do regime hidrossedimentar (Quadro 9).

0 a 1,0 km	Os primeiros metros do perfil representam o canal do rio Ivinhema (~234 m). Na sequência ocorre uma elevação abrupta e curta que representa um dique deste mesmo rio. Após essa elevação, o perfil retorna a uma base rebaixada entre 235 m e 237 m em um trecho bastante suscetível a inundações.
1,0 a 3,5 km	Áreas rebaixadas (baixios e alagadiços) com cota média entre 231 e 235 m, além do canal e dos diques do canal de Curutuba. Após o canal a superfície é fortemente influenciado pela dinâmica de algumas lagoas que facilitam a saturação do solo nestas áreas, por exemplo no ponto mais baixo do perfil (230 m) - Lagoa Sumida.
3,5 a 6,0 km	Área que corresponde a uma grande paleoilha intensamente retrabalhada com a presença de alguns paleocanais colmatados. Nota-se que o trecho é predominantemente mais alto (> 235 m) na maior parte da superfície. Presença de vários topos arredondados com cotas similares, o que indica que a superfície já foi isolada e elevada em relação à planície ativa.
6,0 a 7,04 km	No trecho final do perfil ocorre um aumento progressivo na elevação até ultrapassar os 242 m, com base estreita e flancos íngremes. Este padrão indica com clareza a presença do dique marginal do rio Paraná, feição ativa e dominante que atua como limite lateral superior da planície.

Quadro 9 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 05 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

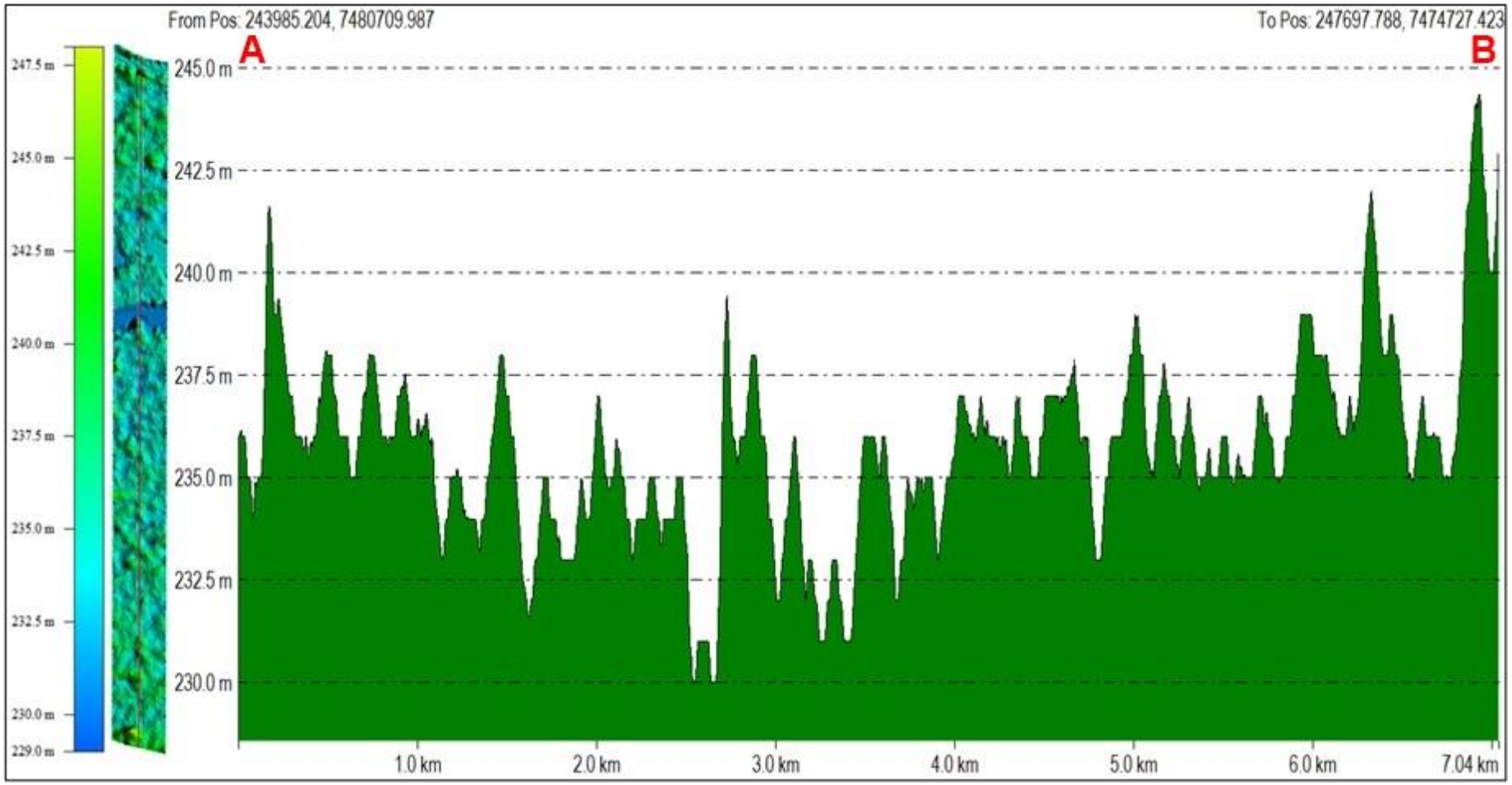


Figura 42 – Perfil topográfico transversal 05 da planície de inundação do alto rio Paraná. O perfil revela variações altimétricas entre ~230 m e 243 m, marcadas por depressões alagáveis, canais secundários, lagoas e diques marginais. Topograficamente, a planície é baixa, compartimentada e de baixa declividade longitudinal, favorecendo retenção hídrica, deposição fina e expressiva heterogeneidade morfofuncional. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

A figura 43 representa o sexto perfil topográfico extraído do modelo digital de elevação e está posicionado na altura da lagoa do Ventura. Este perfil representa um corte transversal sobre a planície de inundação no setor de confluência entre os rios Ivinhema e Paraná. A amplitude altimétrica varia de ~232 m a 242,5 m, com destaque para três grandes compartimentos funcionais: canal ativo, lagoa em paleocanal abandonado e uma ampla superfície intermediária dominada por paleocanais e bacias de inundação, finalizando em um dique marginal elevado do rio Paraná. A variação altimétrica observada vai de 232 m a 242 m, evidenciando uma compartimentação bem definida entre áreas permanentemente alagáveis, zonas de escoamento e elementos de contenção lateral.

A calha do Ivinhema é claramente reconhecida por seu entalhamento, enquanto a lagoa Ventura aparece como uma superfície plana e rebaixada. O setor central apresenta feições suavemente onduladas e colmatadas, típicas de zonas de deposição fina e escoamento difuso. As formas residuais da planície, como cordões e paleocanais, conferem complexidade ao relevo. O dique marginal do rio Paraná encerra o perfil como elemento de contenção e delimitação hidrodinâmica. Trata-se de um setor funcionalmente estratégico para a retenção hídrica e a conectividade lateral entre canais (Quadro 10).

0 a 1,0 km	Rebaixamento profundo e estreito entre duas elevações consideráveis (~233 m) que corresponde ao canal ativo do rio Ivinhema, com margens bem definidas. Logo na sequência ocorre um rebaixamento abrupto com ~ 600 m de largura que corresponde a lagoa do Ventura
1,0 a 1,5 km	Elevação progressiva da cota até cerca de 238 m, formando um morro assimétrico com declividade frontal mais acentuada. Este padrão sugere a presença de uma paleobarra lateral ou cordão sedimentar remanescente formado por fluxo divergente do canal principal.
1,5 a 3,0 km	Segmento extenso e de baixa rugosidade vertical, com elevações discretas (235–236 m) e rebaixamentos suaves (~233–235 m). Trata-se de uma área típica de bacia de inundação, o rebaixamento persistente indica área de retenção hídrica prolongada, importante para o controle do escoamento lateral da planície.
3,0 a 3,26 km	A cota volta a subir rapidamente nos últimos metros, ultrapassando 240 m. Esta feição abrupta e simétrica é compatível com o dique marginal do rio Paraná, que atua como barreira sedimentar final e estrutura de confinamento da planície. A base estreita e o flanco íngreme confirmam sua formação por deposição sucessiva nas margens do canal ativo.

Quadro 10 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 06 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

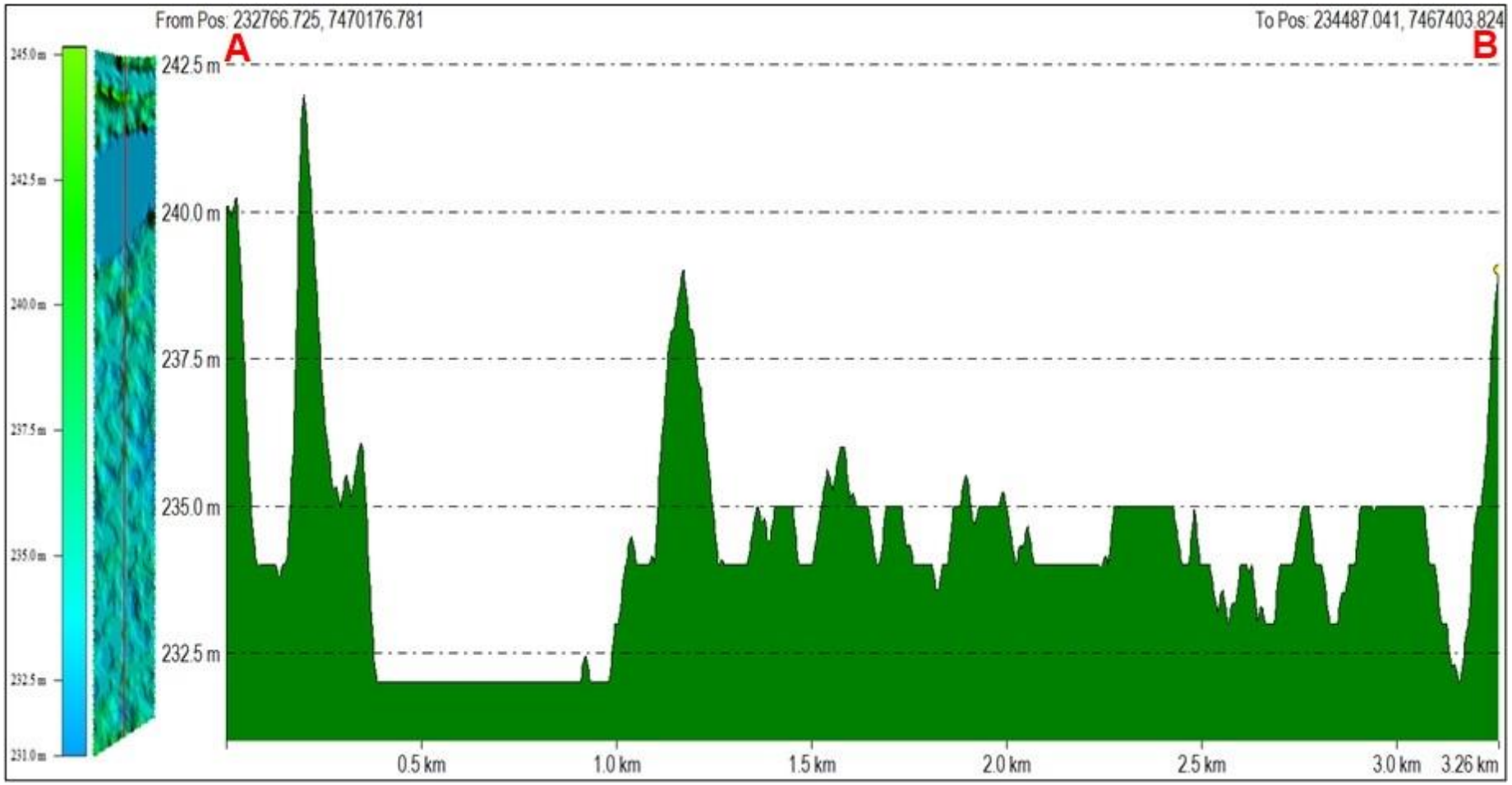


Figura 43 – Perfil topográfico transversal 06 da planície de inundação do alto rio Paraná. Este perfil revela um sistema geomorfológico altamente estruturado. A topografia do perfil expressa com clareza a transição entre zonas de escoamento fluvial ativo e áreas de retenção sedimentar e alagamento recorrente. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

A figura 44 representa o sétimo perfil topográfico extraído do modelo digital de elevação e está posicionado na primeira confluência (boca) do Ivinhema com o Paraná. O perfil topográfico com cerca de 4,64 km de extensão, a variação altimétrica vai de ~230,0 m a 240,0 m, com domínio de formas associadas à deposição recente e heranças fluviais. As depressões recorrentes, com base em torno de 230 a 232 m, representam bacias de inundação ou áreas de retenção hídrica temporária, que funcionam como zonas de amortecimento do fluxo lateral durante os pulsos de cheia. Em contraste, há elevações abruptas no terço final do perfil, com picos que ultrapassam os 240 m.

No quadro 11 estão descritas as tendencias de baixa declividade longitudinal do perfil (quase plano em termos de tendência geral), que favorece a instalação de sistemas deposicionais, zonas de drenagem difusa e a formação de ambientes lacustres rasos. O conjunto das formas aponta para uma planície fluvial funcionalmente ativa. Em termos hidrossedimentares, trata-se de uma área de grande importância para a regulação do escoamento lateral e retenção de sedimentos finos. A diferença altimétrica entre os rebaixamentos e os picos marginais pode chegar a 10 metros, o que evidencia a forte compartimentação vertical e a atuação simultânea de sistemas de deposição (barras e diques) e acumulação (bacias de inundação).

0 a 3,0 km	A maior porção do perfil é caracterizada por um relevo baixo e suavemente ondulado, com altitudes entre 231,5 e 236 m. Este trecho corresponde a uma ampla área de deposição associada ao rio Ivinhema e seus pequenos córregos tributários. Estas feições representam depósitos antigos formados por canais migrantes que, após abandono, foram parcialmente preenchidos.
3,0 a 3,8 km	Especificamente próximo ao km 3,5 existe uma área mais baixa do trecho com pontos de 231 m, onde existe um canal secundário associado ao Ivinhema que está em processo de abandono e preenchimento. Devido a estas características este trecho é altamente suscetível a inundações.
3,8 a 4,63 km	A sequência da seção indica duas elevações abruptas entre uma zona muito deprimida, mais uma vez associada ao rio Ivinhema e seus diques bem desenvolvidos neste setor da predominantemente plano da várzea. O último ponto baixo é uma pequena zona de retenção hídrica entre os diques dos dois rios. De 4,30 km até o final do perfil (4,64 km), há uma elevação abrupta e contínua que atinge novamente a cota ~240 m. Esta feição marca o dique marginal do rio Paraná.

Quadro 11 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 07 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

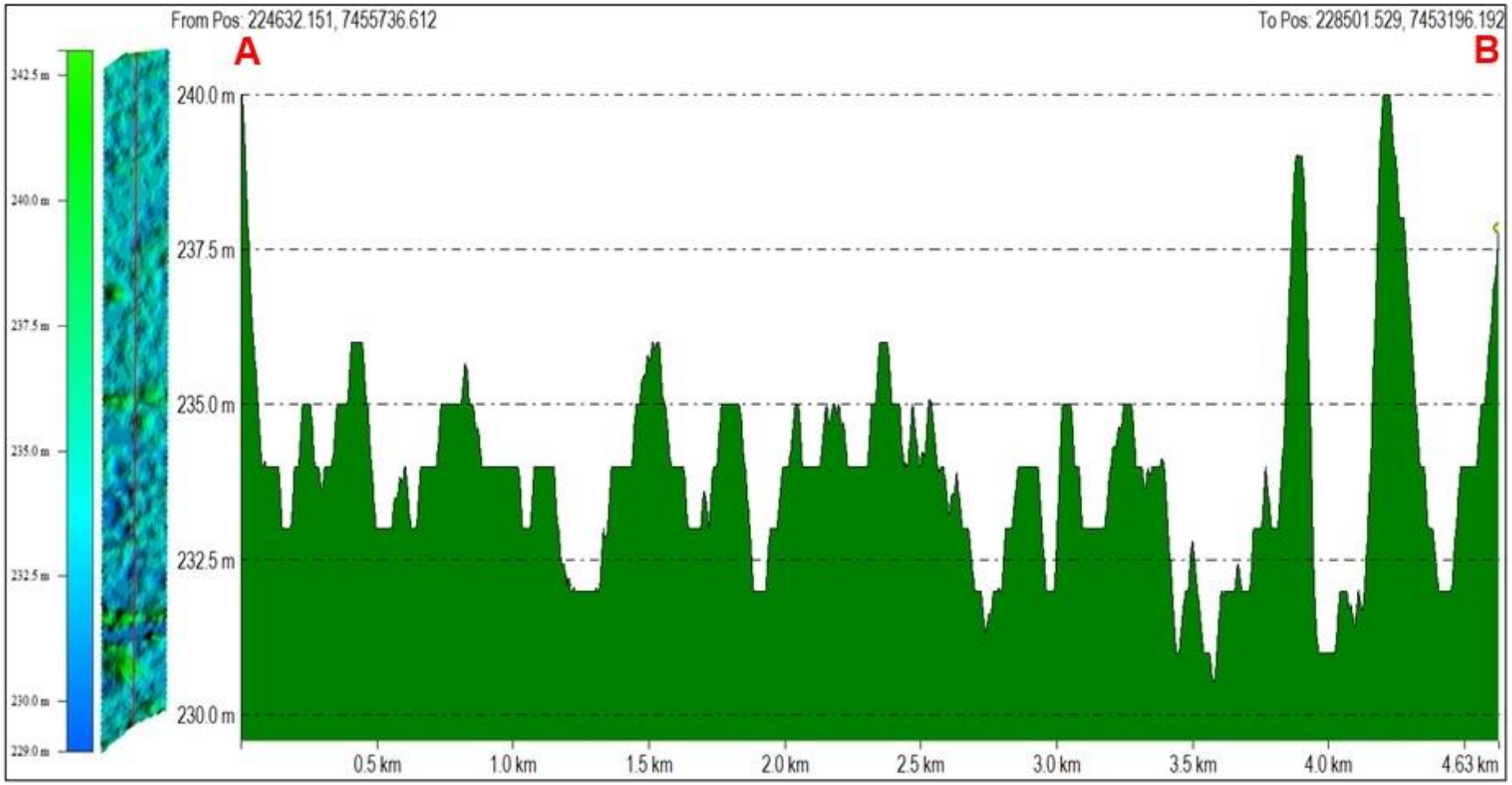


Figura 44 – Perfil topográfico transversal 07 da planície de inundação do alto rio Paraná. A variação altitudinal entre 230 m e 240 m reflete a presença de múltiplas feições deposicionais e estruturais, como diques marginais, áreas alagáveis e paleomorfologias. O padrão observado revela um sistema fluvial funcionalmente ativo, com controle morfodinâmico definido por pulsos de cheia, deposição lateral e retenção hídrica. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

A figura 45 representa o oitavo e último perfil topográfico extraído do modelo digital de elevação e está posicionado no trecho final do rio Ivinhema a aproximadamente 12 km a montante da confluência final. O perfil topográfico apresentado, com extensão de 4,83 km. Este perfil cruza um setor da planície de inundação onde predominam áreas de deposição associadas a bacias de inundação (bayfills), com ocorrência de rebaixamentos amplos e cotas próximas de 230 m. As altitudes variam entre 227 m e 237,5 m, com predominância de cotas intermediárias (230–234 m), que refletem uma superfície amplamente condicionada por processos de deposição lateral e variações no regime.

Nota-se claramente a redução gradual da grade altimétrica ao longo dos perfis apresentados até aqui. A rugosidade vertical é baixa na maior parte do trecho, exceto em pontos localizados com elevações mais marcadas, especialmente no início e no final, onde aparecem dique marginal elevado do rio Paraná e outras formas residuais. Trata-se de uma zona morfodinâmica de armazenamento lateral, altamente sensível a variações na vazão dos rios adjacentes e de papel fundamental na dissipação de energia e retenção hídrica. A organização altimétrica e a distribuição das formas indicam que este é um setor com dinâmica hidrossedimentar ativa, dominado por processos de inundação recorrentes e deposição lenta (Quadro 12).

0 a 2,4 km	Relevo com variações suaves, cotas entre 230 e 235 m. Presença marcante de bacias de inundação lateral (bayfills) com presença de pequenas elevações deposicionais estabilizadas. Este é um dos segmentos mais representativos do perfil em termos de rebaixamento persistente e conectividade lateral.
2,5 a 3,0 km	Ao centro do perfil está localizado o rio Ivinhema e seus diques marginais. O canal está totalmente confinado entre estas áreas elevadas que permanecem retendo o transbordamento da água na maior parte das cheias.
3,0 a 3,7 km	Novo rebaixamento amplo e plano (~230 m), com entrada e saída gradativa. A feição típica de uma lagoa alongada e periodicamente conectada ao Ivinhema, instalada em paleocanal abandonado ou área de drenagem periférica. Topograficamente, esse trecho representa a borda de um sistema de bacias interligadas.
3,7 a 4,83 km	A seção final segue com mais uma superfície típica de bacias de inundação com variações altimétricas menos abruptas até os últimos metros que novamente indicam a elevação padrão do dique marginal do Paraná (> 235 m).

Quadro 12 – Interpretação por trechos do Perfil topográfico transversal 08 da planície de inundação do alto rio Paraná. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

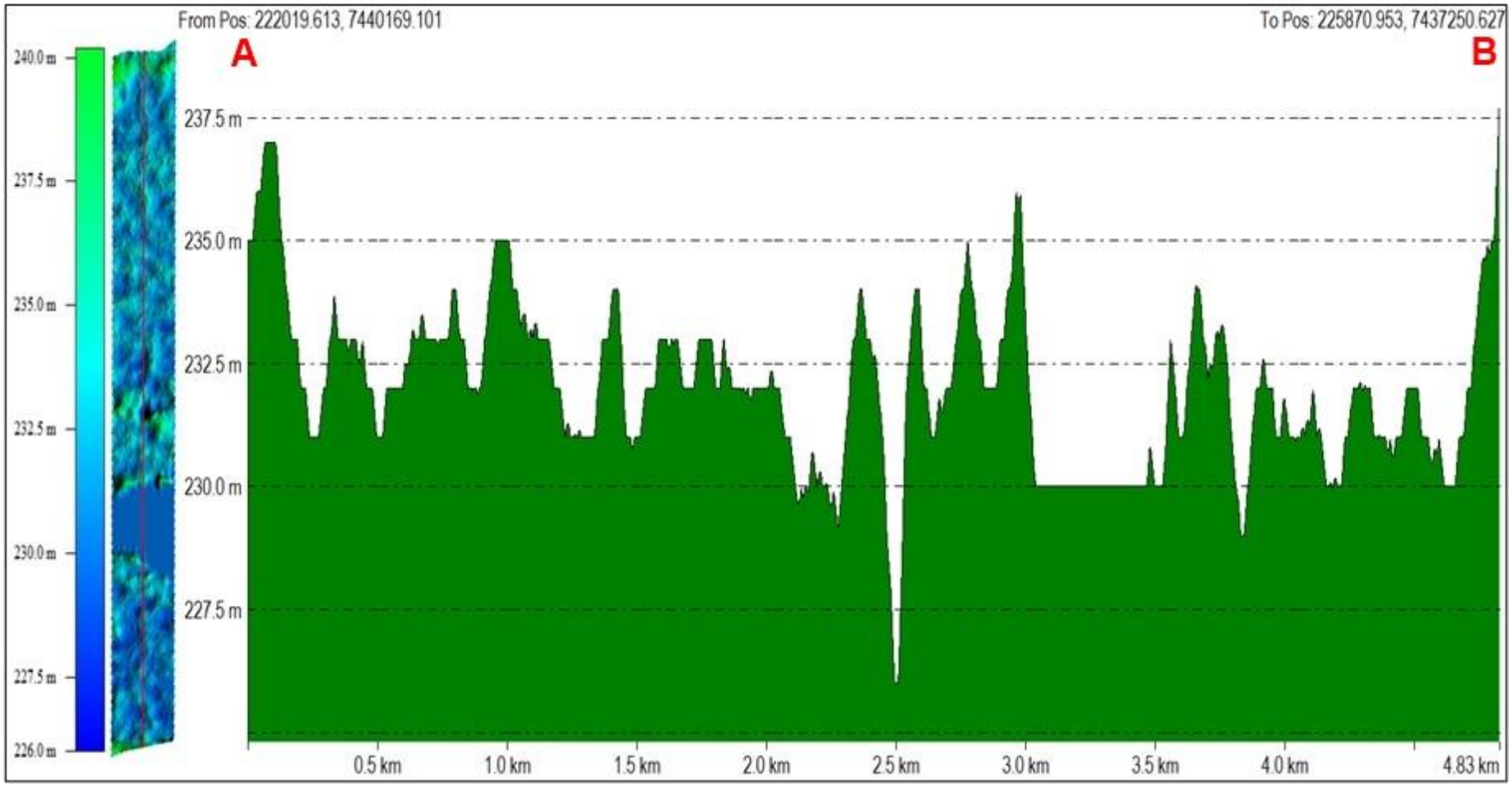


Figura 45 – Perfil topográfico transversal 08 da planície de inundação do alto rio Paraná. Este último revela a organização de uma planície fortemente dominada por processos de colmatação lateral, retenção hídrica e sedimentação fina, típica de ambientes de bayfill. Os elementos geomorfológicos presentes (depressões amplas, paleobarras baixas, diques marginais) reforçam o caráter morfologicamente plano, topograficamente compartimentado e hidrologicamente sensível desta área da várzea. Fonte: ALOS PALSAR (2010). Organizado pelo autor (2025).

5.1.3 Padrões espaciais e funcionais da compartimentação altimétrica.

A análise topográfica da planície de inundação do alto rio Paraná, baseada em classes altimétricas derivadas de Modelos Digitais de Elevação (MDE) ajustados à cota de referência fluviométrica de Porto São José (232 m), permitiram medir a variação altimétrica, mapear feições-chave (paleocanais, diques, áreas deprimidas) e interpretar como tais formas estruturam a compartimentação da planície. A análise altimétrica evidenciou diferenças entre os setores da planície, diretamente associadas ao potencial de saturação e à conectividade lateral.

O estudo da compartimentação altimétrica foi aplicada aos trechos superior, médio e inferior da planície de inundação (Figuras 49, 50 e 51), revelando padrões espaciais distintos que refletem diferentes dinâmicas morfo-hidrológicas. A reclassificação das altitudes em unidades funcionais permitiu identificar a associação entre cotas altimétricas específicas e processos de saturação, encharcamento e suscetibilidade à inundação, elucidando a organização espacial do mosaico de habitats aquáticos e terrestres. Usamos a compartimentação altimétrica para agrupar as altitudes dos perfis em faixas e entender o que cada faixa significa para a dinâmica de inundação, criando um mapa de zonas de risco e habitats.

As áreas de altitudes muito baixas concentram as feições mais deprimidas e hidrologicamente conectadas, enquanto os setores de altitudes baixas e médias formam zonas de transição sujeitas a encharcamento periódico Estas áreas englobam canais principais e secundários, sistemas de lagoas conectadas ou desconectadas ao canal do Paraná e seus afluentes (como os rios Baía e Ivinhema), além de extensas zonas de baixios e alagadiços, caracterizadas por drenagem deficiente e permanente ou sazonal saturação do solo. A classe das altitudes muito baixas constitui a base funcional da planície de inundação, representando as primeiras superfícies a serem inundadas conforme o nível do rio se eleva.

A classe altitudes baixas (em verde nos mapas) representa superfícies topograficamente rebaixadas, porém ligeiramente mais elevadas que as zonas de alagamento permanente (classe azul). Sua distribuição é recorrente em todos os trechos da planície (superior, médio e inferior), compondo áreas com cotas entre 232 m e 236 m, ajustadas ao zero fluviométrico da estação Porto São José. Essas superfícies possuem forte conexão com a dinâmica fluvial do Paraná, funcionando

como zonas de alagamento sazonal associadas a cheias médias e com tempo de submersão variável. Morfologicamente, muitas dessas áreas correspondem a paleocanais, e depressões interfluviais de sedimentação fina. Nos três mapas analisados, essa classe é especialmente expressiva ao longo das margens de canais secundários ativos e abandonados, setores rebaixados entre diques marginais e áreas de confluência com tributários, indicando uma estrutura funcional de alta conectividade lateral durante os eventos de inundação.

A classe altitudes médias (representada em bege nos três mapas) corresponde a superfícies com cotas altimétricas entre 236 m e 240 m. Essa faixa representa um patamar morfoaltimétrico intermediário, caracterizado por zonas de transição entre ambientes de alagamento recorrente e áreas de menor influência do pulso de inundação. Elas também englobam superfícies sujeitas a alagamentos permanentes ou recorrentes, incluindo paleoilhas, bordas de diques marginais e bancos arenosos, porções geralmente cobertas durante cheias médias.

Já as altitudes elevadas aparecem de forma marginal e descontínua, expressando limites morfoaltimétricos da planície. O padrão observado revela uma organização morfométrica coerente com a evolução geomorfológica da planície do Alto Paraná, marcada por migrações laterais, avulsões e alternância entre fases de conectividade e isolamento hidrossedimentar. A classe altitudes elevadas (representada em laranja nos três mapas) corresponde às superfícies com cotas superiores a 240 metros. Essa faixa delimita os setores mais altos da planície, situados fora da influência direta do pulso de inundação anual e caracterizados por uma desconexão hidrológica praticamente permanente em relação ao canal principal. As áreas de altitudes elevadas apresentam distribuição marginal, contínua ou semicontínua, muitas vezes acompanhando a borda da várzea ou formando espessamentos laterais associados à presença de diques marginais. A classe também delimita os limites altimétricos externos da planície aluvial nas zonas de contato e transição entre a planície em si e os terrações ao lado.

A figura 46 apresenta a compartimentação altimétrica da planície de inundação logo a jusante da barragem de Porto Primavera, com base em modelo digital de elevação (MDE) ajustado ao zero altimétrico de referência da estação fluviométrica de Porto São José (232 m). As altitudes entre 228 m e 258 m foram ajustadas e reclassificadas (vide metodologia), permitindo a diferenciação de unidades morfométricas com distintas associações com base na saturação,

encharcamento e suscetibilidades à inundação. De modo geral, revela a dominância de altitudes baixas e médias ao longo da várzea neste setor. As altitudes elevadas (laranjas), com padrão de ocorrência mais marginal, sugerem antigas margens e diques marginais formados por extravasamentos passados.

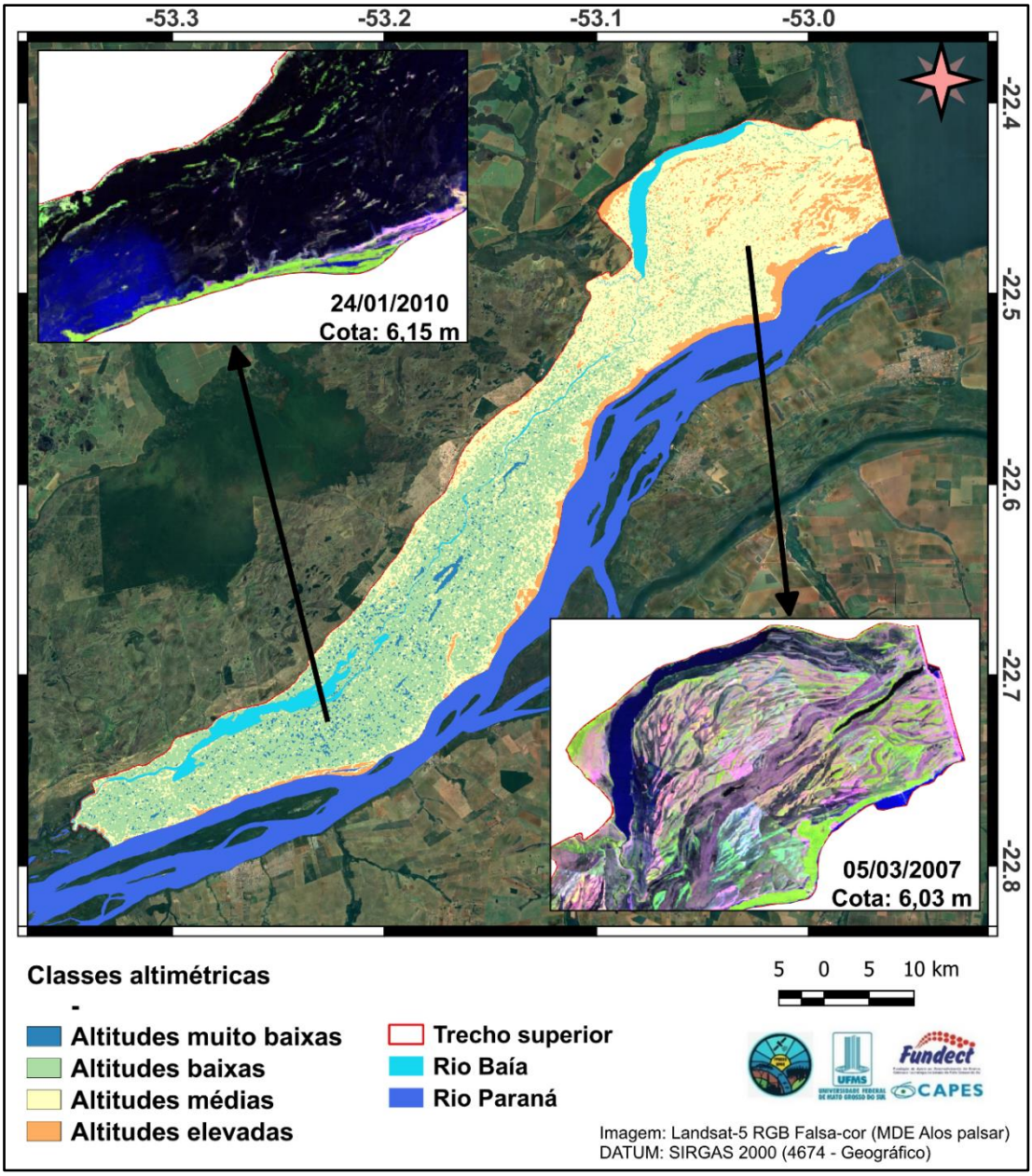


Figura 46 – Classes altimétricas do trecho superior da planície de inundação. As classes representam faixas de altitude entre 228 e 258 metros, indicando diferentes formas geomorfológicas. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

O mapa na figura 47 apresenta a compartimentação altimétrica do trecho intermediário da planície. O padrão espacial do relevo, articulado às imagens de satélite destacadas nos cantos, revela a variação sazonal da lâmina d'água e permite

identificar os setores da planície com resposta hidrológica mais imediata. Essa estrutura altimétrica evidencia o mosaico de unidades funcionais da planície, com diferentes graus de conectividade lateral e permanência de alagamento.

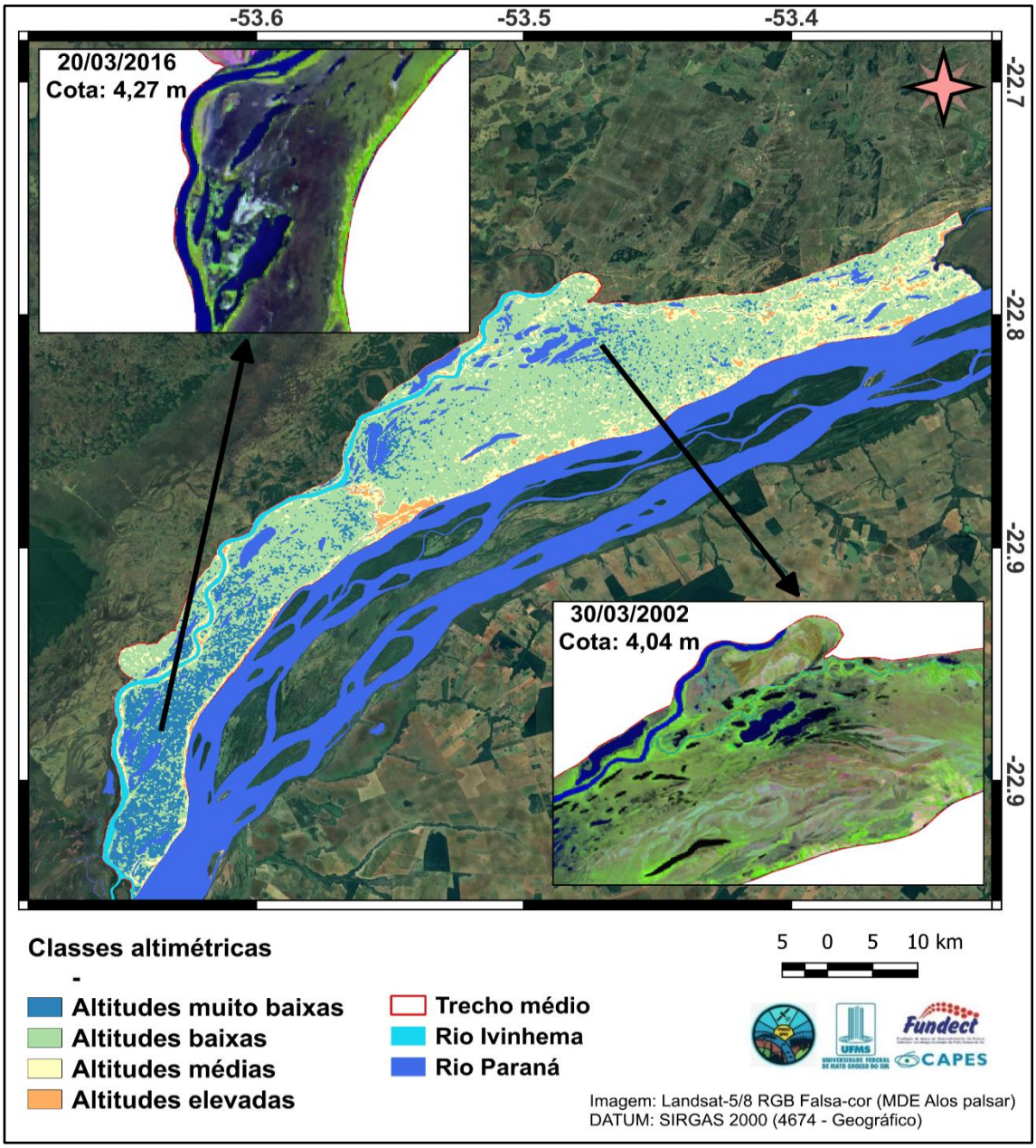


Figura 47 – Classes altimétricas do trecho intermediário da planície de inundação. O mapa evidencia um padrão que reflete diretamente os processos geomorfológicos e hidrológicos que moldam a planície. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A figura 48 apresenta o mapeamento das classes altimétricas na planície de inundação do trecho inferior. No geral, as respostas altimétricas do trecho inferior mostram que esta porção da planície é mais rebaixada, plana e hidrologicamente conectada do que os trechos médio e superior. A predominância das classes de

altitudes muito baixas e baixas, com grande extensão de áreas planas ocupadas por canais abandonados, lagoas e baixios, indica uma várzea jovem e morfologicamente ativa.

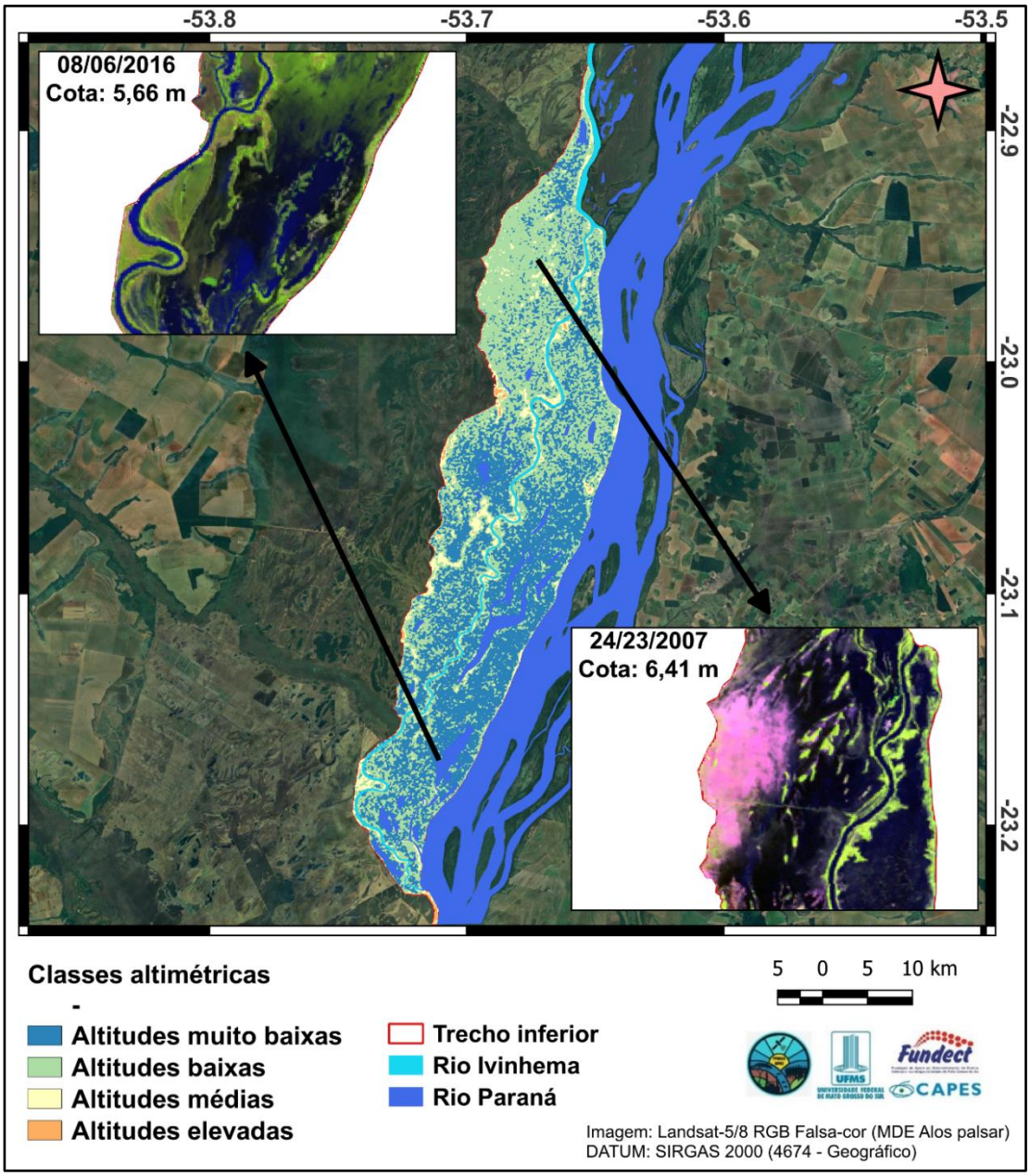


Figura 48 – Classes altimétricas do trecho inferior da planície de inundação. As imagens de satélite realçadas no mapa reforçam a resposta espectral das diferentes superfícies em distintos níveis de cheia. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Observou-se a variação nas altitudes que compõem a planície, com alternância entre superfícies elevadas, como diques marginais e cordões fluviais e áreas mais baixas, onde predominam feições como lagoas, depressões alagadiças e paleocanais. Essa diversidade de unidades reflete diferentes graus de

suscetibilidade à inundação, com porções mais altas normalmente associadas a eventos extremos e porções mais baixas sujeitas a alagamentos frequentes.

5.1.4 Morfologias da planície de inundação do alto rio Paraná: Exemplos de feições e subambientes.

A análise altimétrica permitiu identificar setores diferenciados, aqui organizados em faixas altimétricas (mais baixas, intermediárias e mais elevadas) apenas como recurso descritivo, sem pretensão de propor uma tipologia rígida da planície. A delimitação foi baseada na relação entre topografia, parâmetros hidrológicos e indicadores de conectividade extraídos de imagens de satélite. A identificação destas morfologias da planície de inundação do alto rio Paraná apresentada a seguir está fundamentada em critérios altimétricos, morfológicos e funcionais, em consonância com referenciais clássicos da literatura (STEVAUX, 1993, 1994; IBGE, 2009). Stevaux (1994, 2000) mapeou feições de origem fluvial ligadas à migração do canal ao longo do Holoceno. O autor identificou as seguintes feições: meandros abandonados, terraços fluviais baixos, barras de meandro e cordões arenosos, associados a variações no regime de descarga. Este estudo mostrou que o canal atual reocupou paleocanais e que os terraços baixos marcam fases de estabilização seguidas por eventos de avulsão.

Comunello (2001) registrou feições ligadas ao regime hidrossedimentológico recente: leques aluviais marginais, formados por aporte lateral de tributários como o rio Ivinhema; planícies de meandro ativas; áreas de lagoas isoladas sobre depressões de antigos canais. O trabalho em questão demonstrou que a distribuição das lagoas está diretamente ligada à geomorfologia dos paleocanais e baixios. Souza Filho & Stevaux (2004) realizaram o mapeamento geomorfológico integrado com imagens de satélite e encontraram paleoilhas fluviais alongadas no canal principal, paleocanais ramificados em padrão anastomosado, diques marginais descontínuos e paleobarras.

De maneira geral, os resultados evidenciaram que a planície de inundação do alto rio Paraná apresenta grande diversidade de feições geomorfológicas, refletindo um histórico complexo de processos hidrossedimentares. Esse conjunto de feições, quando analisado em associação às cotas fluviométricas, evidencia o papel central

da conectividade hidrológica na manutenção e transformação da paisagem fluvial, reforçando o caráter dinâmico e multifuncional da planície.

Tipo de Feição	Forma no Perfil	Elevação Geral	Descrição
Canal Abandonado (paleocanal)	Côncava	Rebaixada	Vale suave, largo, com fundo plano, remanescente de cursos antigos.
Depressões Alagaveis (Alagadiços)	Côncava	Rebaixada	Zonas rebaixadas, mal drenadas e propensas ao encharcamento prolongado.
Bacias de inundação (bayfill)	Côncava	Rebaixada	Áreas rebaixadas e amplas, frequentemente ocupadas por lagoas (zonas de retenção de água).
Cordão Sedimentar	Convexa	Elevada	Lomba ou leve crista formada por sedimentação.
Leque de rompimento (Crevasse)	Irregular	Elevada	Depósito em forma de leque. Ocorre quando há rompimento de diques marginais durante eventos de cheia.
Dique Marginal	Convexa e abrupta	Elevada	Elevação linear formada pelo acúmulo de sedimentos nas margens durante cheias, separando o canal da planície adjacente.
Canal Ativo	Côncava e profunda	Rebaixada	Sulco central profundo com margens íngremes, por onde flui o rio atualmente.
Paleobarra	Convexa e alongada	Elevada	Barra fluvial relicta (antigo corpo de areia ou sedimento).
Paleoilha	Convexa e larga	Elevada	Porção central remanescente de canais múltiplos ou avulsões e disposta entre canais abandonados.

Tabela 9 – Principais feições geomorfológicas da planície. A tabela apresenta as principais feições geomorfológicas reconhecidas na planície do alto rio Paraná, indicando suas formas nos perfis topográficos, características altimétricas gerais e descrições sintéticas. Elaborado pelo autor (2025).

Foram selecionados alguns exemplos representativos para exemplificar as feições morfológicas da planície, considerando sua diversidade estrutural, relevância hidrológica e expressão espacial das feições. A escolha recaiu sobre áreas com clara diferenciação entre as caraterísticas das feições, favorecem a interpretação geomorfológica.

Como exemplo específico de feição morfológica destas áreas podemos mencionar as bacias de inundação (bayfill), depressões de grandes dimensões, geralmente com formato subcircular ou alongado, onde ocorre acúmulo de água durante períodos de cheia. Estas bacias têm origem em antigos canais abandonados ou em setores rebaixados da planície que permanecem alagados por mais tempo devido à baixa declividade e à dificuldade de drenagem (Figura 49). Observa-se na

imagem mapeada (lat. 23° 06’ 05’’ S / long. 53° 40’ 04’’ O) o padrão em formato literal de bacia, onde ao centro há uma ampla e homogênea superfície suavemente rebaixada e cercada por áreas que formam uma borda elevada.

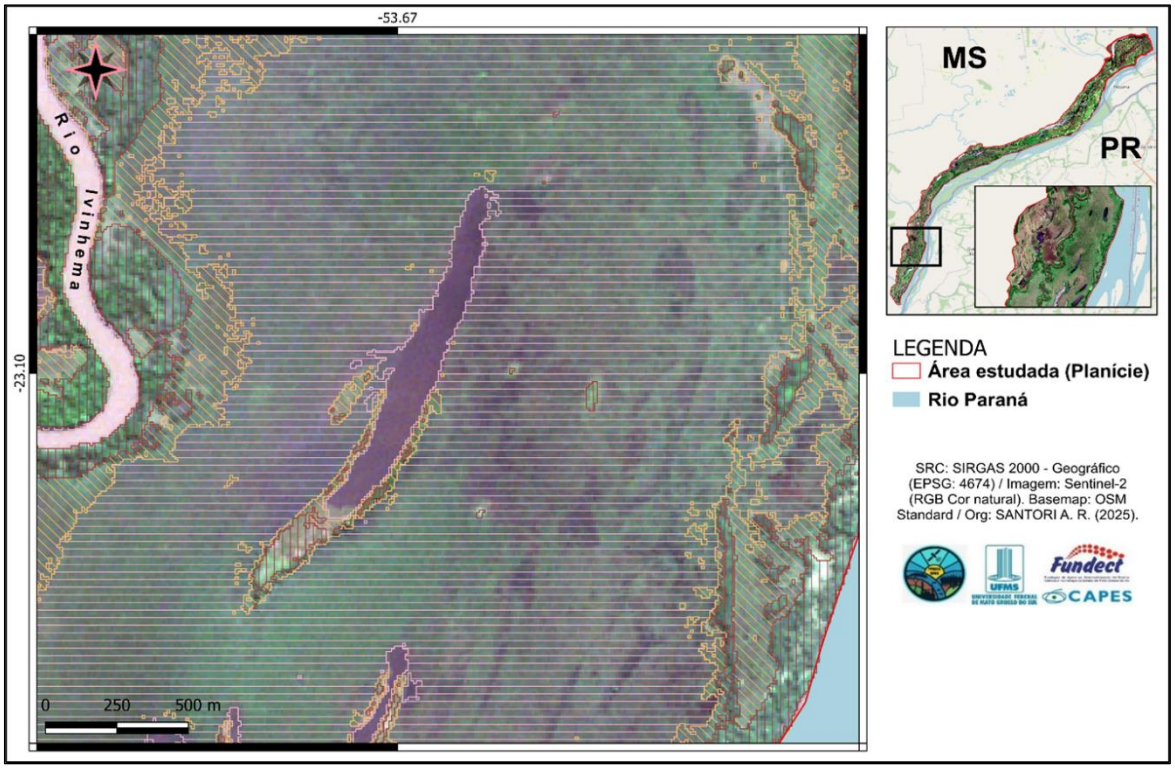


Figura 49 – Exemplo de feições (bayfill) no trecho inferior. Elaborado pelo autor (2025).

Os paleocanais são feições amplamente presentes em diversos setores da planície, tanto em altitudes mais baixas, como em pontos um pouco mais elevados. Aparecem como formas alongadas, sinuosas e ramificadas, em geral com tonalidades diferenciadas (faixas mais escuras e estreitas em meio às áreas mais claras), refletindo antigos cursos de escoamento do rio. os paleodiques se destacam como elevações lineares, geralmente paralelas às margens de antigos canais, com coloração distinta (tonalidades levemente mais claras em relação ao entorno). Essas feições representam acumulações sedimentares marginais associadas a extravasamentos sucessivos, que consolidaram cristas residuais. No conjunto, paleocanais e paleodiques configuram um registro morfológico que atesta a migração e a instabilidade do sistema fluvial (Figura 50).

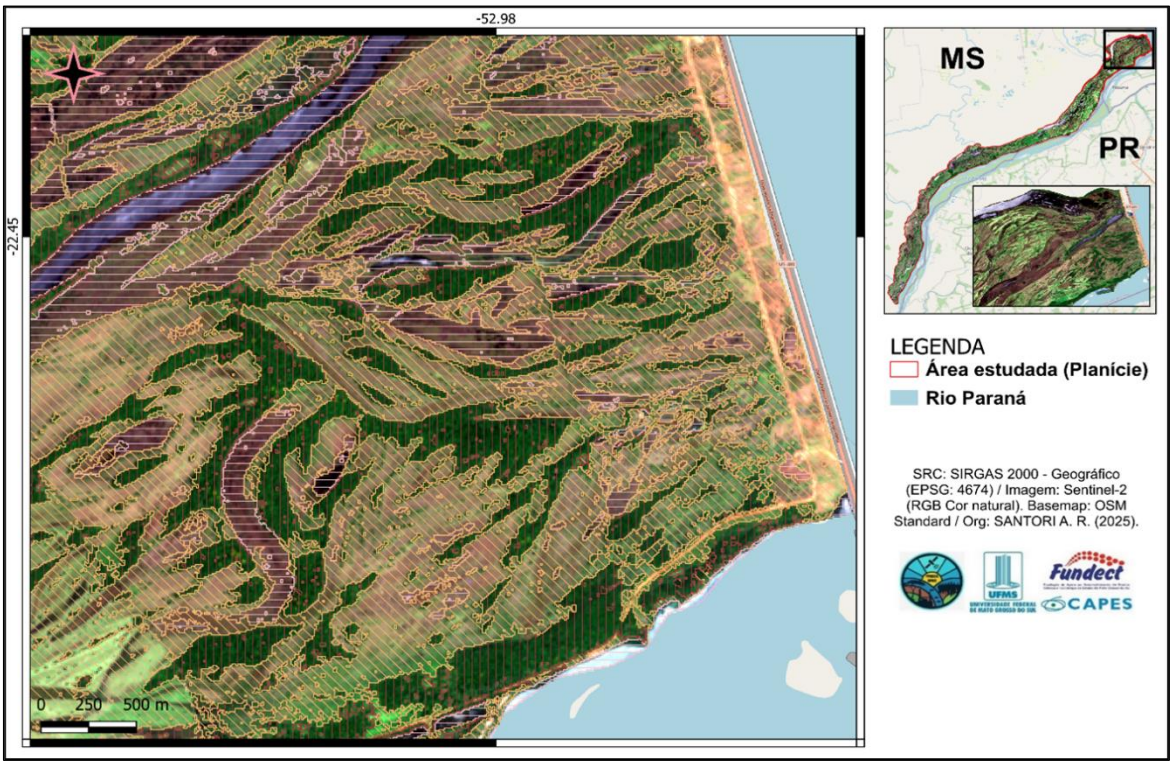


Figura 50 – Exemplo de feições (paleocanais/paleodiques) no trecho superior. Elaborado pelo autor (2025).

Outro exemplo de feição que representa especificamente as superfícies mais elevadas da planície de inundação são os diques marginais ativos e leques de rompimento (*crevasse splay*), normalmente situadas em altimetrias acima de 240 m em relação ao nível do mar e de 8 metros acima do 0 de Porto São José. A formação dessas feições quando a água extravasa o canal e os sedimentos mais grosseiros (areia e silte) são depositados próximos à margem, enquanto os mais finos (argila) são levados para zonas mais distantes. Na área de estudo, diques bem desenvolvidos são visíveis especialmente em setores retilíneos do canal principal.

Apesar de sua relativa estabilidade, esses diques podem ser rompidos em eventos excepcionais, dando origem a leques de rompimento (crevasse splays). A figura 51 ilustra um exemplo clássico desse tipo de feição, visível na porção intermediária da planície alta. No mapa (lat. 22° 49’ 36’’ S / long. 53° 30’ 44’’ O), observa-se a abertura de um ponto de ruptura no dique a partir do qual se desenvolve um depósito em forma de leque, com dispersão radial de sedimentos para o interior da planície. A feição é identificável tanto pela sua morfologia divergente, quanto pelo contraste de textura superficial.

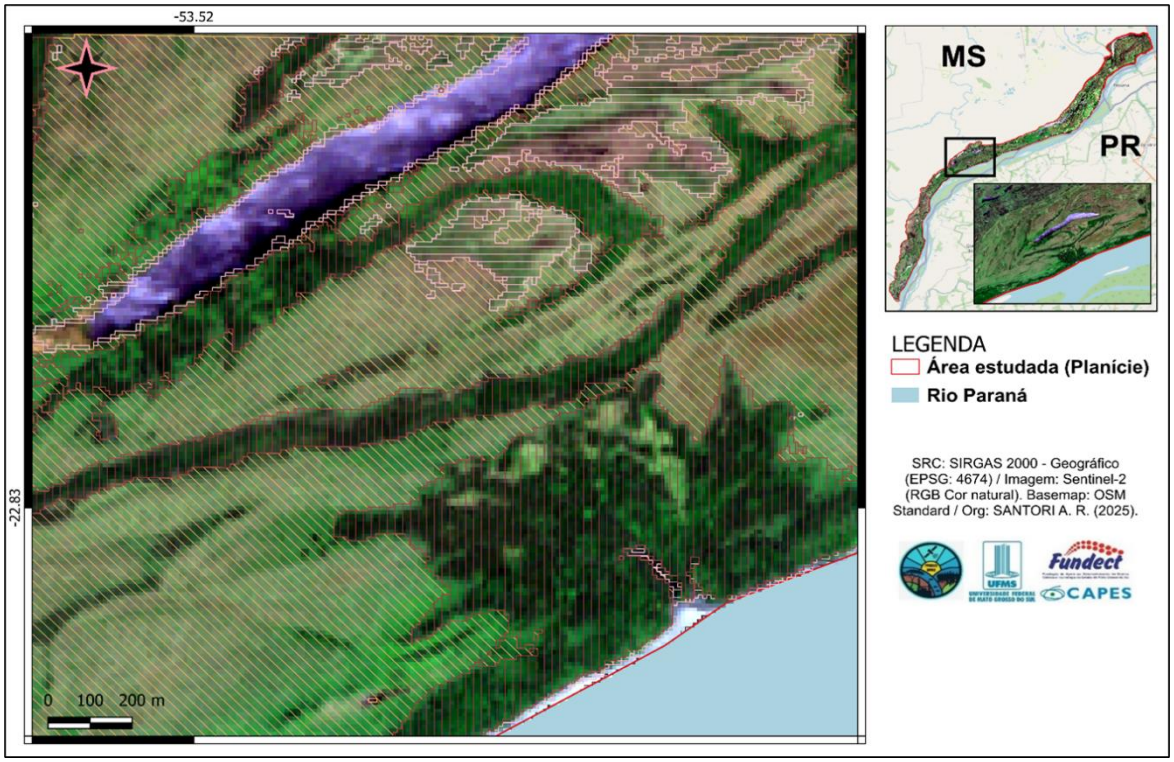


Figura 51 – Exemplo de feições (leque de rompimento) no trecho intermediário. Elaborado pelo autor (2025).

A figura 52 apresenta um registro fotográfico de um paleocanal localizado na ilha Floresta, no rio Paraná, evidenciando um canal abandonado decorrente da dinâmica fluvial. Na porção superior da imagem observa-se o campo fotográfico em solo, onde o canal encontra-se inativo, coberto por vegetação herbácea e arbustiva. Essa característica reforça o processo de abandono do curso d'água e consequente estabilização superficial, típica de áreas onde a migração lateral dos canais principais deu origem a formas residuais.

A presença do paleocanal está diretamente associada ao mecanismo de crista-e-calha, comum em planícies aluviais, onde a deposição sedimentar alternada forma barras que, posteriormente, condicionam a criação de canais abandonados. Esse tipo de feição evidencia tanto o caráter dinâmico do rio Paraná quanto a importância dos processos de avulsão e meandrificação na configuração da planície. Além disso, a documentação fotográfica *in loco*, integrada ao georreferenciamento por imagens de satélite, permite uma análise metodológica robusta, unindo observação direta e interpretação cartográfica. Do ponto de vista geomorfológico, a figura reforça a relevância dos paleocanais como indicadores paleoambientais,

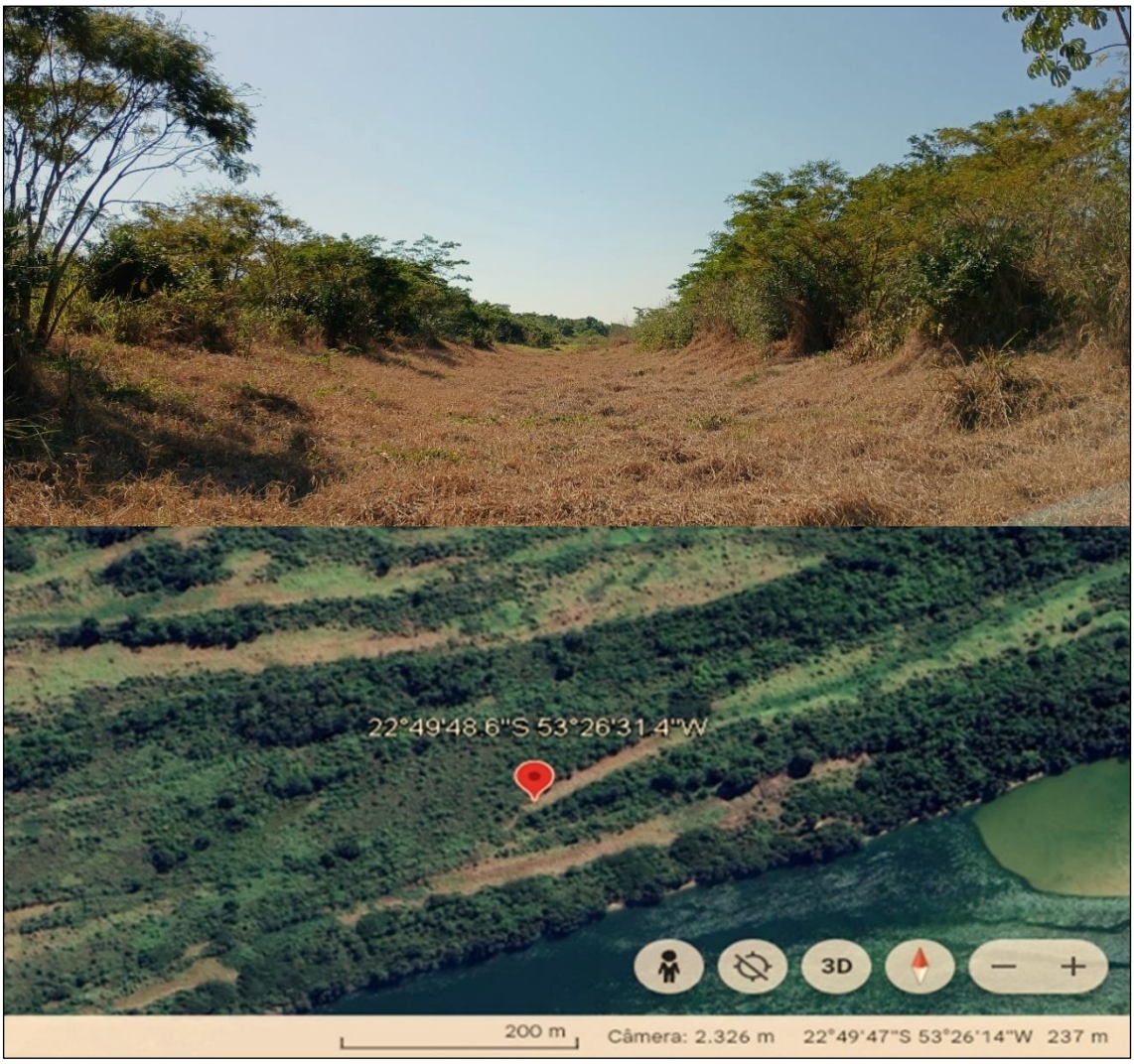


Figura 52 – Fotografia de paleocanal obtida na ilha Floresta/rio Paraná. Acima: Canal abandonado gerado pelo processo de crista-e-calha na margem da ilha. Abaixo: Ponto exato de onde a fotografia foi obtida. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A figura 53 analisada apresenta uma paleobarra registrada na Ilha Floresta, na planície de inundação do rio Paraná, evidenciando um trecho mais elevado do relevo insular. As paleobarras são remanescentes sedimentares de antigos processos de deposição e evolução das formas de leito no canal. Essas feições representam momentos de estabilização no regime de fluxo, sendo marcadas por deposição sucessiva de material durante eventos de cheia, seguidos de fases de menor energia e colonização vegetal. No contexto da planície do alto rio Paraná, as paleobarras funcionam como elementos morfológicos importantes para a compartimentalização do relevo, e sua presença é associada a áreas com menor frequência de alagamento. Observadas nas imagens de satélite, elas tendem a exibir padrões lineares ou sinuosos, as extremidades costumam ser afuniladas enquanto

há um alargamento mais ao centro da feição, alinhando-se paralelamente à paleodrenagem.

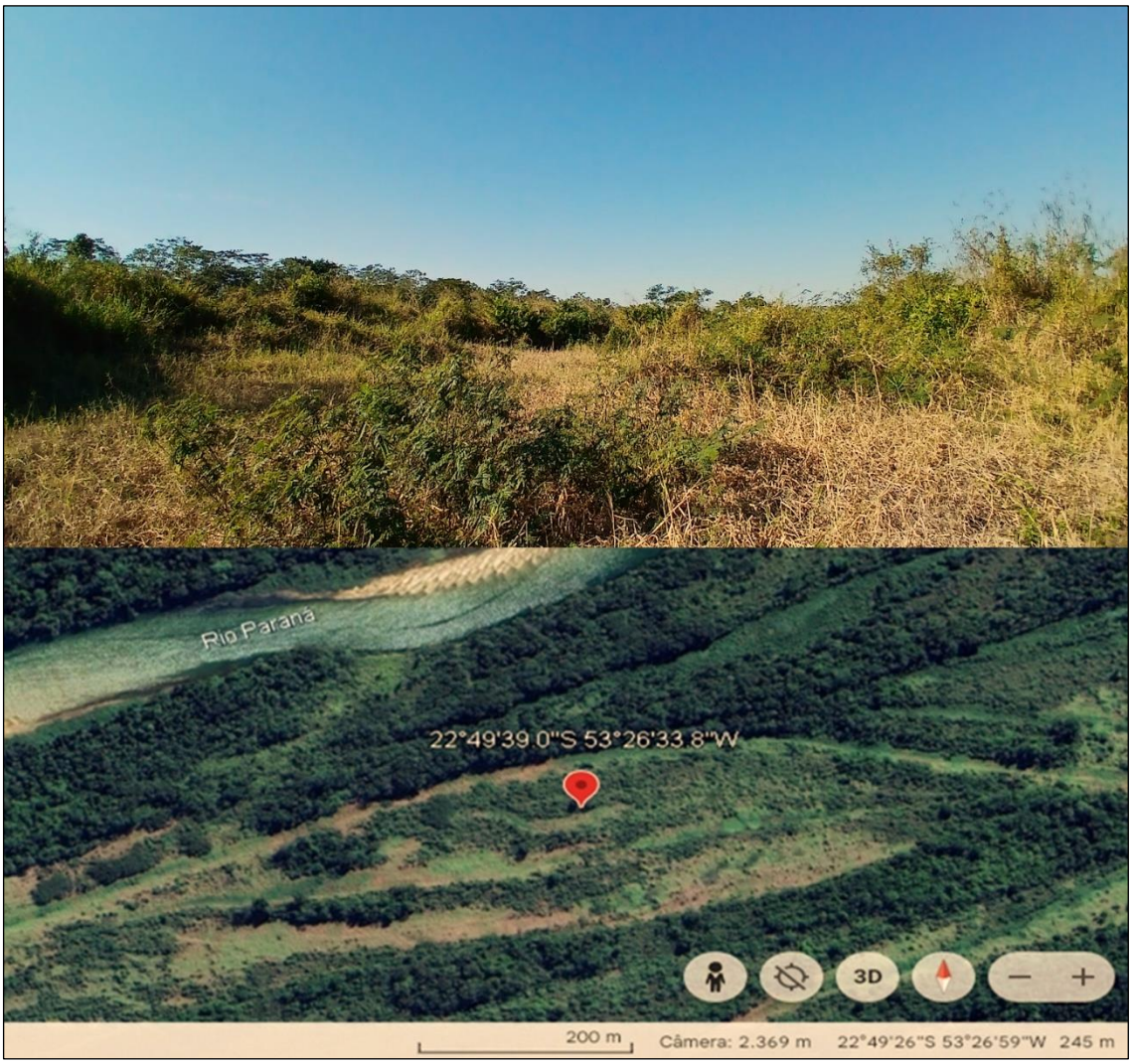


Figura 53 – Fotografia de paleobarra obtida na ilha Floresta/rio Paraná. Acima: Trecho mais elevado no interior da ilha cercado por cicatrizes de escoamento e com vegetação mais adaptada. Abaixo: Ponto exato de onde a fotografia foi obtida. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A figura 54 ilustra um trecho representativo da planície de inundação da margem direita do rio Paraná, destacando a ocorrência de um dique marginal. Em nível de solo, observa-se claramente a elevação suave e linear do dique, formada pelo acúmulo sucessivo de sedimentos transportados durante eventos de cheia, especialmente ao longo de margens de canais ativos. As crevasses, formadas por esses rompimentos, funcionam como canais de extravasamento que conduzem grandes volumes de água para o interior da planície, alimentando depressões e

bacias de inundação. Tais feições são recorrentes em áreas com forte sazonalidade hidrológica, como a região do alto Paraná.

A formação de diques marginais e crevasses está vinculada a eventos de inundação de alta magnitude, que ocorrem em frequência variável, mas com papel cumulativo ao longo do tempo, moldando progressivamente a morfologia da planície. Esses registros são essenciais para compreender os processos ativos e a memória morfodinâmica que define o funcionamento hidrológico e sedimentar da área. Futuramente, seria de grande importância realizar observações e registros fotográficos diretamente na planície de inundação da margem direita do rio Paraná. A documentação in situ dessas feições permitiria confirmar padrões já identificados por imagens de satélite e ampliar a compreensão de sua morfologia.

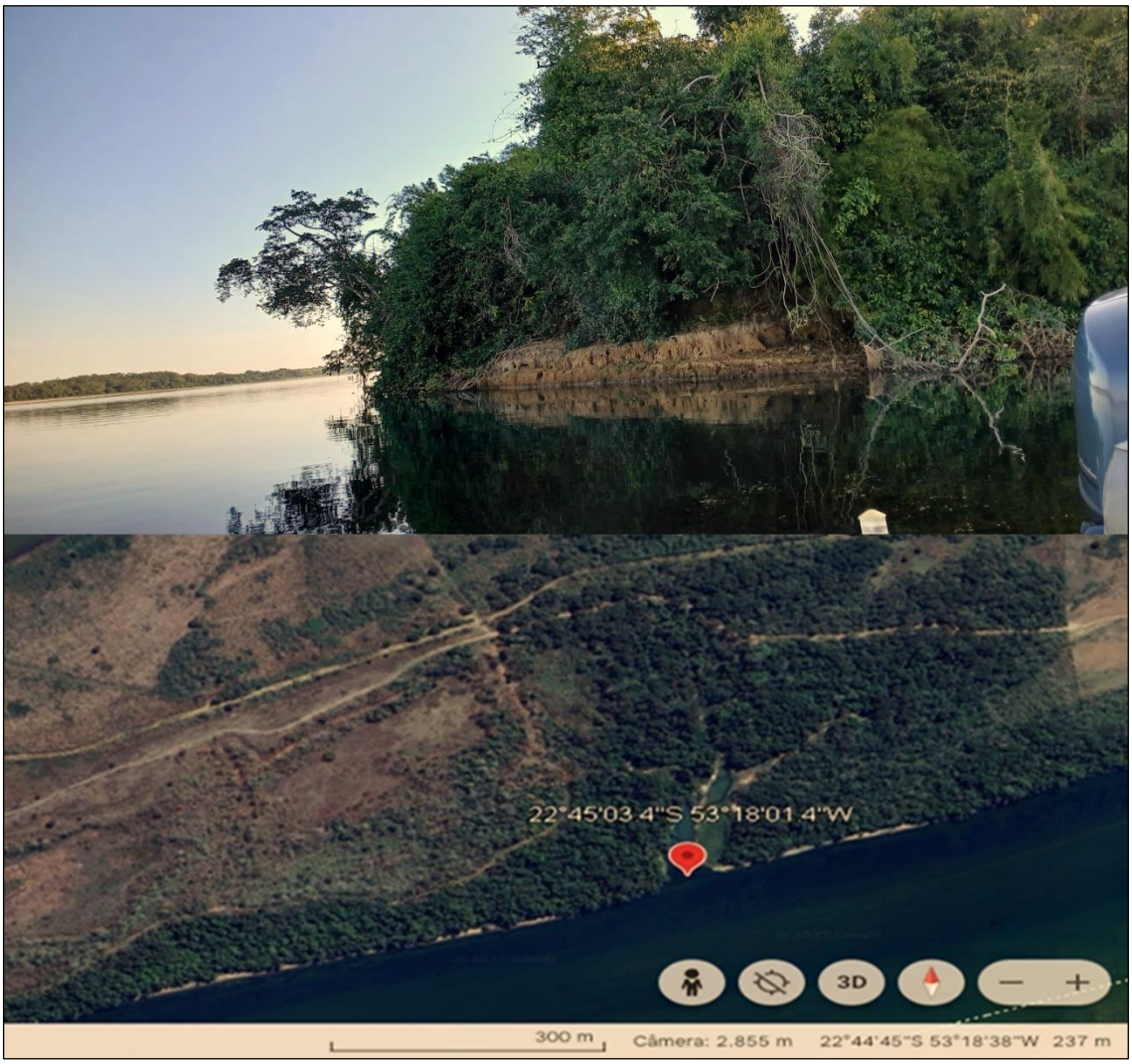


Figura 54 – Fotografia de dique marginal e *crevasse* na planície de inundação da margem direita. Acima: Parte do dique marginal onde ocorreu o rompimento. Abaixo: Ponto exato de onde a fotografia obtida. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

5.2. Caracterização do pulso fluvial e do regime de inundações (1999-2019).

As variáveis utilizadas para compreender o regime hidrológico do alto rio Paraná são a vazão (Q) e a cota (m) considerando todo o período analisado (Figura 60). A partir deste conjunto de dados, foram extraídos parâmetros estatísticos descritivos essenciais para caracterizar o regime hidrológico, incluindo médias mínimas, gerais e máximas, curvas de permanência, tempo de retorno, quartis, desvio padrão, variância, coeficientes de variação e assimetria, além da frequência relativa. Tais parâmetros permitem caracterizar aspectos-chave do regime hidrológico, como frequência de ocorrência, duração dos eventos, recorrência sazonal, amplitude das oscilações de vazão e a modulação operacional do fluxo imposta pelos reservatórios a montante.

Os dados analisados neste estudo evidenciam que o ciclo hidrológico do alto rio Paraná apresenta uma alternância marcada entre os períodos de cheias e vazantes, diretamente vinculada ao regime sazonal de chuvas na bacia hidrográfica (Figura 55). Observa-se que, durante os meses de verão e início do outono (janeiro a março), a maior disponibilidade de precipitação resulta em elevação significativa das vazões, configurando o período de cheia. Em contrapartida, entre os meses de inverno e início da primavera (junho a setembro), a precipitação reduz-se drasticamente, refletindo-se em quedas acentuadas nas vazões mensais e caracterizando o período de estiagem.

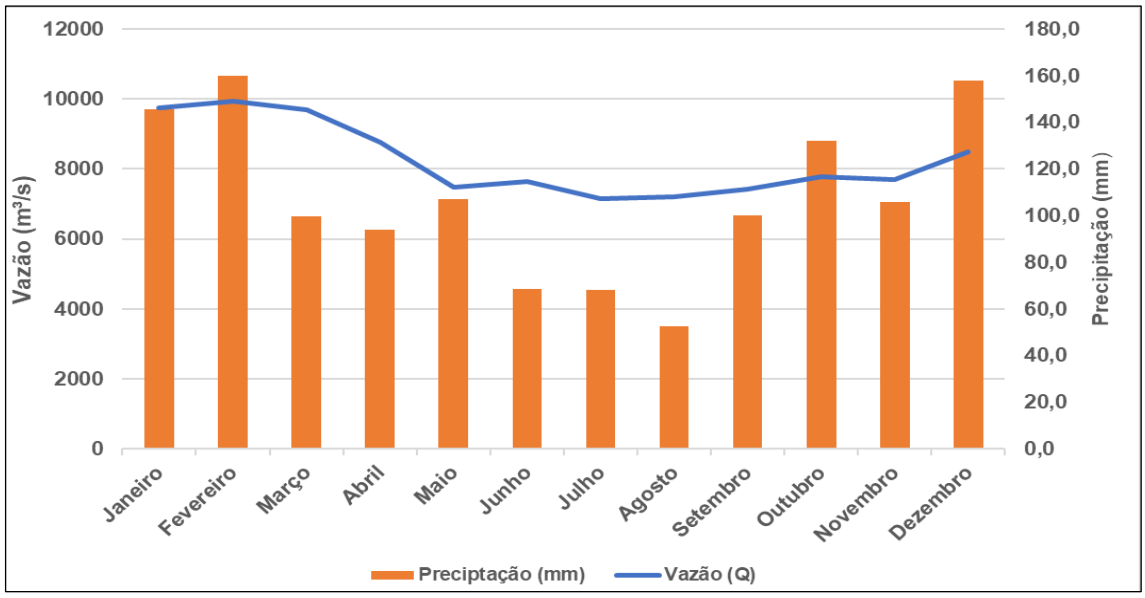


Figura 55 – Relação sazonal entre precipitação local e vazão mensal. Fonte Est. Porto São José - ANA (2024).

A partir da análise fluviométrica, é possível identificar os períodos em que o regime do rio Paraná apresenta pulsos significativos de cheia com a tendência de aumento do nível do rio acima da média. Os meses da média de longa duração mais baixos coincidem com o período de vazante e demonstram que nos dados, essa fase de descarga reduzida está alocada entre os meses exatamente localizados no meio do ano. Essa delimitação permite inferir com precisão os meses associados aos pulsos de cheia, vinculando-os à intensificação da precipitação regional.

A média fluviométrica mensal calculada com base no período analisado (1999–2019), revela que a concentração sazonal das maiores médias nos três primeiros meses de cada ano é mais intensa. O mês de maior média é fevereiro 9.952 m³/s, seguido de janeiro 9.772 m³/s e março 9.677 m³/s. Os meses de menor média são julho (7.173 m³/s) e agosto (7.209 m³/s), precisamente no auge da fase seca (inverno) na região e na bacia hidrográfica como um todo, indicando que o início do ciclo hidrológico (cheia-vazante-cheia) apresenta variabilidade interanual significativa, embora a transição para o período seco ocorra, em média, a partir de abril. A distribuição dessas médias demonstra uma correlação direta entre o aumento da pluviosidade e os pulsos de inundação no alto rio Paraná. Já os menores valores médios ocorrem entre julho e agosto, no auge do período seco, evidenciando a predominância da vazante (Tabela 10).

Mês	Meses	Vazão Média (m³/s)	Cota Média (m)
Janeiro	21	9.772	3,53
Fevereiro	21	9.952	3,56
Março	21	9.677	3,50
Abril	21	8.732	3,09
Maio	21	7.558	2,61
Junho	21	7.652	2,66
Julho	21	7.173	2,44
Agosto	21	7.209	2,46
Setembro	21	7.410	2,56
Outubro	21	7.725	2,70
Novembro	21	7.669	2,64
Dezembro	21	8.349	2,94

Tabela 10 – Valores médios mensais de vazão e cota fluviométrica (n = 21 anos; 1999–2019). Fonte Est. Porto São José - ANA (2024).

As vazões diárias na planície de inundação do alto rio Paraná são reguladas, pois a partir do ano de 1999 passam a sofrer a interferência direta da última hidrelétrica construída, a qual começa a controlar a intensidade e a magnitude das descargas a jusante. No recorte temporal estudado, os dados de vazão demonstram a ocorrência de apenas cinco picos de cheia intensos que atingem 18.000 m³/s ou mais. Além disso, são observadas três fases de vazante extrema que estão associadas a influência de eventos climáticos como *El Niño* e *La Niña*.

A relação entre a cota do escoamento fluvial em Porto São José (PSJ) e a vazão escoada apresenta um coeficiente de determinação ($R^2 = 0,98$) indicando forte correlação entre cota e vazão. A série hidrológica estudada revela um elevado grau de eficiência diminuindo as incertezas em relação às estimativas das vazões escoadas. O coeficiente de determinação apresentado é alto, pois as vazões diárias registradas na estação já estão relacionadas as cotas obtidas diretamente na régua da estação. Algumas condições podem ser apresentadas pela análise da curva-chave, por exemplo, nota-se que o maior alinhamento da curva chave é encontrado na cota de 300 cm. A regularização da curva determinada pelo método linear também demonstra que existe grande concentração de registros entre 2,00 m (200 cm) e 3,50 m (350 cm) (6.000 m³/s a 10.000 m³/s).

Esse resultado reforça a confiabilidade da equação para estimativas de vazão a partir de leituras de nível d'água. Nota-se que a dispersão dos pontos em torno da reta é baixa, sugerindo boa calibração da curva e reduzida influência de fatores externos, como remanso ou interferências locais. Contudo, observa-se que valores extremos de cota tendem a apresentar maior dispersão, o que pode estar relacionado à variabilidade de eventos de cheia ou à operação de reservatórios a montante. Em termos operacionais, a curva permite traduzir registros contínuos de nível em séries de vazão, viabilizando análises hidrológicas mais amplas sobre frequência, duração e magnitude dos eventos fluviais (Figura 56).

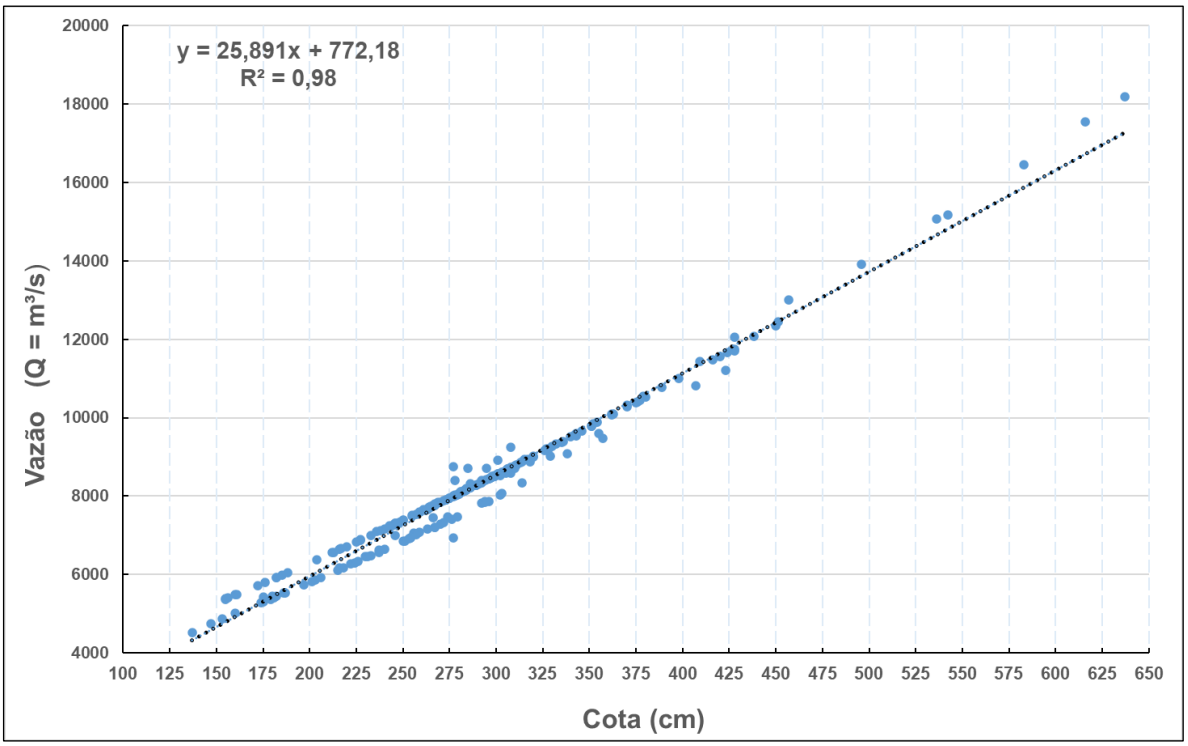


Figura 56 – Curva chave vazões médias -x- cotas médias (1999 – 2019). Fonte: Est. Porto São José – ANA (2025).

Os dados de descarga diária foram divididos em três hidrogramas para facilitar a visualização do comportamento anual e interanual das vazões. As linhas equivalentes à média mínima (lilás), média geral (vermelha) e média máxima (marrom) do período indicam a tendência já descrita neste estudo. A amplitude ou concentração das vazões se estabeleceu entre 6.700 m³/s e 10.200 m³/s. A vazão máxima (Q_{max}) serve de base para identificar os picos de cheia ou pulsos de inundação no conjunto de dados. Em seis momentos são registrados picos que atingem vazões acima de 16.000 m³/s (margens plenas). Os resultados da vazão média (Q_m) apresentam padrão hidrológico com alta persistência e coerência entre variáveis. Os dois primeiros anos da série apresentam alinhamento expressivo nas vazões diárias, fato que é repetido, por exemplo, no final do ano de 2012. Em 2001, as vazões são puxadas para baixo devido a uma forte estiagem que afetou a região. Nos anos seguintes os níveis retornam para a mesma tendência, nessa sequência de anos é registrada a maioria dos pulsos de inundação na estação, o mais intenso e permanente ocorreu entre o final de 2009 e início de 2010. Em meados do ano de 2014, o sistema no alto Paraná apresenta tendência de redução nas descargas e de alinhamento com os valores mínimos de vazão. As vazões mínimas (Q_{min}) são

afetadas por estes processos anteriormente descritos, o comportamento indica que na maioria dos anos as vazões mais baixas permanecem próximas a linha inferior.

A análise da série histórica de vazões permitiu identificar três períodos hidrológicos distintos na estação de Porto São José, cada qual refletindo padrões específicos de variabilidade e intensidade dos pulsos de cheia. O intervalo de 1999 a 2005 destacou-se pela maior variabilidade, com sucessivas alternâncias entre eventos de cheias expressivas e estiagens marcantes. Esse comportamento irregular revela um regime ainda em transição, influenciado tanto por variações climáticas sazonais quanto pelos ajustes decorrentes do enchimento do reservatório de Porto Primavera, que ocorreu nesse mesmo contexto temporal.

O segundo período, compreendido entre 2006 e 2012, foi caracterizado pela ocorrência das maiores cheias da série, evidenciadas por picos de vazão superiores a 20.000 m³/s e cotas acima de 7,0 m. Essa fase corresponde a uma conjuntura de intensa conectividade lateral, na qual as planícies foram amplamente inundadas, favorecendo a propagação do pulso de cheia e a manutenção de ambientes aquáticos e semiaquáticos. Os dados desse intervalo revelam forte controle hidrológico sobre a dinâmica geomorfológica e ecológica, consolidando o papel das cheias como motor de renovação ambiental.

Por fim, o período de 2013 a 2019 foi marcado por secas intensas e prolongadas, associadas a reduções significativas da vazão média e da frequência de eventos de transbordamento. Esse cenário de estiagem severa implicou menor conectividade hidrológica, limitação na recarga de lagoas marginais e intensificação da fragmentação dos habitats aquáticos. Assim, a subdivisão temporal evidencia como a alternância entre fases de cheias e secas condiciona não apenas a morfodinâmica da planície, mas também a resiliência ecológica do sistema fluvial.

A divisão da série hidrológica em três períodos foi fundamentada em parâmetros estatísticos (média e desvio padrão). Entre 1999 e 2005, a média é próxima da série histórica (8.205 m³/s), mas o desvio padrão elevado (1857,6 m³/s) indica maior variabilidade, refletindo anos alternadamente secos e chuvosos. Não há desvio acentuado da média, mas a alta variabilidade (DP) confirma que este foi um período instável, alternando secas e cheias intensas. De 2006 a 2012, a média anual (9.439 m³/s) supera a média global de 8240 m³/s, associada a um desvio padrão ainda maior (2450 m³/s), caracterizando um período de cheias intensas e recorrentes pois combina valores médios mais altos que o padrão histórico e grande

variabilidade. Já de 2013 a 2019, a média cai para 7.047 m³/s, abaixo da média histórica, com menor variabilidade (DP = 1684 m³/s), confirmando a predominância de secas intensas e prolongadas e caracteriza um período de secas prolongadas e estáveis, com médias bem abaixo do padrão e baixa variabilidade. Essa segmentação estatística permite associar a hidrologia do rio Paraná a fases distintas de conectividade lateral da planície.

As três figuras analisadas (57, 58 e 59) apresentam as hidrogramas de vazões diárias registradas na estação fluviométrica de Porto São José ao longo de 21 anos consecutivos, divididos em três partes: 1999–2005, 2006–2012 e 2013–2019. Esses registros são fundamentais para compreender a dinâmica hidrológica da planície do alto rio Paraná, especialmente no que tange à frequência, magnitude e duração dos eventos de cheia e estiagem. A leitura conjunta desses gráficos reforça a importância de considerar o regime de vazões como elemento central na análise da funcionalidade ambiental da planície de inundação e no planejamento da gestão integrada dos recursos hídricos da região.

De modo geral, observa-se que os anos de 1999 a 2005 (Figura 57) são marcados por pulsos de cheia mais intensos e duradouros, com picos de vazão expressivos, frequentemente superando 10.000 m³/s. Na sequência, o intervalo de 2006 a 2012 (Figura 58) revela um padrão de maior estabilidade nas vazões médias, com menor amplitude entre os valores máximos e mínimos diários. Por fim, a Figura 59 (2013–2019) evidencia um período caracterizado por uma alternância entre anos de vazões predominantemente baixas e episódios pontuais de cheias intensas e rápidas, mas com duração reduzida. Essa oscilação revela um possível aumento na irregularidade dos regimes de precipitação, condizente com padrões de variabilidade climática interanual, como El Niño e La Niña, influenciando diretamente os regimes de vazão do rio Paraná (Figura 59).

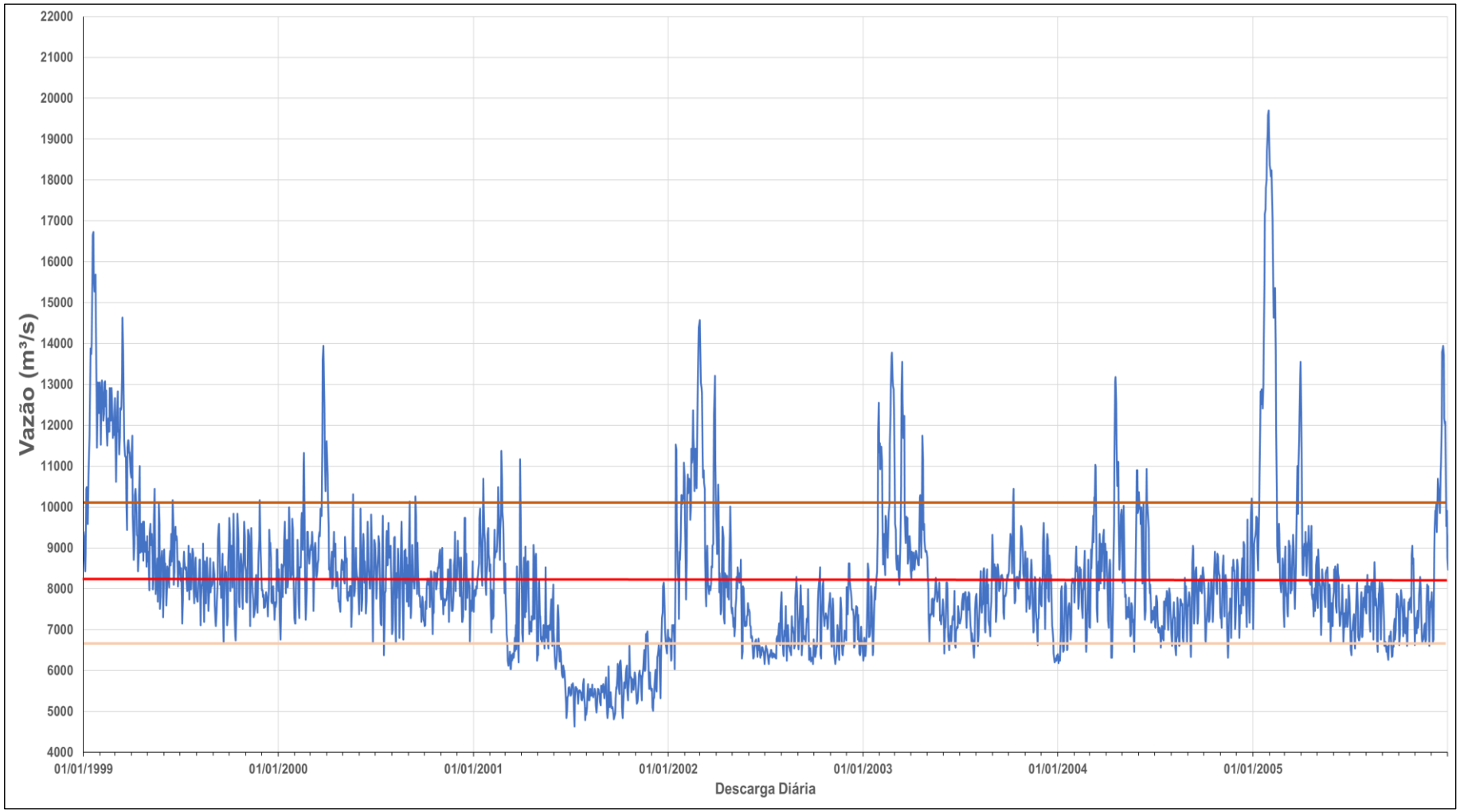


Figura 57 – Hidrograma de vazões diárias ao longo da série analisada (primeira parte - 1999 a 2005). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023).

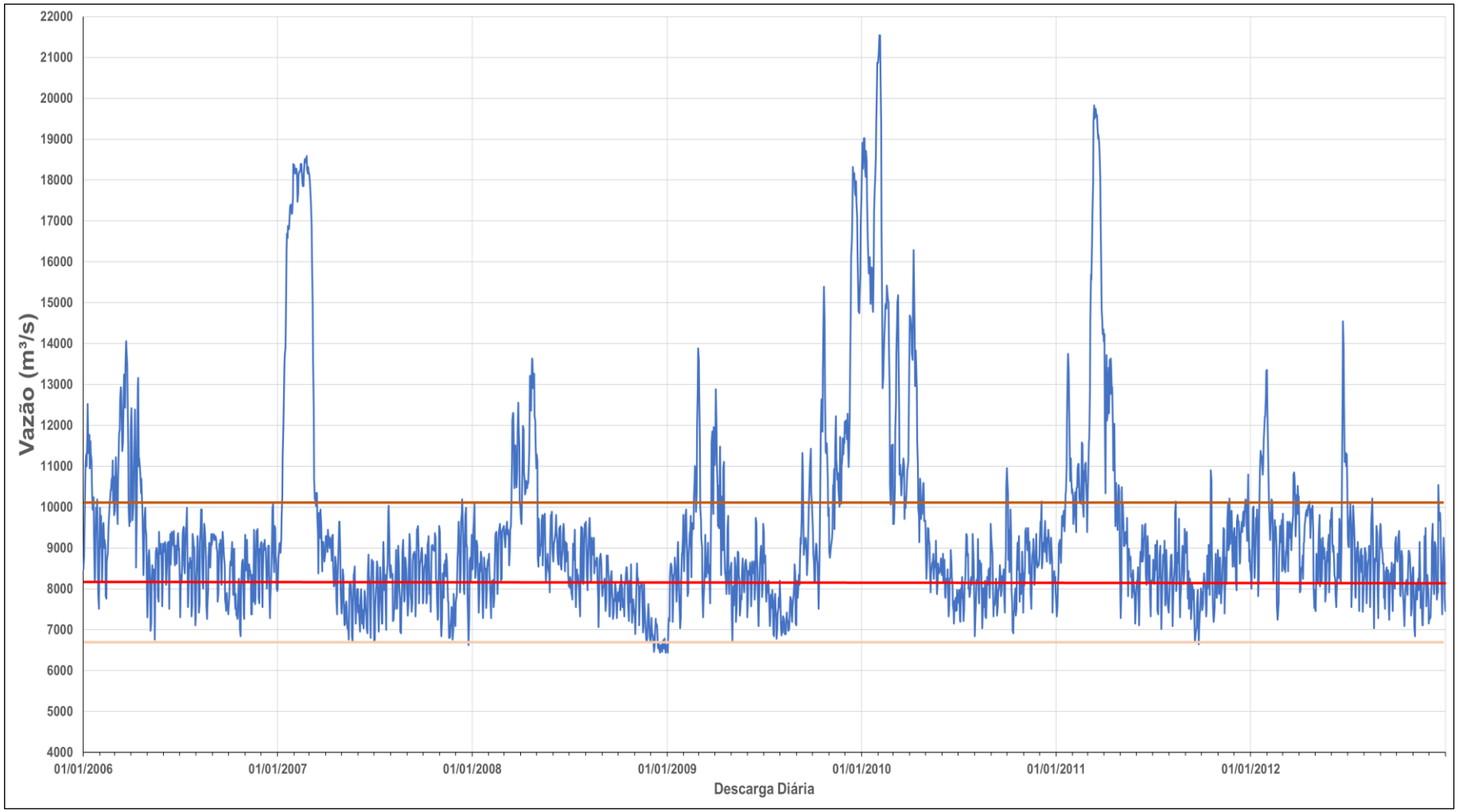


Figura 58 – Hidrograma de vazões diárias ao longo da série analisada (segunda parte - 2006 a 2012). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023).

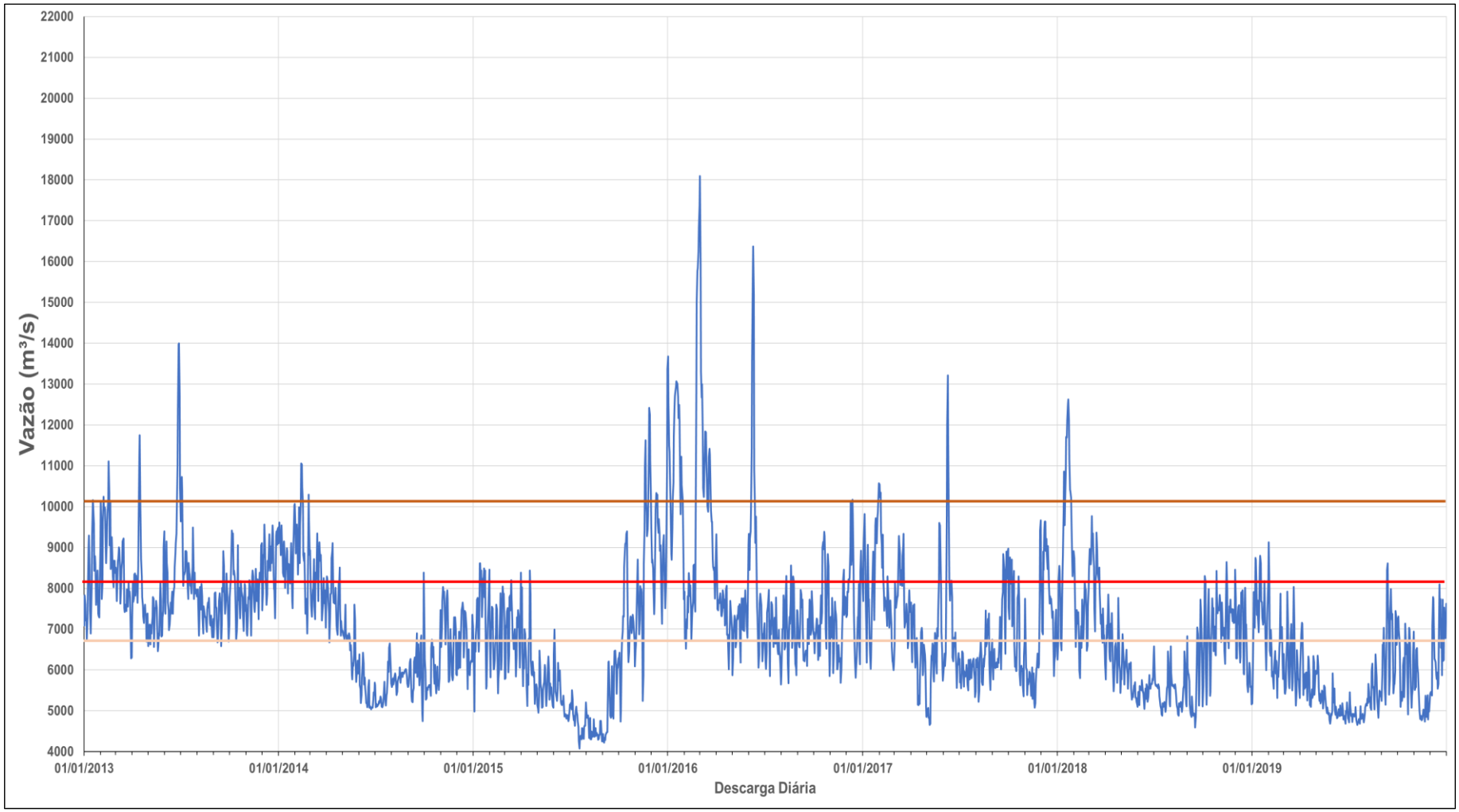
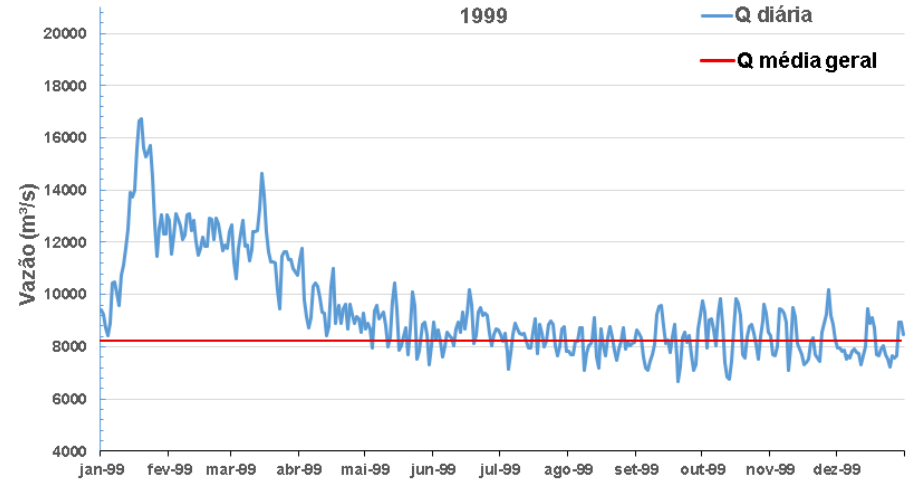
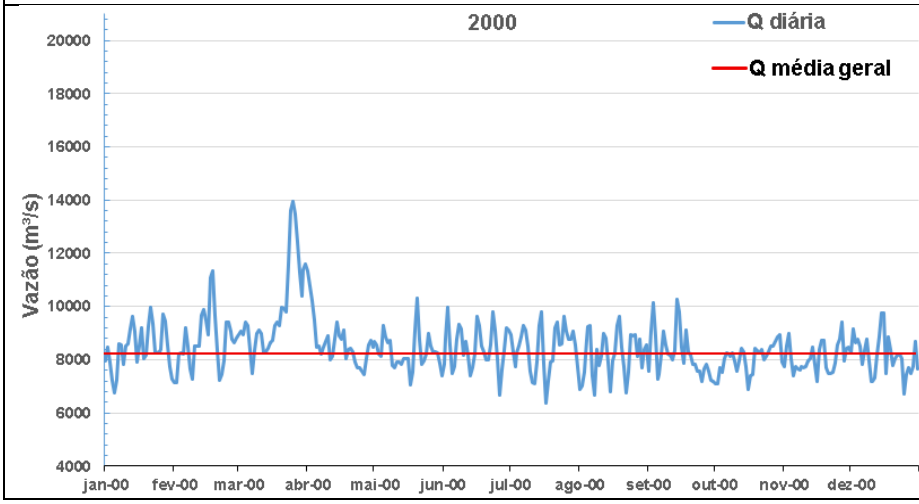
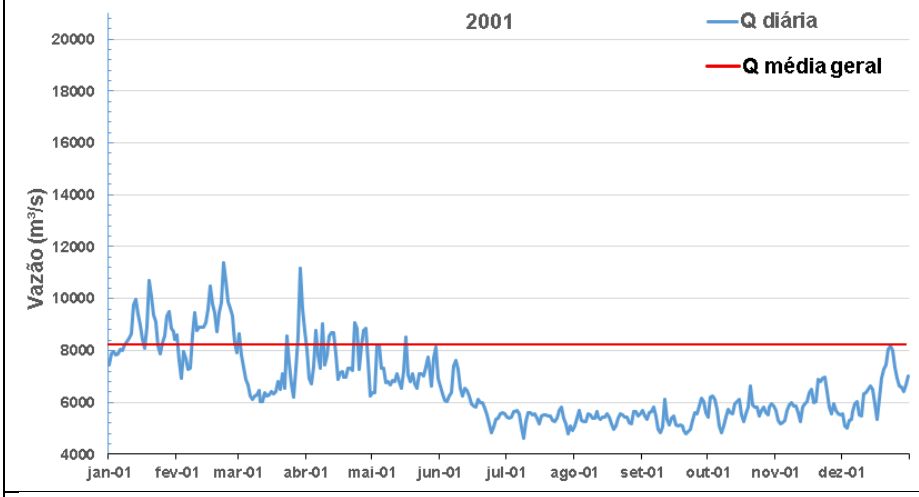
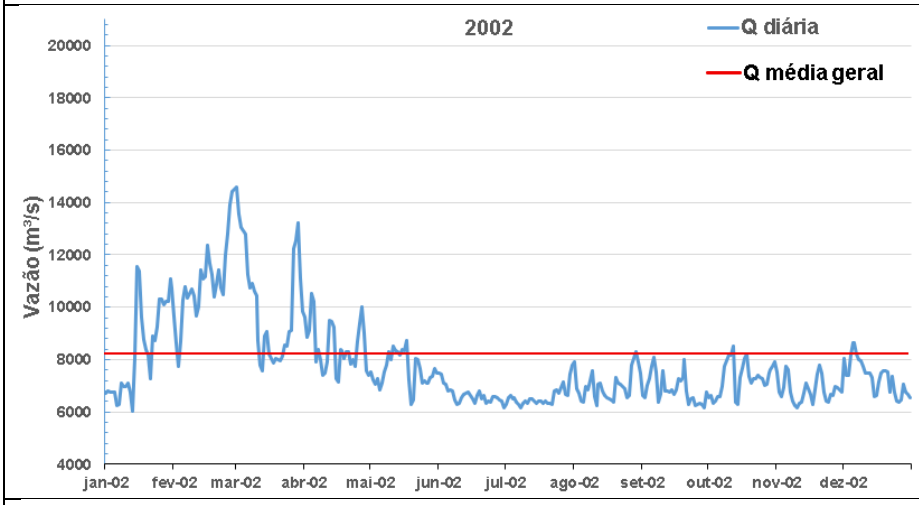
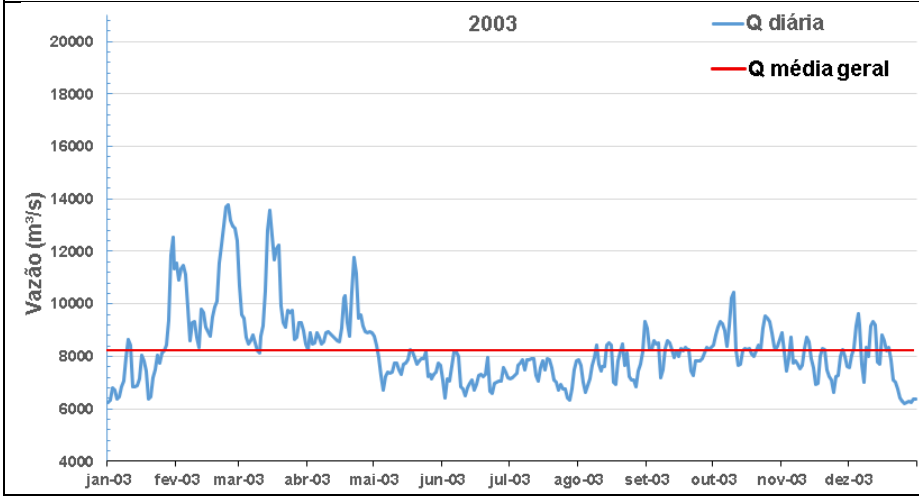
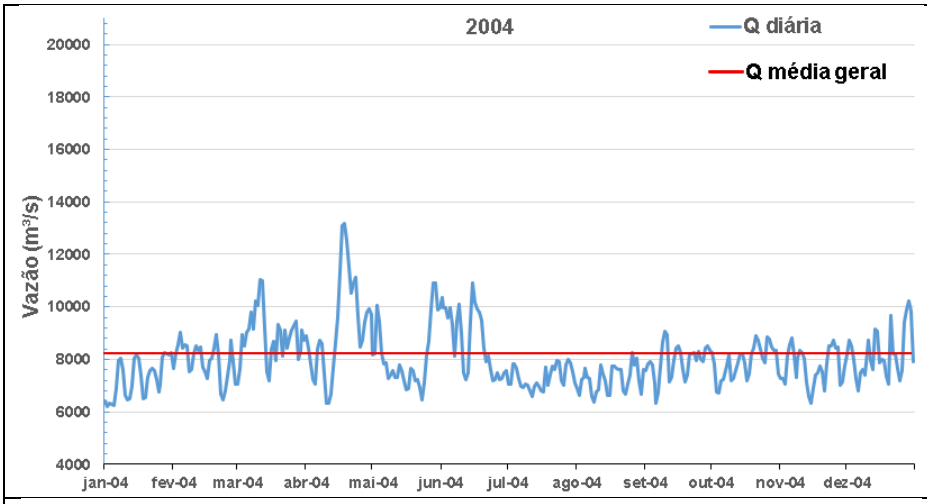
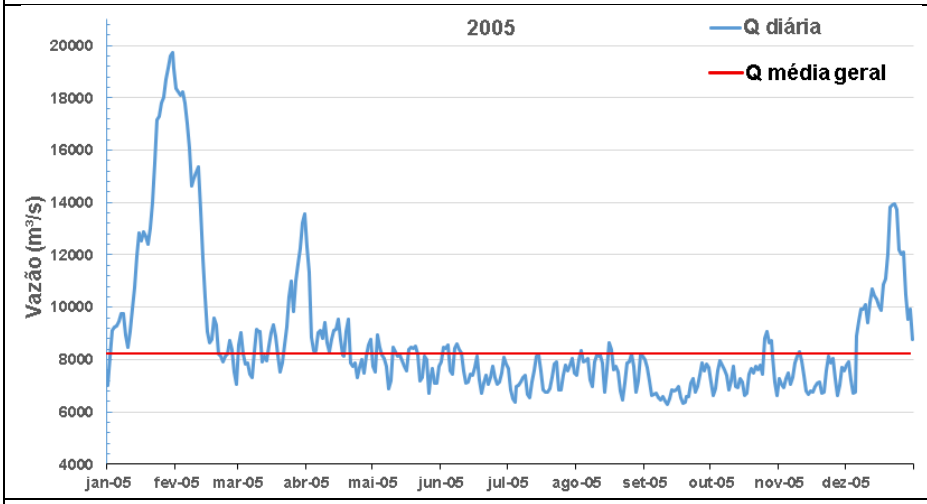
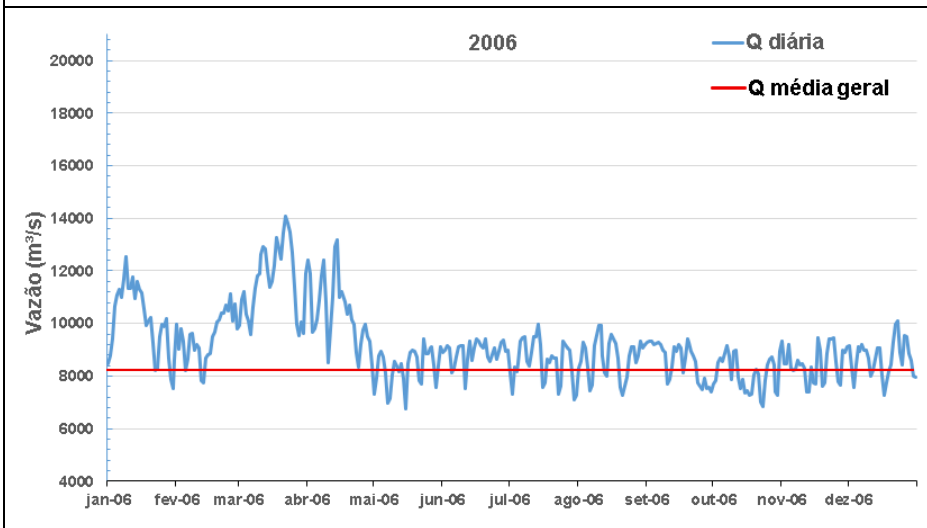


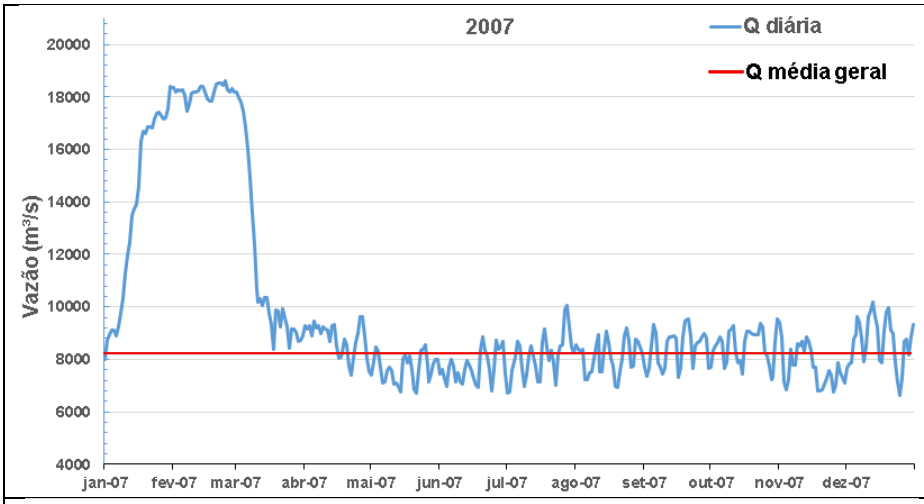
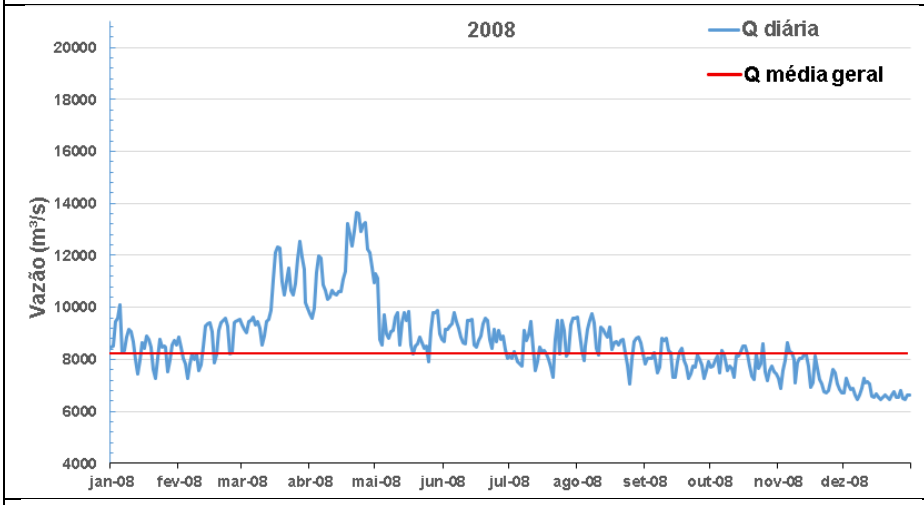
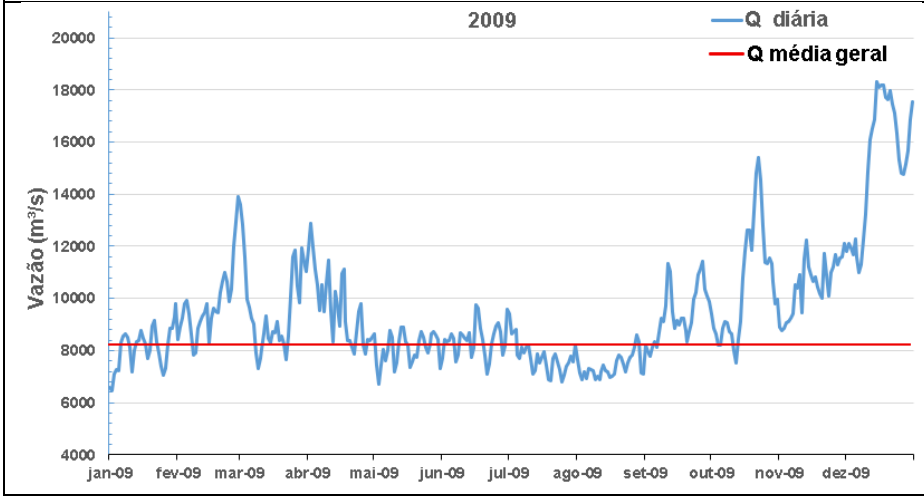
Figura 59 – Hidrograma de vazões diárias ao longo da série analisada (terceira parte - 2013 a 2019). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023).

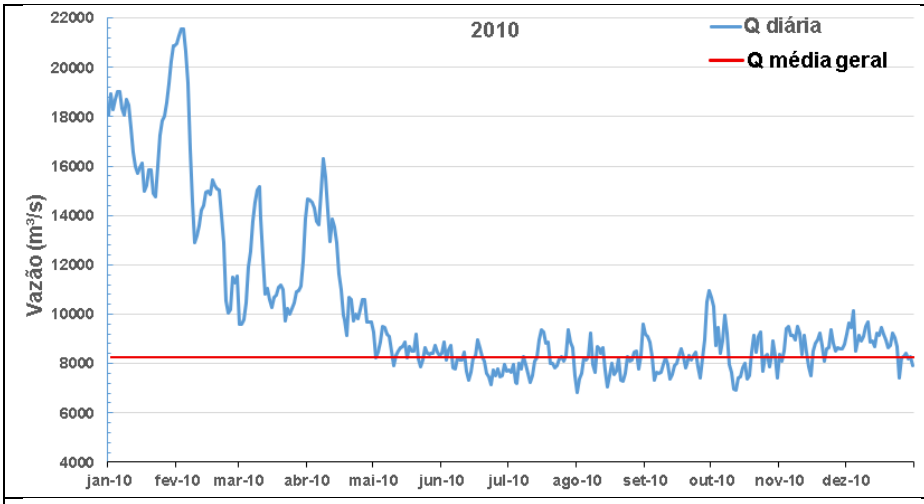
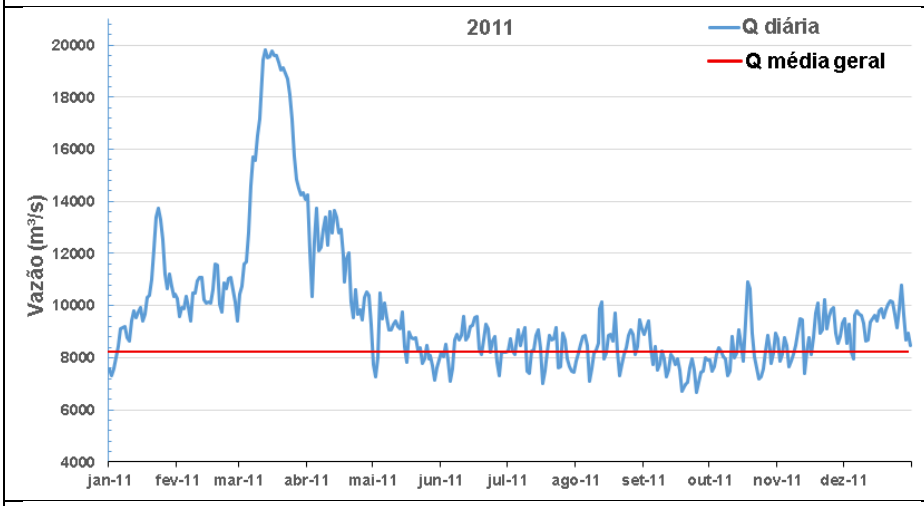
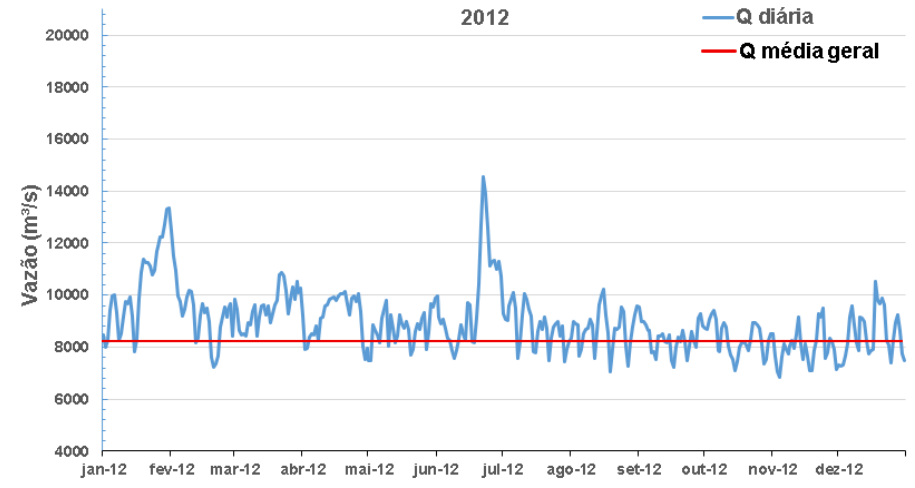
A avaliação da série tem início em 1999, após o fechamento completo do reservatório de Porto Primavera, cuja operação passou a influenciar diretamente a dinâmica de descarga a jusante. A vazão média do período (toda série) é indicada pela linha vermelha (Quadro 13). Apresenta-se uma análise anual das hidrogramas da estação de Porto São José (PSJ), destacando os principais picos de cheia, padrões de vazão e variações sazonais durante os 21 anos de série analisada.

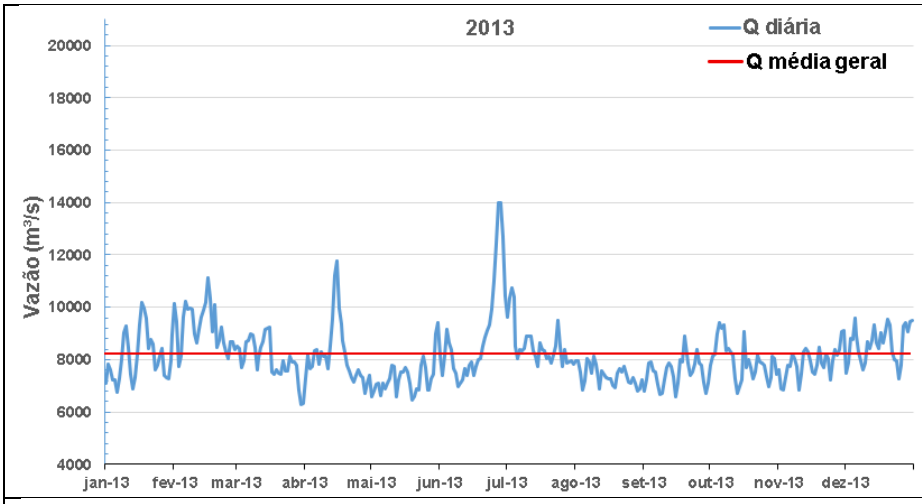
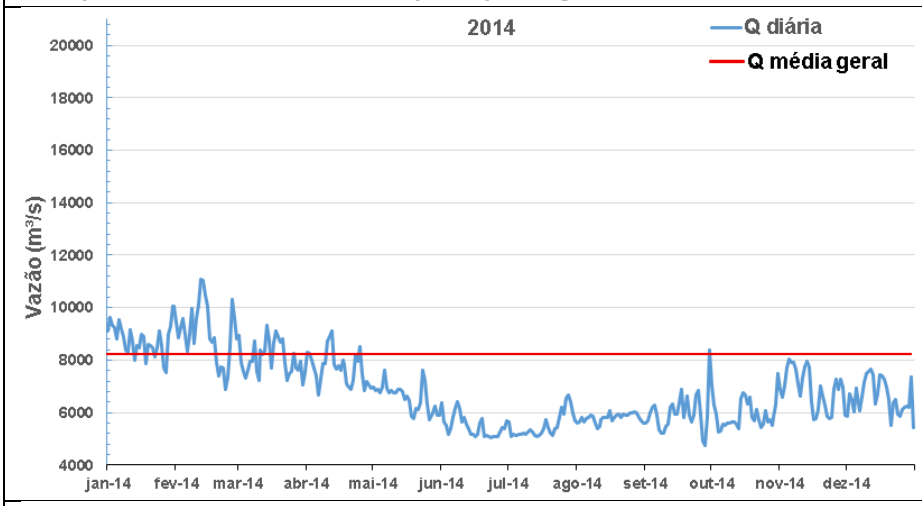
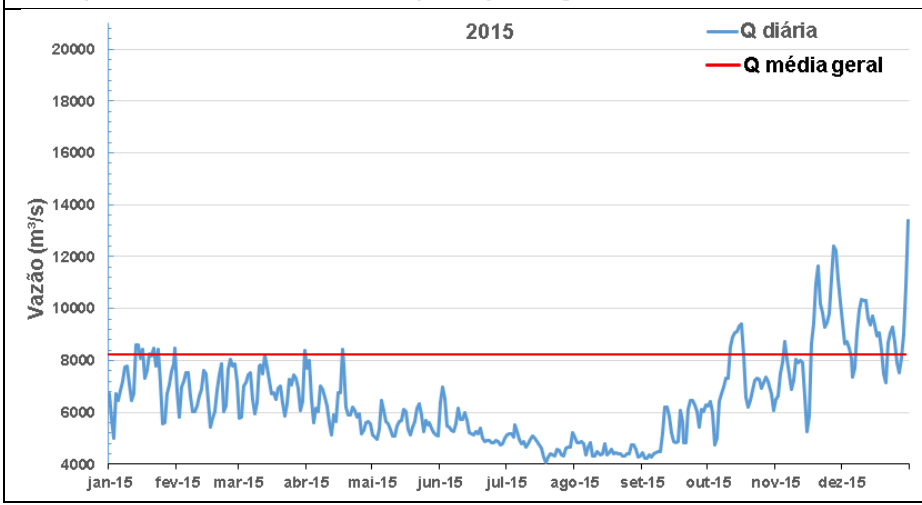
	Pico de cheia acima de 16.000 m³/s, a maior permanência de vazões foi ~ 12.000 m³/s. No restante do ano de 1999 as vazões diárias foram próximas à média, sendo a oscilação dos valores mais restrita a partir de abril (início da vazante).
	Hidrograma com menores variações e valores próximos à média, sendo ainda mais homogêneo nos últimos três meses do ano. Um único pico de cheia ocorreu no final de março (dia 25). O hidrograma ainda reflete a operação de enchimento de Porto Primavera.

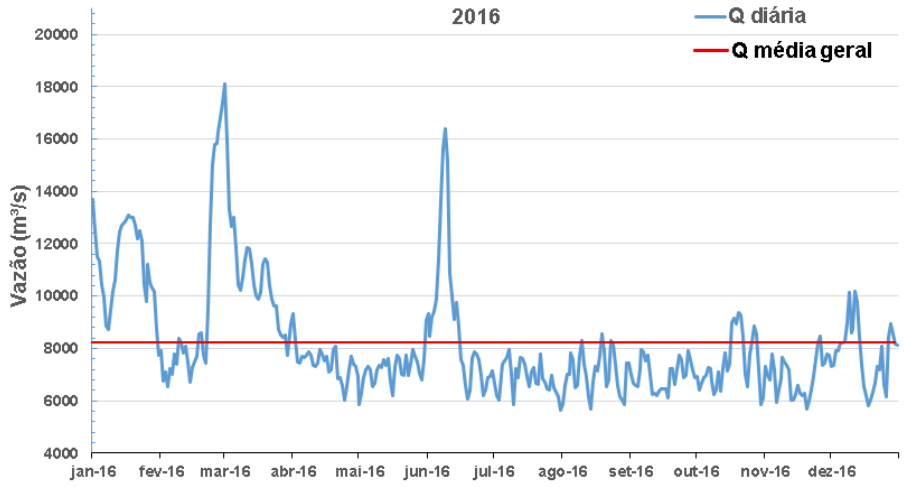
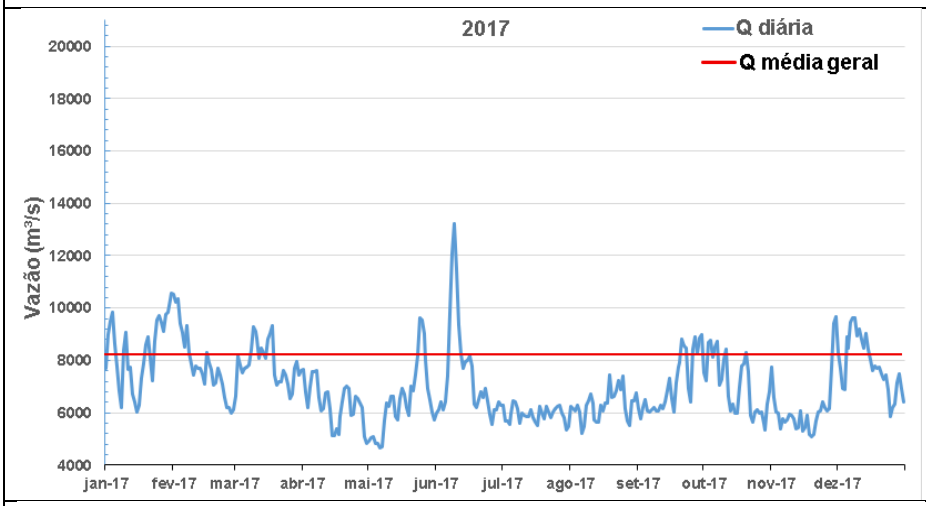
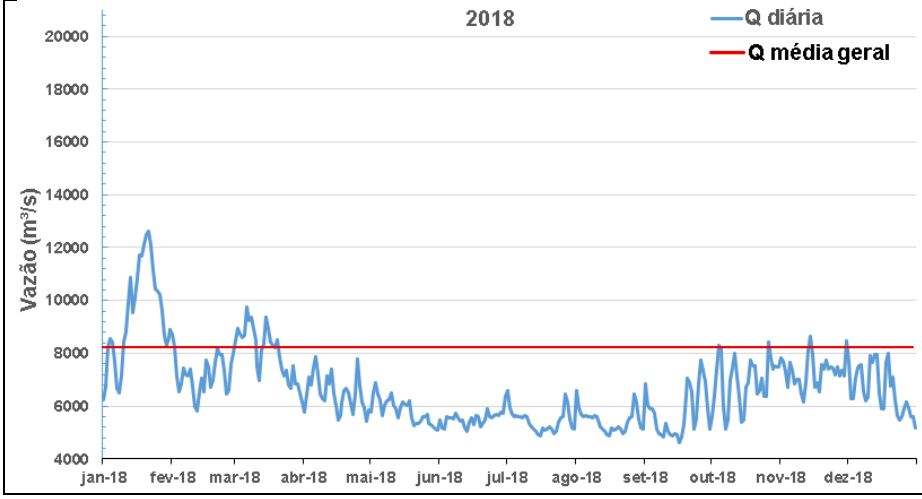
	Oscilações diárias da vazão nos primeiros meses. Vazão reduzida (~6.000 m³/s) em março, e permanecendo com esses valores a partir de julho até meados de dezembro.
	O regime ordinário é reestabelecido neste ano com a cheia iniciando em dezembro do ano anterior e o pico no início de março com repiquete no início de abril. O período de vazante é marcado principalmente por pequena oscilação diária de junho a agosto.
	Regime regular com cheia ocorrendo em três repiques entre fevereiro e março. A maior vazão ocorreu em 24 de fevereiro (13.770 m³/s) com os outros dois picos em torno de 12.000 m³/s. As vazões diárias no segundo semestre demonstraram leve recuperação ao nível médio.

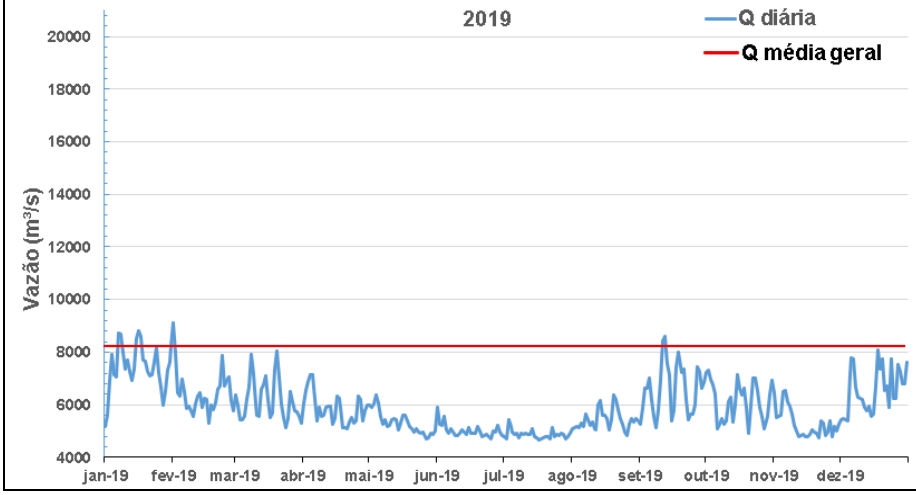
	Mesmo padrão de cheias de três picos (valores pouco inferiores a 13.184 m³/s em 18 de abril). O início do ciclo apresenta padrão anômalo de baixas vazões igual ao ano anterior, não respondendo à precipitação para o período (pode refletir os efeitos da operação pela barragem).
	O ciclo inicia-se com um pulso unitário de inundação de grande magnitude estendendo-se de janeiro a março (Qmax 19. 705 m³/s em 30 de janeiro) mantendo vazões ~18.000 m³/s por cerca de dez dias. No final do ano um pequeno pulso é registrado em dezembro.
	Vazões diárias mais homogêneas com pico de 12.500 m³/s no início de janeiro. Um pico mais definido ocorre no final de fevereiro (~10.000 m³/s) estendendo-se com oscilações até meados de abril (maior vazão em 22 de março com 14.057 m³/s), vazões ordinárias estende-se até o final do ano.

	Um pico de alta magnitude e permanência ocorre, estendendo-se até março com vazões diárias ~16.000 m³/s (Qmax de 18.591 m³/s em 24 de fevereiro). Ao longo de um intervalo de 11 dias consecutivos (24 de fevereiro a 6 de março), vazão acima de 18.000 m³/s.
	Hidrograma sem grande amplitude de cheia sendo observado um pico leve entre março e maio com vazões ~ 11.000 m³/s e pico de 13.632 m³/s em 22 de abril. Durante o restante do ano, as vazões exibem baixa oscilação, mantendo tendência decrescente até dezembro.
	Regime hidrológico significativamente distinto dos anos anteriores. A primeira cheia ocorre entre o final de fevereiro e início de março. A vazante é típica. Uma sequência de picos inicia-se em setembro e segue até o final do ano com Qmax 18.318 m³/s em 15 de dezembro.

	A sequência de picos iniciada no ano anterior prossegue neste ano atingindo Qmax de 21.539 m³/s em 4 de fevereiro e decrescendo até meados de abril. No restante do ano as vazões se reduzem variando entre 7.000-10.000 m³/s por todo o período.
	Hidrograma semelhante à do ano anterior, com o pico de cheia em meados de março. Qmax 19.827 m³/s ocorreu em 13 de março. O pico cai lentamente até meados de abril mantendo vazões acima de 12.000 m³/s. O restante do ano se mantem próxima a média
	Regime com dois picos distintos: um ao final de janeiro e início de fevereiro com Qmax de 13.332 m³/s (31 de janeiro) e o segundo entre junho e julho, meses historicamente de água baixas, com Qmax pouco acima de 14.000m³/s (22 de junho).

	Hidrograma com dois picos pequenos de cheia em abril com Qmax 11.743 m³/s (dia 15) e um segundo pico Qmax 14.000 m³/s (28 de junho). No período de janeiro até abril as vazões variam entre um intervalo de 10.000 a 6500 m³/s. No intervalo final de julho a dezembro valores mais homogêneos.
	O ano apresentou descarga significativamente reduzida, com tendência contínua de decréscimo ao longo dos meses. Nos meses iniciais a vazão varia entre 11.000 e 8.000 m³/s descendo para 4.000 a 6.000 m³/s nos meses seguintes.
	O regime de estresse hídrico se manteve até setembro, quando a vazão mínima atingiu pouco mais de 4.000 m³/s. As cheias começam a ocorrer a partir desse mês com ocorrência de picos crescente atingindo cerca de 13.500 m³/s ao final de dezembro.

	O regime hidrológico retornou ao padrão típico de três picos de cheia, registrados em janeiro, março e junho (Qmax 13.000 m³/s), março (Qmax 18.092 m³/s) e junho com Qmax 16.374 m³/s no dia 9 deste mês. (Aumento possivelmente associado a liberação de água pela barragem de Porto Primavera).
	Semelhante aos anos 2012 e 2013. Os valores e permanência das vazões de cheia foram relativamente baixos. Sendo o pico mais expressivo observado em junho com Qmax de 13.210 m³/s no dia 09. Observou-se novamente um pico de cheia atípico no período seco.
	As maiores vazões ocorreram no mês de janeiro com valores não muito expressivos (Qmax 12.627 m³/s) ocorrendo no dia 21. A onda de cheia manteve-se por 11 dias com vazões ~10.000 m³/s. A partir de abril, as vazões declinaram gradualmente até valores entre 5.000 e 6.000 m³/s.

	O hidrograma é marcada por vazões muito baixas, sem registro de pico claro de cheia. Nos meses de vazante as vazões ficaram reduzidas a valores inferiores a 6.000 m³/s. Uma ligeira recuperação iniciou-se a partir de setembro, mas sem modificar o padrão anual abaixo da média.

Quadro 13 – Hidrogramas de vazões diárias em cada ano da série (1999 a 2019). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

5.2.1 Variáveis descritivas do regime

As vazões nos anos estudados apresentaram uma variação constante no nível médio do rio, os valores de vazões mínima e máxima representam a menor ou maior descarga registrada na contagem de todos os dias em cada ano, enquanto a vazão média (Qm) foi estimada pelo cálculo das médias diárias em cada ano (Tabela 11). Observa-se uma um comportamento hidrológico com grande variabilidade anual, refletindo a influência de fatores climáticos e meteorológicos sobre a bacia hidrográfica.

No período analisado, a estação fluviométrica de Porto São José registrou descarga média de 8.240 m³/s, com valores extremos variando entre 21.539 m³/s (máxima em fevereiro de 2010) e 4.080 m³/s (mínima em julho de 2015). O ano de 2010 destacou-se como o mais expressivo da série, apresentando as maiores descargas médias anuais (10.274 m³/s) e a cota máxima registrada (7,18 m), configurando um cenário de cheias intensas e excepcional conectividade hidrológica da planície. Em contraste, anos como 2001, 2014, 2015 e 2019 apresentaram os menores índices de vazão, com destaque para 2015, marcado por severa estiagem, refletida tanto na menor descarga mínima como em uma das cotas mais baixas da série (1,14 m). De modo geral, as vazões médias anuais oscilaram entre 5.992 m³/s e 10.274 m³/s, evidenciando a forte variabilidade interanual do regime hidrológico do alto rio Paraná.

Anos	Cota Min (m) - Data	Vazão Min (m^3/s) - Data	Cota Med (m)	Vazão Med (m^3/s)	Cota Max (m) - Data	Vazão Max (m^3/s) - Data	Vazão anual ($x10^9 m^3$)
1999	2,17 (20/10)	6.653 (20/10)	3,34	9.416	5,98 (19/01)	16.728 (19/01)	296,9
2000	2,05 (17/07)	6.376 (17/07)	2,96	8.457	5,08 (25/03)	13.943 (25/03)	266,7
2001	1,17 (09/07)	4.637 (09/07)	2,14	6.654	4,15 (22/02)	11.372 (22/02)	209,8
2002	1,89 (13/01)	6.041 (13/01)	2,68	7.845	5,30 (01/03)	14.572 (01/03)	247,4
2003	1,96 (26/12)	6.208 (26/12)	2,89	8.312	5,02 (24/02)	13.773 (24/02)	262,1
2004	1,95 (02/01)	6.187 (02/01)	2,74	8.038	4,34 (18/04)	13.184 (18/04)	253,4
2005	2,02 (18/07)	6.271 (18/07)	3,05	8.795	6,75 (30/01)	19.705 (30/01)	277,3
2006	2,22 (15/05)	6.761 (15/05)	3,25	9.177	5,13 (22/03)	11.673 (22/03)	289,4
2007	2,16 (25/12)	6.632 (25/12)	3,42	9.770	6,47 (24/02)	18.591 (24/02)	308,1
2008	2.07 (18/12)	6.440 (18/12)	3,05	8.704	4,98 (22/04)	11.560 (22/04)	274,4
2009	2,07 (02/01)	6.440 (02/01)	3,36	9.535	6,41 (15/12)	18.318 (15/12)	300,7
2010	2,26 (01/08)	6.848 (01/08)	3,63	10.274	7,18 (03/02)	21.539 (03/02)	324
2011	2,18 (25/09)	6.653 (25/09)	2,89	9.739	6,78 (13/03)	19.827 (13/03)	307,1
2012	2,26 (04/11)	6.848 (04/11)	3,15	8.968	5,29 (22/06)	13.352 (22/06)	282,2
2013	2,01 (30/03)	6.292 (30/03)	2,82	8.147	5,10 (28/06)	14.000 (28/06)	256,9
2014	1,23 (28/09)	4.750 (28/09)	2,24	6.866	4,02 (12/02)	11.058 (12/02)	216,5
2015	1,14 (19/07)	4.080 (19/07)	2,29	6.484	4,97 (31/12)	17.356 (31/12)	204,4
2016	1,93 (31/07)	5.660 (31/07)	3,05	8.210	6,37 (01/03)	18.092 (01/03)	258,9
2017	1,43 (06/05)	4.660 (06/05)	2,57	7.044	4,92 (09/06)	13.210 (09/06)	222,1
2018	1,40 (16/09)	4.600 (16/09)	2,39	6.561	4,73 (21/01)	12.627 (21/01)	206,9
2019	1,43 (17/07)	4.750 (17/07)	2,15	5.992	3,48 (01/02)	9.126 (01/02)	188,9

Tabela 11 – Resumo anual das cotas e vazões no alto Paraná na estação de PSJ (1999–2019). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

As cotas representam o nível do rio em relação à régua limnimétrica da estação fluvial. No caso da estação de Porto São José, cota (m, régua) — nível 0 = 232 m a.s.l.; cotas apresentadas são relativas à régua (0 = 232 m a.s.l.). A tendência dos dados de cotas fluviométricas consequentemente acompanha as variações na descarga de água representada pelas vazões. O nível ou cota média do rio Paraná

baseado nas cotas médias corresponde a 2,88 m no período de 21 anos estudados (em toda a série histórica de Porto São José este valor é de 3,5 m). Os dias de cotas mínimas atingem níveis muito baixos de 1,14 m no ano de 2015, e o nível mais alto de 2,14 m em 2014. As cotas máximas são mais dinâmicas em sua variação interanual, o menor nível registrado é de 3,5 m no ano de 2019, enquanto o maior nível alcançado é 7,18 m no ano de 2010.

Os 21 anos da série correspondem a 7.670 dias. O cálculo deste conjunto de dias forneceu dados relacionados a dinâmica fluvial estabelecida nos dias de nível mínimo, médio e máximo de água no canal (Tabela 12). Esta variação pode promover a conexão ou desconexão dos corpos d'água lênticos com o sistema do rio. As cotas anuais para toda a série representam a estabilidade e variabilidade do nível de água (altura), permitindo uma análise confiável de padrões hidrológicos e sua associação com a altimetria dos terrenos na planície de inundação. A dinâmica fluvial representada pela variação das cotas funciona na produção dos processos de sucessão em diferentes ambientes da planície, e a adaptação das cotas mais altas ou mais baixas respectivamente.

Os resultados indicam que de 1999 a 2019 ocorrem pequenas oscilações no nível do rio considerando o comportamento mínimo, médio e máximo da descarga. Em alguns anos a influência sazonal do clima que afetaram os padrões de chuva, por exemplo, nos anos de 2001 e 2019. A cota média mínima apresenta diferença de 2,34 m entre a menor cota mínima (1,61 m, registrada em 2001) e a maior (2,86 m - 2010). A cota média geral apresenta a diferença de 1,60 m entre a menor cota (2,03 m - 2019) e a maior (3,63 m - 2010). A cota média máxima registra a diferença de 1,85 m entre a menor cota das máximas (2,71 m - 2019) e a maior (4,56 m - 2010) no canal.

As vazões mínimas, médias e máximas anuais foram obtidas pela relação entre os dados de cada mês em cada um dos anos da série. A vazão média mínima apresenta uma diferença de 3.503 m³/s entre a menor (4.982 m³/s) e a maior (8.485 m³/s) descarga calculada. A Q_m geral apresenta a diferença de 4.338 m³/s entre a menor (5.935 m³/s) e a maior (10.273 m³/s) descarga. A vazão média máxima registra a diferença de 4.942 m³/s entre a menor (7.328 m³/s) e a maior (12.710 m³/s) descarga, os mínima e o máxima registrados foram sempre nos anos de 2019 e 2010 respectivamente (Tabela 12).

Anos	Med-mín (Q - m³/s)	Med-min (Cota m)	Med-máx (Q - m³/s)	Med-máx (Cota m)
1999	7.892	2,66	11.164	4,09
2000	6.968	2,26	10.385	3,83
2001	5.613	1,61	8.148	2,91
2002	6.531	2,00	9.703	3,60
2003	7.054	2,26	10.316	3,77
2004	6.560	2,00	9.714	3,45
2005	6.765	2,13	11.463	4,12
2006	7.556	2,40	10.640	3,89
2007	8.028	2,61	11.669	4,18
2008	7.557	2,46	9.996	3,66
2009	7.660	2,50	12.013	4,35
2010	8.485	2,86	12.710	4,56
2011	7.837	2,61	11.672	4,27
2012	7.415	2,39	10.877	3,99
2013	6.905	2,20	10.120	3,72
2014	5.310	1,71	8.152	2,93
2015	5.059	1,70	8.262	2,94
2016	6.288	2,20	11.365	4,24
2017	5.522	1,76	9.320	3,58
2018	5.385	1,73	8.179	3,17
2019	4.982	1,52	7.328	2,71

Tabela 12 – Vazões e cotas médias-mínimas/máximas de cada ano. Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023).

Os dados de vazões médias mínimas-máximas ajudam a entender o comportamento do regime hidrológico e possibilitam a elaboração de outros tipos de análise das flutuações do rio ao longo dos anos hidrológicos. As respostas destas avaliações, de certo modo, demonstram a tendência entre as fases (seca e cheia) do rio Paraná após o fechamento completo de Porto Primavera.

Os valores de vazão mínima, média e máxima utilizados como referência para contabilizar os dias acima ou abaixo de cada faixa foram calculados separadamente para cada ano da série. Esse procedimento permite caracterizar a distribuição interna das vazões em cada ano, identificando, por exemplo, se houve maior permanência em condições extremas ou médias dentro daquele ciclo hidrológico. No entanto, por se tratar de limiares variáveis, este método não permite comparações diretas entre anos diferentes. A duração de permanência das vazões no sistema fluvial é um parâmetro crucial para caracterizar a conectividade entre o canal e as distintas topografias da planície.

As informações obtidas na relação entre a vazão média de cada ano e o registro de dias por ano apresentam boa variação, principalmente no que concerne as médias mínimas ($\overline{Q}$min) e médias máximas ($\overline{Q}$max). No primeiro caso, as vazões baixas permaneceram por menos dias (58 dias em média), os anos que apresentam mais dias com vazões abaixo da $\overline{Q}$min foram 2002 (<6.531 m³/s - 122 dias), 2007 (<8.028 m³/s - 126 dias) e 2010 (<8.485 m³/s - 144 dias). No entanto, este valor se torna relativo, pois os dois últimos anos mencionados apresentaram níveis de $\overline{Q}$min que podem perfeitamente ser considerados como $\overline{Q}m$. O número de dias abaixo das $\overline{Q}m$ prevaleceu em todos os anos, exceto 1999 que apresenta 201 dias acima da $\overline{Q}m$ anual (>9.416 m³/s). O ano de 2007 registrou mais dias com vazões abaixo da média (<9.770 m³/s - 290 dias), e consequentemente o menor número de dias acima da média (>9.770 m³/s - 75 dias). No estudo das $\overline{Q}$max, o ano de 2000 marcou o maior número de dias abaixo do nível (<10.385 m³/ - 352 dias), enquanto nos anos de 1999 e 2010 são registrados os maiores dias de permanência (>11.176 m³/s e >12.710 m³/s respectivamente - 75 dias em ambos).

O tempo médio de permanência de dias abaixo das $\overline{Q}$min são de 56,6 dias (15,7%), enquanto 306,6 (84,5%) dias permanecem acima. Em relação à média geral o tempo médio de permanência de dias abaixo é de 225,5 dias (61,8%) e acima de 139,6 (38,2%), portanto, se constatou um número maior de dias abaixo da média geral do período de 21 anos. Por fim, a permanência de dias abaixo da média máxima registra 319,4 dias (87,5%), e os dias acima são contabilizados em apenas 48,5 dias (12,5%), demonstrando que nos anos do período estudado, a manutenção de dias acima das médias-máximas é inferior aos abaixo da médias-mínimas.

A quantificação dos dias associados à média geral contribui para estimar a probabilidade de ocorrência de valores inferiores ou superiores a determinado evento de vazão. Os anos de maior destaque em relação à média geral são 2007 (9.770 m³/s), em 2010 (10.273 m³/s) e 2011 (9.738 m³/s), em contrapartida, os anos que apresentaram as menores média geral são 2001 (6.654 m³/s), em 2015 (6.483 m³/s) e 2019 (5.935 m³/s). A análise dos dados sistematizados na tabela indica que a concentração de dias abaixo da média geral ($\overline{\boldsymbol{Q}}$) em cada ano é maior, este fato sugere que a frequência com que o nível de água atinge

patamares mais elevados na superfície das várzeas estão menores e menos intensos (Tabela 13).

Anos da série	$\overline{Q}min$ (abaixo – acima)	$\overline{Q}$ (abaixo – acima)	$\overline{Q}max$ (abaixo – acima)
1999	66 - 299	164 - 201	290 - 75
2000	9 - 357	207 - 158	352 - 13
2001	122 - 243	228 - 137	297 - 68
2002	76 - 289	252 - 113	315 - 50
2003	56 - 309	220 - 145	337 - 29
2004	16 - 350	209 - 157	332 - 33
2005	37 - 328	264 - 101	321 - 44
2006	27 - 338	219 - 146	313 - 52
2007	126 - 239	290 - 75	307 - 58
2008	66 - 300	211 - 155	318 - 47
2009	60 - 305	239 - 126	326 - 39
2010	144 - 221	260 - 105	290 - 75
2011	55 - 310	248 - 117	314 - 51
2012	16 - 340	201 - 165	342 - 24
2013	30 - 336	219 - 146	348 - 17
2014	34 - 331	204 - 161	310 - 55
2015	85 - 280	208 - 157	313 - 52
2016	35 - 331	250 - 116	330 - 36
2017	28 - 337	212 - 153	339 - 26
2018	66 - 300	218 - 148	318 - 48
2019	69 - 296	214 - 151	297 - 68

Tabela 13 – Relação da vazão média de cada ano -x- dias por ano (acima ou abaixo). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

Os dados de vazões mensais compilados nas médias principais (min/med/max) de cada ano fornecem as médias de todo o período estudado, portanto, correspondem a média geral das descargas mínimas, médias e máximas dos 21 anos ou 7.670 dias. A estimativa destes níveis hidrológicos a partir da vazão média mínima, média geral e média máxima obtidas neste conjunto de dados, representam a propensão de concentração da série de vários níveis hidrológicos, e estão relacionados a tendência mais comum das descargas fluviais no rio (Tabela 14).

Dias da série	$\overline{Q}$min Med-mín	Cota (m) Med-min	$\overline{Q}$m Med-geral	Cota (m) Med-geral	$\overline{Q}max$ Med-máx	Cota (m) Med-max
7670	6.756	2,18	8.240	2,88	10.151	**3,72**

Tabela 14 – Vazões e cotas médias calculadas para as mínimas, médias e máximas do período. Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

A Tabela 15 apresenta a distribuição anual do número de dias em que a vazão diária do rio Paraná, na estação fluviométrica de Porto São José, ficou acima ou abaixo de três referências fixas estabelecidas com base nas médias de longo período: a $\overline{\boldsymbol{Q}}\mathbf{min}$ (6.756 m³/s), a $\overline{\boldsymbol{Q}}\mathbf{m}$ (8.240 m³/s) e a $\overline{\boldsymbol{Q}}\boldsymbol{max}$ (10.151 m³/s), todas calculadas para o intervalo de 1999 a 2019. Na análise interanual acompanhando os ciclo hidrológico de vazante-cheia-vazante foram obtidos resultados quantitativos para comparação direta entre anos. Essa abordagem permite uma comparação entre diferentes anos, uma vez que os limiares de análise são constantes ao longo da série.

A coluna “abaixo – acima” indica, para cada ano, quantos dias a vazão ficou abaixo e quantos dias acima de cada um desses três marcos hidrológicos. Essa forma de tabulação também evidencia que nem sempre a distribuição das vazões ao longo do ano é simétrica. Como forma de comparar os resultados obtidos com resultados de estudo anteriores, foi utilizado o trabalho de Rocha (2010). Os resultados apresentados nesta parte da pesquisa confirmam e expandem as conclusões de Rocha (2010) para o alto rio Paraná, que observou uma intensificação nas alterações dos baixos fluxos após a instalação de barramentos, incluindo aumento da magnitude desses baixos fluxos e diminuição na frequência com que ocorrem. No nosso conjunto de dados (1999–2019), verificam-se vários anos recentes (a partir de ~2012) com valores de vazão mínima anual substancialmente abaixo da média histórica, bem como classificações repetidas como ‘Seco’.

Isso sugere que as intervenções humanas (controle de vazões por reservatórios, mudanças no uso do solo) continuam a exercer forte influência sobre o regime hidrológico, especialmente nos extremos inferiores. Em relação às vazões médias e máximas, embora haja variabilidade, a tendência de redução dos picos não é tão clara ou consistente quanto a dos baixos fluxos, o que também está em consonância com o que Rocha (2010) encontrou. os impactos nos fluxos altos tendem a ser menores ou mais atenuados pelas características do sistema. Essa comparação aponta para uma continuidade dos efeitos já documentados, enfatizando que os anos recentes evidenciam uma intensificação dos déficits hídricos nos períodos de seca.

A análise da série histórica de vazões médias anuais (1999–2019) para a estação de Porto São José, a partir do critério estatístico baseado em desvios em relação à média e ao desvio-padrão, permite identificar três regimes hidrológicos distintos. Os anos classificados como úmidos (2007, 2009, 2010 e 2011) se destacam por apresentarem valores significativamente superiores à média de longo período (μ

= 8.249 m³/s), representando episódios de maior disponibilidade hídrica e forte influência de precipitações acima da normalidade. Em contrapartida, os anos secos (2001, 2014, 2015, 2018 e 2019) registraram vazões médias anuais inferiores a μ – σ, evidenciando condições de estiagem acentuada e possível associação a eventos climáticos de larga escala, como La Niña. Os demais anos enquadraram-se na classe normal, caracterizando a variabilidade natural do regime fluvial no trecho estudado.

Importante destacar que em certos anos classificados como "secos", como 2001 e 2015, ainda houve eventos de pico acima da Q̄max, mas concentrados em janelas curtas e isoladas, o que indica eventos hidrológicos intensos, porém efêmeros, seguidos por longas fases de recessão, comprometendo a regularidade do pulso de inundação. Essa descontinuidade temporal na distribuição das vazões reforça o caráter de intermitência e instabilidade do regime fluvial no período mais recente. Dessa forma, observa-se um diagnóstico objetivo da variação interanual da dinâmica de vazão, útil para interpretar o comportamento funcional do sistema rio-planície e suas implicações.

Anos da série	$\bar{Q}min$ (abaixo – acima)	$\bar{Q}m$ (abaixo – acima)	$\bar{Q}max$ (abaixo – acima)	Classificação
1999	2 - 363	115 - 250	124 - 226	Normal
2000	4 - 362	160 - 206	351 - 15	Normal
2001	226 - 139	308 - 57	360 - 5	Seco
2002	107 - 258	273 - 92	319 - 46	Seco
2003	28 - 337	201 - 164	333 - 32	Normal
2004	31 - 335	240 - 126	349 - 17	Normal
2005	31 - 334	227 - 138	309 - 56	Normal
2006	0 - 365	84 - 281	305 - 60	Normal
2007	3 - 362	143 - 222	300 - 65	Úmido
2008	23 - 343	149 - 217	321 - 45	Normal
2009	4 - 361	118 - 247	265 - 100	Úmido
2010	1 - 364	100 - 265	257 - 108	Úmido
2011	3 - 362	104 - 261	275 - 90	Úmido
2012	0 - 366	104 - 262	328 - 38	Normal
2013	14 - 351	229 - 136	349 - 16	Normal
2014	197 - 168	299 - 66	362 - 3	Seco
2015	226 - 139	314 - 51	353 - 12	Seco
2016	84 - 282	254 - 112	310 - 56	Normal
2017	187 - 178	295 - 70	358 - 7	Normal
2018	217 - 148	320 - 46	354 - 12	Seco
2019	291 - 74	358 - 7	365 - 0	Seco

Tabela 15 – Relação da vazão média do período -x- dias por ano (acima ou abaixo). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

A Figura 60 ilustra a distribuição anual do número de dias com vazão diária acima ou abaixo da média histórica do período ($\bar{Q}m$ = 8.240 m³/s), no intervalo de 1999 a 2019. O gráfico evidencia, de forma clara, uma tendência de redução significativa dos eventos de vazão elevada ao longo do tempo, especialmente a partir de 2012, com destaque para os anos de 2015 a 2019, nos quais a quantidade de dias com vazões acima da média é mínima ou praticamente nula, com destaque para 2019, que registrou apenas 1 dia acima da média anual, contra 364 dias abaixo.

No acumulado da série, observa-se que 4.308 dias (equivalente a 56% do período analisado) apresentaram vazões abaixo da média, enquanto 3.356 dias (44%) estiveram acima. Esse balanço revela uma predominância de fases hidrologicamente secas em mais da metade da série temporal. Essa mudança de padrão pode estar fortemente associada à modificação do regime de operação da UHE Porto Primavera, cuja atuação passou a ser mais regulada a partir da década de 2000.

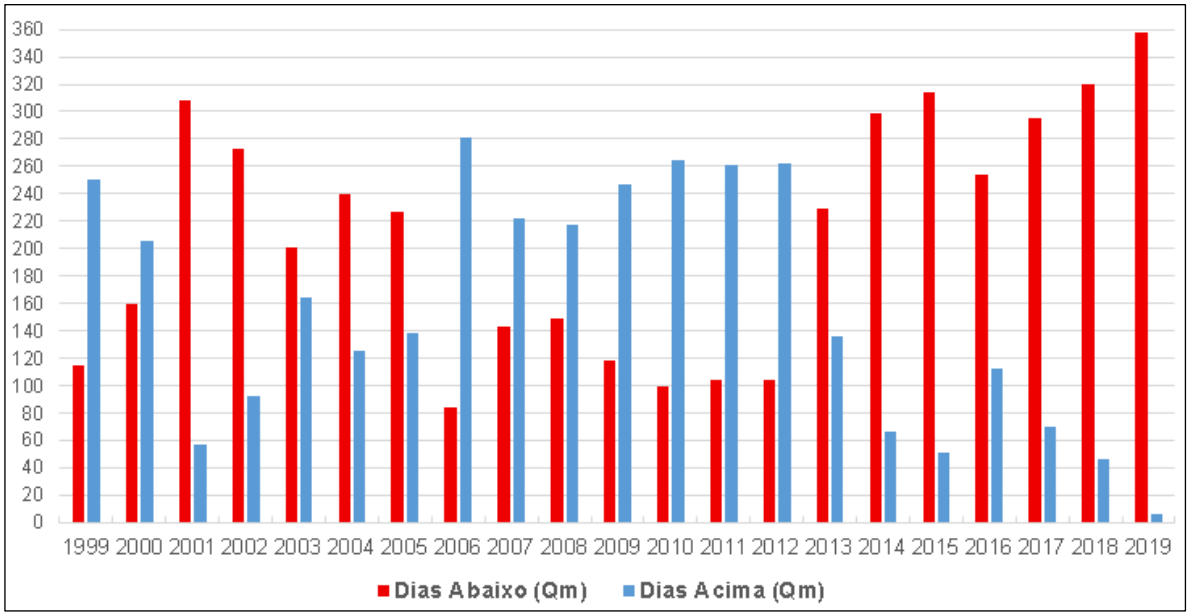


Figura 60 – Comportamento dos anos da série em relação a Q_m geral (1999 – 2019). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023).

Na análise dos períodos 1999–2005, 2006–2011 e 2012–2019, observou-se que a planície apresentou padrões contrastantes de comportamento do regime hidrológico. O primeiro intervalo foi marcado por forte variabilidade, o segundo por eventos de cheias significativas, e o terceiro por uma clara tendência de secas

hidrologicamente relevantes. A quantidade de dias em que os valores ficaram acima ou abaixo calculada para cada ano (Tabela 16), apresenta mudanças significativas nos resultados, a indicação dos anos com mais ou menos volume de descargas no rio Paraná pela série histórica ficaram mais evidentes, por exemplo, o ano mais seco (2019) e os anos mais úmidos entre 2006 e 2012.

Dias da série	Dias de vazão acima da média	Dias de vazão abaixo da média
7.670	3.356 (44%)	4.308 (56%)

Tabela 16 – Relação de dias com vazão acima da média no período total (1999 a 2019). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2025). Organizado pelo autor (2025).

A Figura 61 proporciona uma leitura integrada da dinâmica hidrológica interanual do rio Paraná, com base na representação conjunta das vazões mínimas (linha azul-claro), médias (azul) e máximas (azul-escuro) mensais ao longo do período de 21 anos. Esta interpretação foi desenvolvida com base nos três limiares hidrológicos principais do recorte de dados: $\bar{Q}$min (6.756 m³/s), $\bar{Q}$m (8.240 m³/s) e $\bar{Q}$max (10.151 m³/s), o que permite avaliar anomalias hidrológicas de forma padronizada e comparável entre anos.

A curva das vazões mínimas mensais evidencia a dinâmica das fases de vazante, e mostra que, durante grande parte do período analisado, os valores mínimos oscilaram acima de 6.000 m³/s, indicando um nível basal elevado da descarga fluvial. No entanto, a partir da vazante extrema registrada entre junho e agosto de 2015, inicia-se uma tendência de queda nas vazões mínimas, com sucessivos registros próximos ou inferiores a 5.000 m³/s nos anos seguintes. Esse comportamento representa um rebaixamento estrutural da linha de base hidrológica, associado à intensificação de fases secas prolongadas e possível impacto da operação regulada a jusante da UHE Porto Primavera.

As vazões médias mensais, por sua vez, apresentam comportamento oscilatório mais dinâmico, refletindo a alternância entre fases de transição e estabilidade hidrológica. Em momentos de cheia, essa curva se afasta das mínimas e se aproxima das máximas, indicando expansão volumétrica e aumento do potencial de conectividade lateral com a planície de inundação. Destacam-se sete eventos de média mensal abaixo de 6.000 m³/s, todos após 2012, o que reforça a ocorrência de anomalias negativas recentes. Por outro lado, ocorreram seis eventos de média acima

de 12.000 m³/s, revelando a persistência de pulsos expressivos, ainda que esporádicos.

A curva das vazões máximas mensais é marcada por picos agudos de cheia, com amplitudes variáveis ao longo da série. Os picos de vazão máxima apresentam comportamento agudo e intermitente, com destaque para os anos de 2005, 2010, 2011 e 2016, quando os valores superaram 18.000 m³/s, alcançando em 2016 o maior registro da série, acima de 20.000 m³/s. Esses episódios configuram pulsos de cheia de grande magnitude, com forte potencial de inundação lateral, recarga de lagoas marginais e ativação de paleocanais.

Esse padrão revela um regime fluvial fortemente pulsante, condicionado por variabilidade climática interanual e possivelmente modulada pela operação de reservatórios a montante. Em termos ecológicos, os picos máximos garantem a manutenção da dinâmica de alagamento da planície, fundamental para processos ecológicos, enquanto as mínimas acentuadas expõem grandes áreas da várzea, impondo condições de estresse hídrico e fragmentação de habitats.

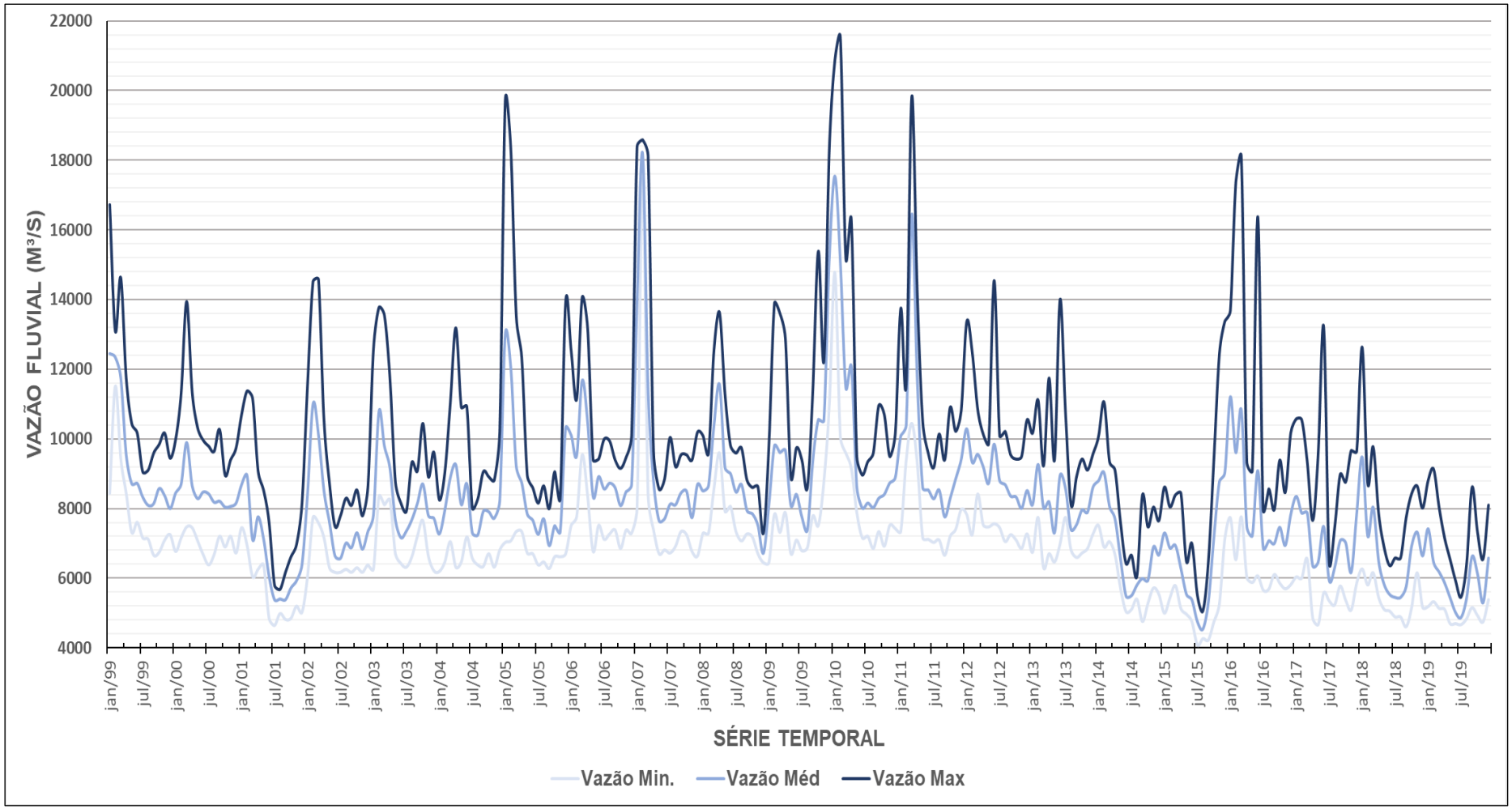
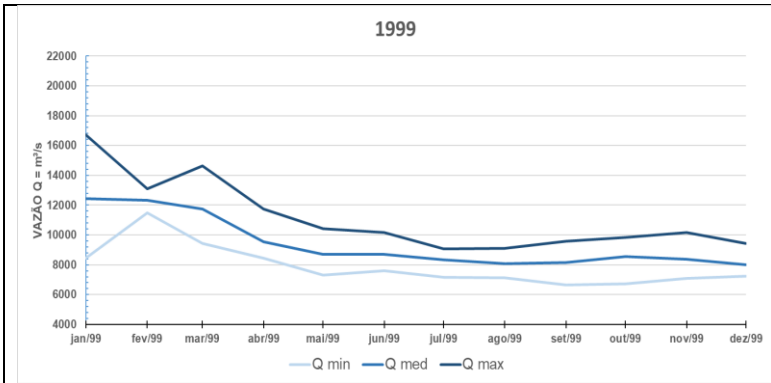
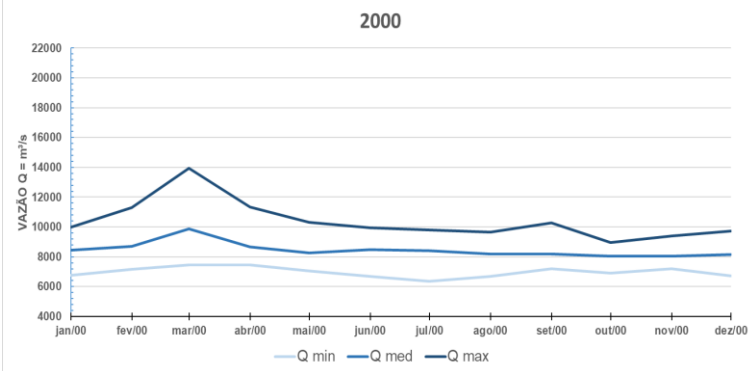
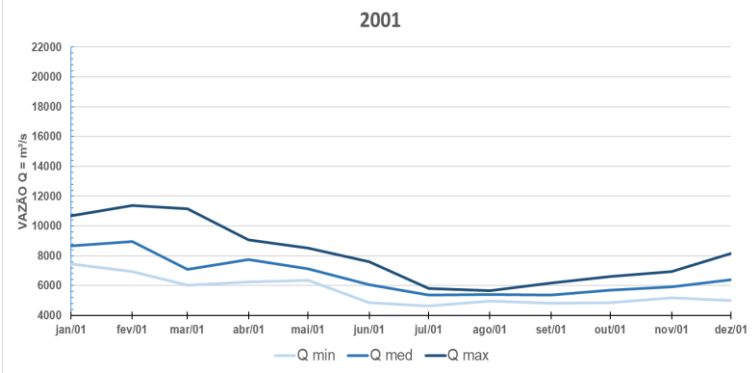
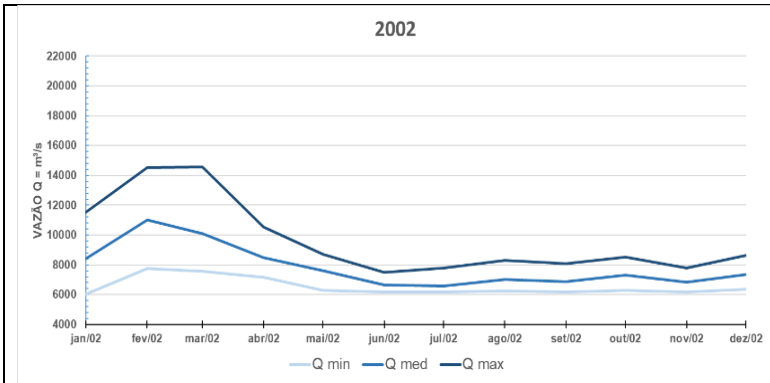
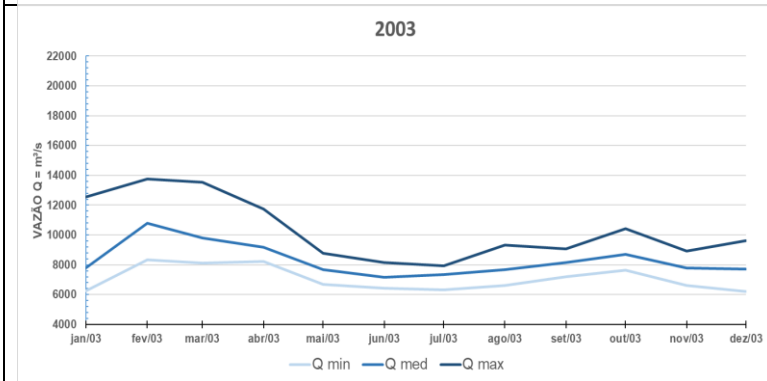
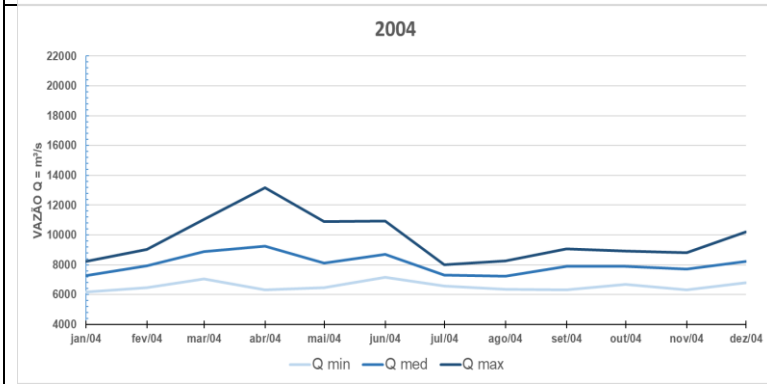
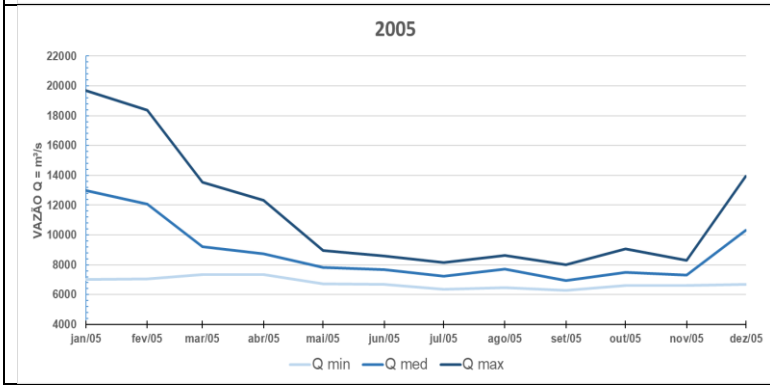
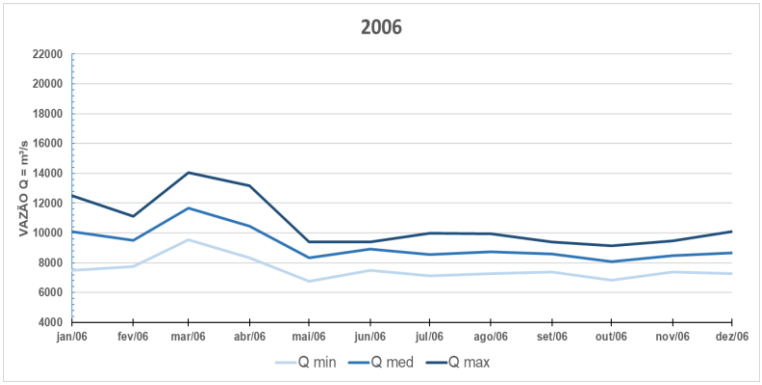
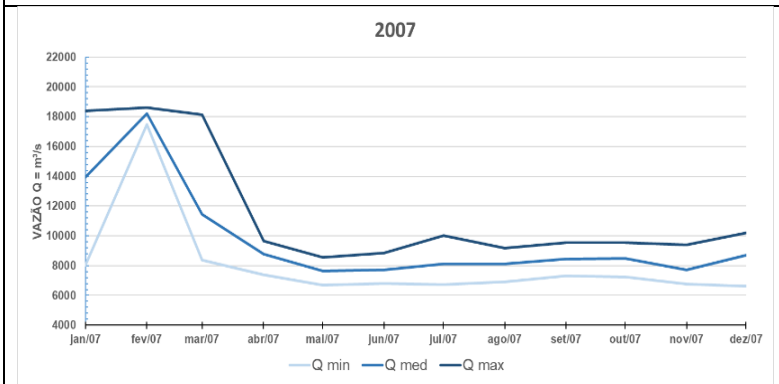
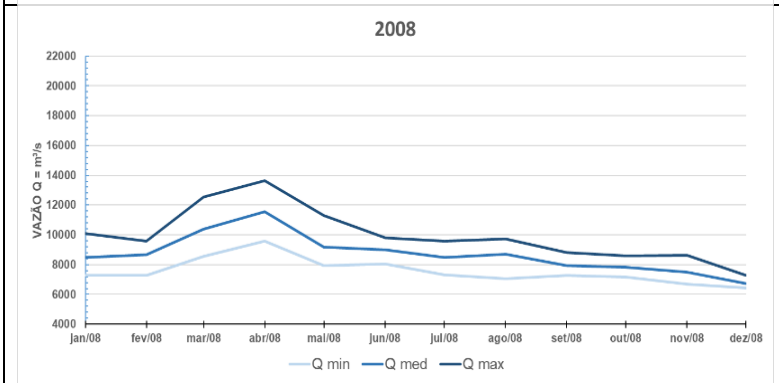
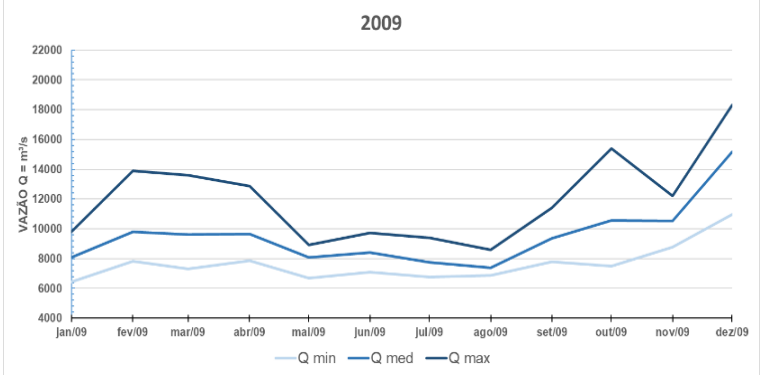


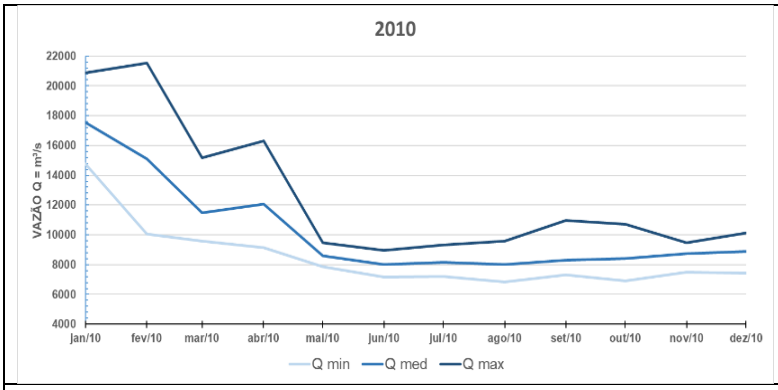
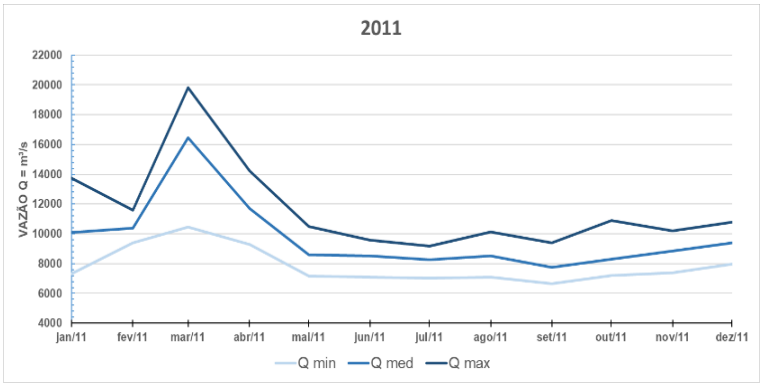
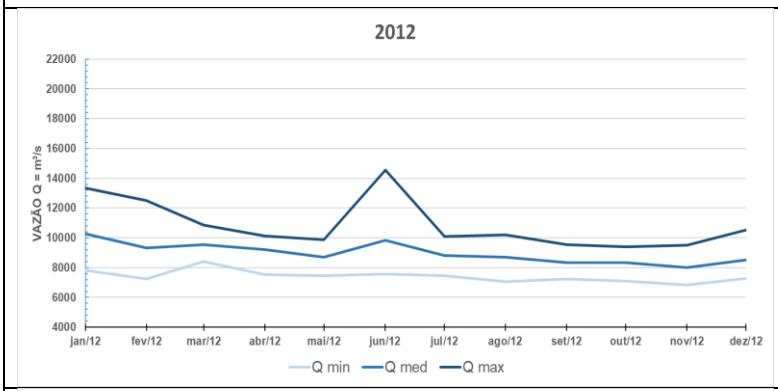
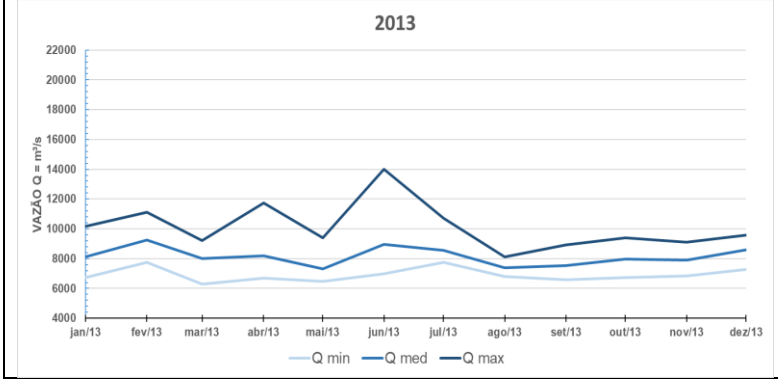
Figura 61 – Hidrograma de vazões Min/Med/Max mensais ao longo da série analisada (1999 a 2019). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023).

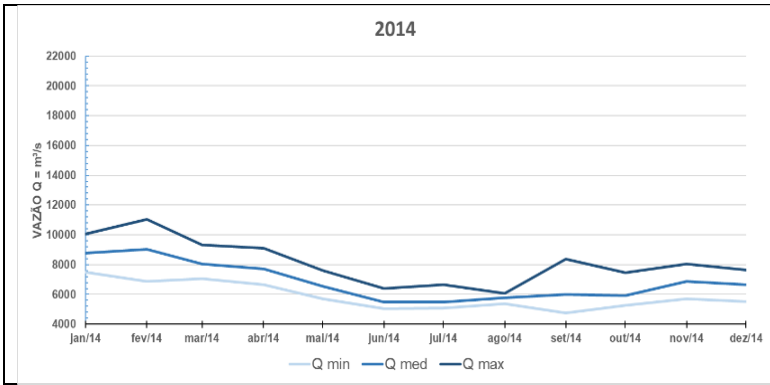
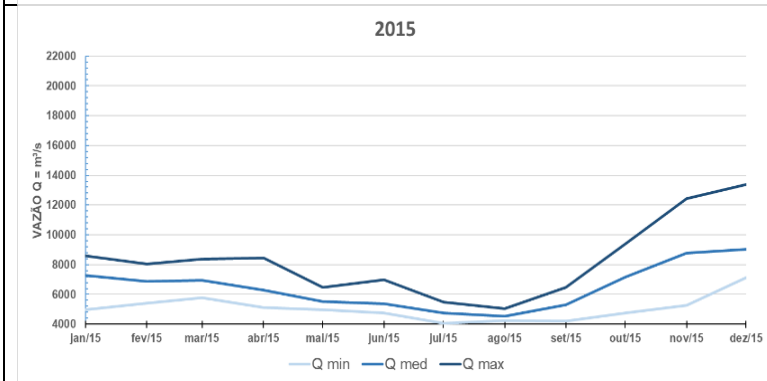
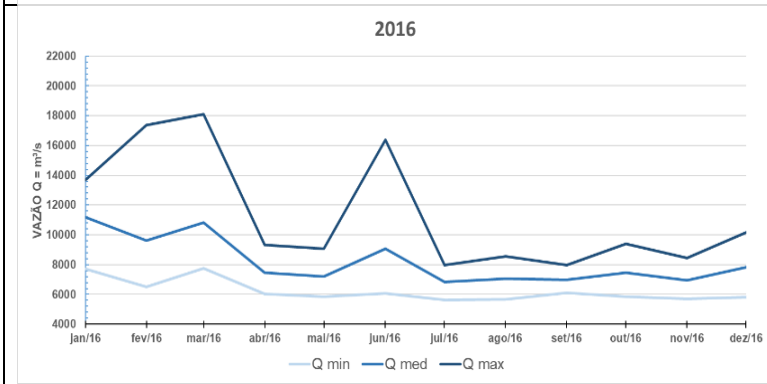
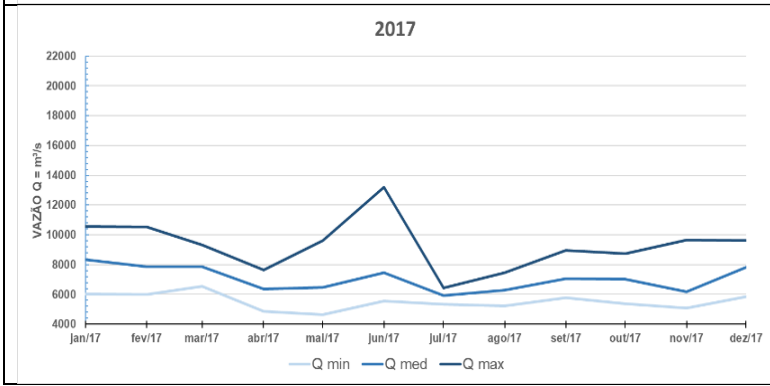
A análise dos dados hidrológicos produziu gráficos demonstrando o comportamento da hidrograma na estação Porto São José-PR, os dados diários de vazão e cota fluvial de 1999 até 2019 apontam situações baseadas em um padrão, mas também com eventos atípicos e comportamento distinto de um ano para o outro. No caso deste trecho analisado da planície do alto rio Paraná, as hidrogramas de cada ano com as mínimas, médias e máximas apresentam comportamentos parecidos em alguns anos, mas sempre com o nível de água variável. Observa-se como principal tendência a ocorrência sazonal de cheias entre os meses de dezembro e março. O pico destes eventos de cheia geralmente é no mês de fevereiro. O fim dos meses de cheia é intercalado por um período de vazante entre os meses de abril e novembro (Quadro 14).

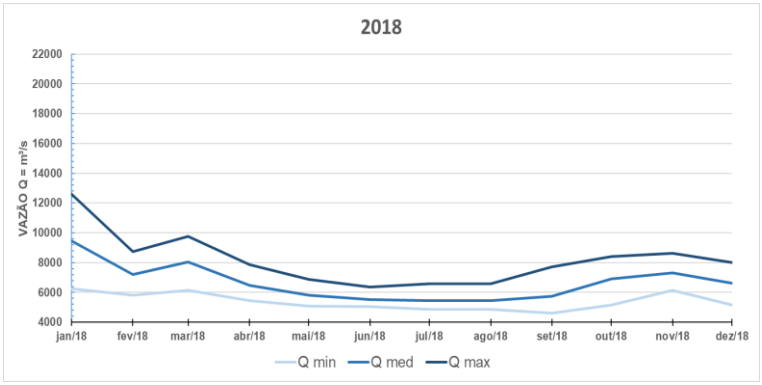
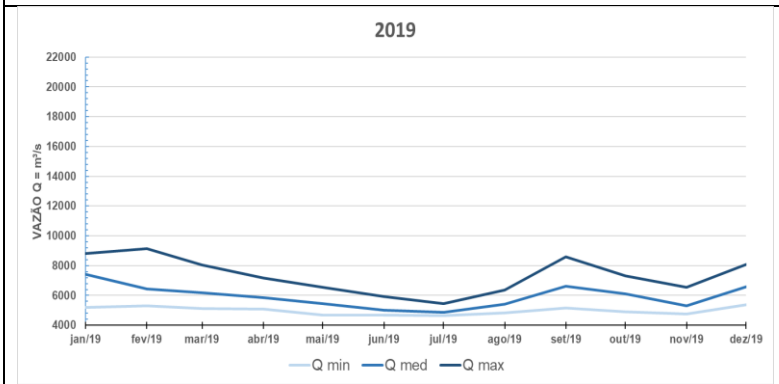
	**1999:** O fechamento completo da barragem de Porto Primavera afetou o volume de água que chegava à planície pelo canal principal do rio Paraná. As vazões começam com considerável amplitude, em seguida, ocorre afunilamento com redução das máximas. Entre julho e dezembro as vazões mínimas e máximas permanece entre 6.500 m³/s e 10.000 m³/s.
	**2000:** Alguns aspectos do regime hidrológico já apresentam efeitos perceptíveis da regulação da barragem nas descargas. As vazões máximas atingem o pico de cheia em março e se estabilizam próximas de 10.000 m³/s. As vazões mínimas sofrem uma redução um pouco mais acentuada entre os meses de junho e agosto.
	**2001:** Os efeitos de fenômenos climáticos afetam o nível de água. A primeira parte do ano apresenta mais amplitude entre os registros. A partir de junho se inicia um processo de escassez hídrica que afeta as mínimas, médias e máximas. As mínimas se estabelecem próximas a 5.000 m³/s, enquanto as máximas têm dificuldade para atingir níveis acima de 8.000 m³/s

	**2002:** O ano marca o retorno dos pulsos de inundação bem definidos. Os meses de fevereiro e março registram vazões máximas acima de 14.000 m³/s. A partir de abril tem início o marcado período de vazante, as vazões mínimas ficam rigorosamente no nível de 6.000 m³/s, enquanto as máximas ficam próximas de 8.000 m³/s.
	**2003:** A duração e permanência do pulso de inundação nos primeiros meses do ano é ampliada. O comportamento apresentado neste ano também é bastante semelhante ao ano anterior. Na fase mais intensa de vazante em maio e agosto, a amplitude dos registros é baixa, e nos últimos meses do ano (entre outubro e dezembro) ocorre leve oscilação do hidrograma
	**2004:** A amplitude da onda de cheia é mais restrita com o pico sendo registrado somente no mês de abril e vazões máximas acima de 12.000 (m³/s) até junho. Nota-se que a cheia foi deslocada até datas em meados do ano. Assim como nos dois anos anteriores, a vazão mínima é mantida acima de 6.000 m³/s e a fase de vazante é bem controlada
	**2005:** O início do ano indica uma brusca elevação das vazões médias e máximas. O mês de janeiro apresenta vazões muito altas, acima de 19.000 m³/s, indicando um grande pulso de inundação. A recessão do pulso de cheia se estende até abril, mantendo vazões superiores a 12.000 m³/s. A fase de vazante é muito bem definida entre maio e novembro.

	**2006:** O pulso principal é marcado entre fevereiro e abril (13.0000 m³/s a 14.000 m³/s). A intensidade e permanência desta onda de cheia é menor, entretanto, a sequência dos registros demonstra uma leve subida nas vazões médias e mínimas. As vazões máximas, por exemplo, registraram dias com nível de água próximo a 10.000 m³/s em meses como agosto.
	**2007:** Apresenta forte pulso de inundação nos primeiros meses do ano (acima de 18.000 m³/s). A diferença para a grande cheia de 2005, é o tempo de permanência de vazões máximas altas. O processo em questão consegue afetar até o comportamento das vazões médias e mínimas. A alta descarga registrada é interrompida em abril, onde os níveis retornam ao padrão.
	**2008:** O início do ano (meses de janeiro e fevereiro) é menos intenso, na sequência os meses de março e abril marcam o ápice de um pequeno e curto pulso de inundação (acima de 13.000 m³/s). A vazão máxima atinge o pico em abril, mas logo em seguida inicia uma queda gradual até dezembro, enquanto a vazão mínima apresenta maior estabilidade.
	**2009:** Os meses de fevereiro a abril marcam a fase de cheia com vazões acima de 12.000 m³/s. A fase de vazante é mais curta entre os meses de maio e agosto. Os últimos quatro meses apresentam o início de um pulso de inundação interanual. No caso das máximas os picos foram atingidos em outubro (acima de 15.000 m³/s) e em dezembro (acima de 18.000 m³/s).

	**2010:** As vazões máximas alcançam níveis acima de 20.000 m³/s em janeiro e fevereiro (maior onda de cheia da série). Após este pico se inicia o processo de regressão da onda de cheia. Ainda na primeira parte do ano ocorre uma recuperação ou repique da cheia em abril. A vazante iniciada em maio segue estável e com baixa amplitude entre as linhas (min/med).
	**2011:** A atividade nos primeiros meses é menos intensa entre janeiro e fevereiro e com aumento brusco da vazão média e máxima em março. As vazões máximas registram uma onda de cheia que atinge níveis próximos a 20.000 m³/s. A amplitude das vazões médias é menor em relação as máximas do que comparado as mínimas. Nos últimos meses as linhas voltam a sofrer leve aumento no fluxo.
	**2012:** O início do regime neste ano apresenta relativa amplitude entre as linhas de registros. A onda de cheia é muito menos intensa e a regressão das máximas é lento e gradual. No mês de junho um repique anômalo das máximas é registrado (acima de 14.000 m³/s). Os meses seguintes até o final do ano são considerados normais.
	**2013:** A dinâmica é semelhante ao ano anterior. No início do ano a intensidade da cheia é incipiente. A partir de março ocorrem oscilações atípicas das vazões máximas. Novamente em junho temos um repique do volume de água e as máximas sobem repentinamente (próximo de 14.000 m³/s).

	**2014:** Apresenta baixa intensidade nos volumes de água durante praticamente o ano inteiro. Uma leve fase de cheia é registrada entre janeiro e fevereiro (próximo a 11.000 m³/s). A amplitude entre as linhas é baixa, as mínimas e médias se alinham muito próximas entre junho e agosto. Em setembro, as mínimas atingem vazões menores que 5.000 m³/s.
	**2015:** Elementos de outra forte escassez hídrica são observados no ano. A primeira metade do ano não apresenta ondas de cheia. A partir de maio esta condição piora, as máximas ficam abaixo de 6.000 m³/s, as médias abaixo de 5.000 m³/s e as mínimas registram o menor nível da série (próximo de 4.000 m³/s). No final do ano houve subida nos níveis de média e máxima.
	**2016:** O pulso de inundação neste ano retorna aos grandes níveis de cheia (próximo de 18.000 m³/s). As máximas oscilam bem a sua amplitude em relação as outras linhas. Após uma descida comum das vazões entre abril e maio, ocorre novamente um repique atípico no mês de junho (próximo de 16.000 m³/s)
	**2017:** O padrão observado neste ano é muito parecido com o de 2013. Inicialmente as vazões não têm grande intensidade nos meses comuns de cheia (janeiro-março). As vazões mínimas oscilam levemente para baixo (entre 5.000 m³/s e 6.000 m³/s). Pela 4ª vez na série ocorre o repique das vazões máximas no mês de junho.

	**2018:** As cheias no regime em questão não apresentam grande intensidade e permanência. Apenas o mês de janeiro apresenta um pico de cheia considerável, porém bem curto, em março ocorre uma leve subida no nível de água. A partir de abril e até agosto, a amplitude entre as linhas é reduzida, por exemplo, as máximas que permanece abaixo de 7.000 m³/s neste período.
	**2019:** No último ano da série o padrão observado em 2018 é novamente registrado. A intensidade de um processo de vazante permanente no ano todo é ampliada, as máximas não conseguem registrar níveis acima de 9.000 m³/s. As médias atingem negativamente o nível de 5.000 m³/s, e as mínimas se mantêm estáveis próximas desse mesmo nível.

Quadro 14 – Hidrogramas de vazão mínima, média e máximas mensais por ano. Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

Neste estudo, a obtenção dos resultados da curva tem como foco o comportamento de todo o conjunto de dados (dias, meses e anos) se apoiando no conhecimento prévio da sazonalidade da área. Os resultados da permanência de vazões demonstram que em 50% do tempo ocorrem vazões acima de 7.967 m³/s. A duração de tempo total das vazões é fortemente influenciada por alguns anos mais secos, como, 2001, 2014, 2015, 2018 e 2019. As consequências desse comportamento refletem nos resultados que revelam a permanência de vazões acima de 5.611 m³/s (cota 1,57 aprox.) ocorrem em 95% do tempo. Em 185 dias da série, ou seja, 5% do tempo ocorrem vazões abaixo deste valor já mencionado. Observando minuciosamente a relação entre as vazões diárias e os momentos que estas descargas são igualadas ou superadas podemos concluir que a maior concentração é das classes em vazante e descarga média. Por exemplo, os dados extraídos das vazões dos 7.670 dias apontam que em 5% do tempo ocorrem descargas maiores que 12.300 m³/s; em 25% do tempo ocorrem vazões iguais ou acima de 9.000 m³/s; em 50% do tempo a permanência de vazões de no mínimo 7.967 m³/s (cota 2,77 aprox.) ou superiores; em 75% do tempo na permanência de vazões 7.144 m³/s (cota 2,31 aprox.), assim, demonstrando os principais níveis que são excedidos (Tabela 17).

Permanência	Vazão (m³/s)	Cota (m)
95%	5.611	1,57
90%	6.308	1,80
85%	6.675	2,03
80%	6.915	2,19
75%	7.144	2,31
70%	7.319	2,43
65%	7.489	2,52
60%	7.655	2,61
55%	7.817	2,69
50%	7.967	2,77

Tabela 17 – Permanência -x- vazões diárias de toda série. Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

O gráfico na figura 62 apresenta a curva de permanência das cotas e vazões fluviométricas registradas na estação de Porto São José entre 1999 e 2019. Apresenta a frequência com que determinadas cotas são atingidas ou superadas ao longo do período analisado. Três limiares hidrológicos estão destacados com linhas vermelhas tracejadas, indicando níveis críticos associados a diferentes estágios de conectividade: isolamento (limnofase), expansão da conectividade lateral e máxima inundação.

No caso das vazões, as mínimas abaixo de 7.000 m³/s foram frequentes em mais de 40% do tempo analisado, e em 100% do tempo vazões próximas e acima de 5.000 m³/s estavam presentes. As médias registraram vazões de 9.000 m³/s ou acima em até 30% do período observado e em 100% do tempo predominam vazões próximas a 6.000 m³/s; as máximas apresentam uma faixa mais ampla e indicam que as vazões acima de 11.000 m³/s permanecem em 30% do período, e em 100% do tempo são as vazões acima de 7.500 m³/s.

Os dados de permanência permitem estabelecer relações precisas com os diferentes regimes de vazão e comportamento das cotas observados ao longo do ano hidrológico. Com base nas curvas do gráfico, observa-se que a cota de 3,80 m (pulso de cheia) ocorre menos de 10% do tempo na atual dinâmica do rio Paraná. O espaço entre este valor de início das cheias e a cota que corresponde ao “pulso de secas” representa o regime regular do rio, esta condição esta ilustrada no achatamento da curva de permanência exatamente neste intervalo (Figura 59).

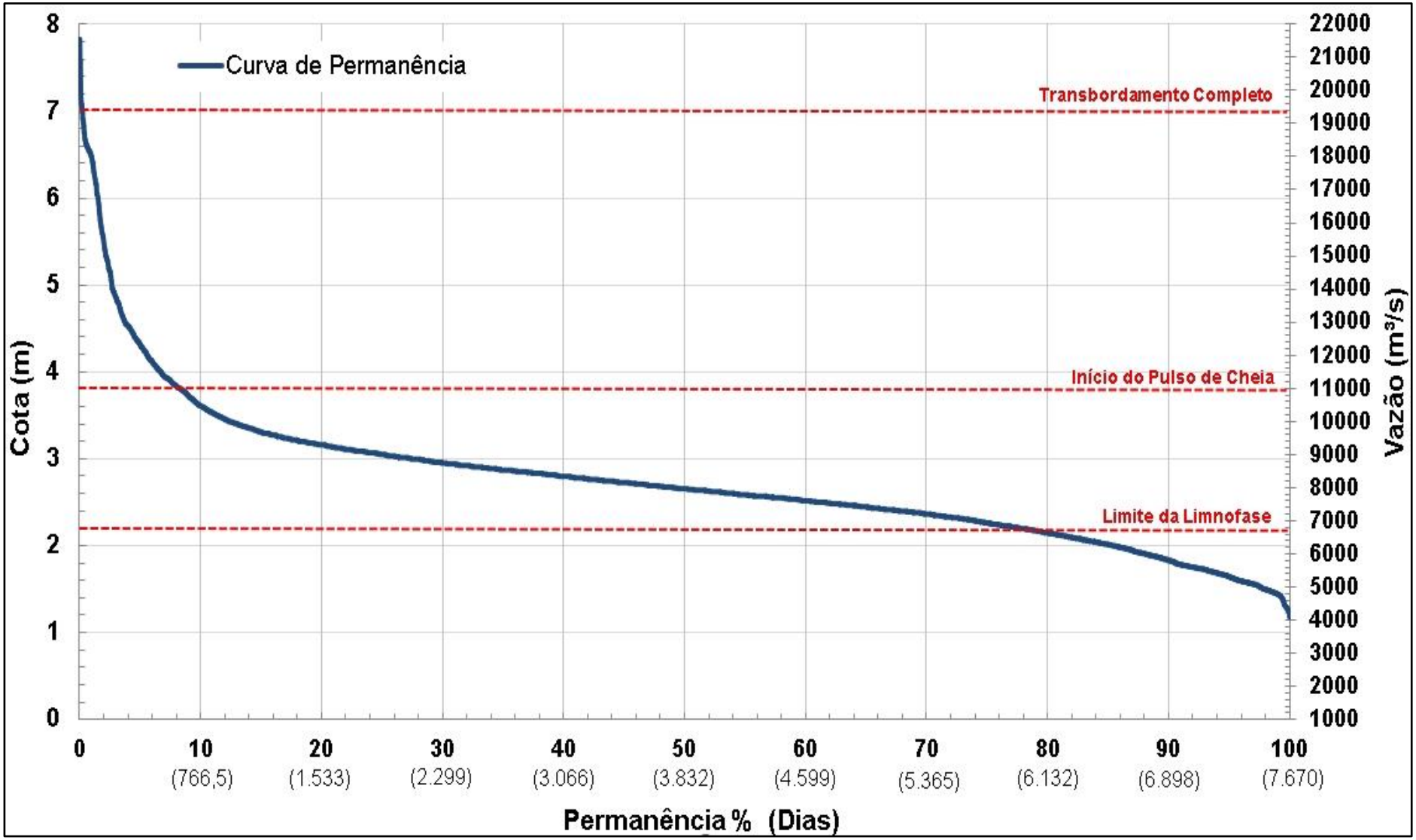


Figura 62 – Curva de permanência das vazões diárias no conjunto de dados estudado. Fonte: Est. Porto São José - ANA. (2023)

Os diagramas de quartil são resultados das variáveis hidrológicas, e demonstram a concentração e os valores extremos de uma distribuição de dados. Os retângulos em cada boxplot apresentam a faixa de amplitude interquatil para as vazões médias e a linha vertical com traços na base e o topo consistem nos limites inferior e superior do conjunto de dados (menor e maior valor das médias). A ferramenta permitiu a obtenção das tendências de distribuição e apresenta os respectivos comportamentos conforme a dinâmica das vazões médias.

Os anos de menor amplitude no conjunto das 12 médias (jan a dez) são: 2000 com a diferença de 541 m³/s (mín. até máx) e 445 m³/s (Interquartil); 2013 com a diferença de 1.642 m³/s (mín. até máx) e 977 m³/s (Interquartil). Para os anos de maior amplitude do conjunto temos o de 2007 com a diferença de 6.720 m³/s (mín. até máx) e 2.938 m³/s (Interquartil); 2010 com a diferença de 7.071 m³/s (mín. até máx) e 3.740 (Interquartil), se destaca também o fato dos anos com máximos mais altos (traço superior) serem alguns dos com maior registro de cheias (Tabela 18 e Figura 63).

Anos	Mínimo	1º Quartil (25%)	2º Quartil (50%)	3º Quartil (75%)	Máximo
1999	7.995	8.184	8.641	11.202	12447
2000	8.036	8.159	8.349	8.604	8.700
2001	5.377	5.478	6.220	7.602	8.953
2002	6.564	6.840	7.319	8.475	10.104
2003	7.160	7.669	7.804	9.165	10.781
2004	7.236	7.406	7.932	8.585	9.255
2005	6.930	7.363	7.771	10.042	13.004
2006	8.080	8.499	8.703	9.956	11.672
2007	7.646	7.827	8.471	10.765	13.916
2008	6.716	7.866	8.578	9.135	10.390
2009	7.383	8.087	9.491	10.339	10.556
2010	8.011	8.188	8.670	11.928	15.082
2011	7.758	8.347	8.718	10.322	11.713
2012	8.001	8.395	8.760	9.497	10.288
2013	7.302	7.621	8.062	8.598	9.263
2014	5.481	5.831	6.610	7.972	9.029
2015	4.530	5.324	6.567	7.260	9.028
2016	6.854	7.009	7.464	9.473	11.205
2017	5.930	6.315	7.044	7.857	8.346
2018	5.453	5.583	6.561	7.295	9.474
2019	4.866	5.320	5.992	6.543	7.416

Tabela 18 – Medidas descritivas dos diagramas de caixa para as vazões médias (m³/s). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

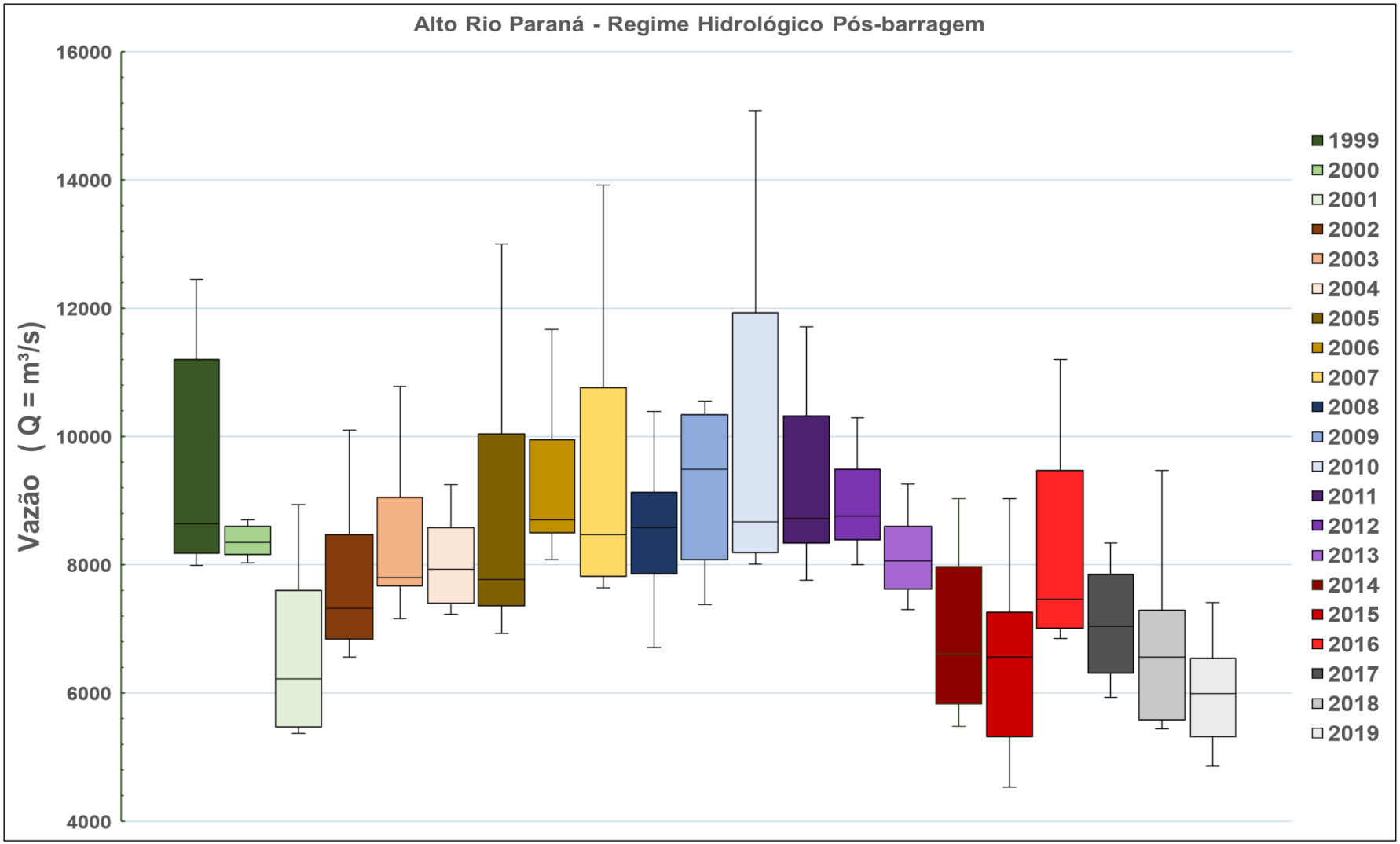


Figura 63 – Diagramas de caixa (Quartil) das vazões médias anuais na série estudada (Pós-barragem). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

Os resultados hidrológicos obtidos nesta pesquisa permitiram fundamentar, de forma empírica e adaptada à realidade do alto rio Paraná, a aplicação de classes de descarga já consolidadas na literatura — vazante, descarga média, margens plenas e máximo perímetro úmido — como ferramentas operacionais para descrever a dinâmica hidrológica e funcional da planície de inundação. A partir da análise de séries diárias de cota fluviométrica (1999–2019), foi possível quantificar com precisão a frequência, a duração e a permanência de cada uma dessas classes ao longo do ciclo hidrológico, permitindo sua associação direta com diferentes níveis de conectividade lateral entre o canal principal e os compartimentos da planície.

5.2.2 Estatísticas complementares do regime hidrológico

Aplicou-se estatística descritiva para representar variáveis e dados hidrológicos, com ênfase na análise das oscilações entre fases aquáticas e terrestres, que condicionam os ambientes em seus aspectos morfológicos e ecológicos. Os anos registrando as maiores cheias e vazões máximas mais elevadas (2007 e 2010), mostram a presença de grandes inundações nos meses mais chuvosos entre janeiro e março. O comportamento da distribuição dos dias de cheias revela que os picos de vazão ocorrem com grande magnitude e pouca permanência: janeiro de 1999; janeiro a fevereiro de 2005; março de 2011; e fevereiro e março de 2016.

A Tabela 19 apresenta os principais parâmetros estatísticos descritivos aplicados à série histórica de vazão e cota fluviométrica entre 1999 e 2019. Os anos de menor desvio padrão são 2000, 2004, 2012, 2013, 2017 e 2018, considerando a média dos dados de cada ano. Em contrapartida, os anos com conjunto de dados mais dispersos são 2007, 2009, 2010 e 2011. O ano de 2007 apresenta o regime de vazão mais irregular da série, com fortes flutuações e extremos. Em contraste, 2013 destacou-se por sua regularidade hidrológica, com variabilidade reduzida. A variância acompanha a tendência do desvio padrão. Esse comportamento estatístico indica que os valores anuais demonstram como os dados estão mais próximos ou mais distantes da média.

O coeficiente de assimetria indica que todos os anos apresentam assimetria positiva, e os dados mais simétricos são o de 2017, praticamente próximo a 0, e os menos simétricos em 2000 (2,4). Anos de alta assimetria indicam que grandes cheias

ou descargas anormais aconteceram poucas vezes, mas foram muito intensas. O coeficiente de variação foi mais alto nos anos de 2007 e 2010 e o mais baixo foi em 2000, estando nitidamente associados ao comportamento do desvio padrão. O coeficiente de variação (Cv) é, neste caso, o parâmetro mais sensível para identificar oscilações em relação à média anual, pois ele indica o quanto a vazão flutuou em relação à média. Além dos já mencionados, destacam-se ainda os anos de 2005, 2009, 2011 e 2015, igualmente marcados por alta variabilidade nas vazões. Esses anos indicam uma vazão muito irregular, com grandes picos e vales, isso pode estar associado a extremos climáticos e a influência das vazões do rio Ivinhema na margem direita (Tabela 19).

Anos	Desvio Padrão (σ)	Variância (s^2)	Coeficiente de Assimetria (Ca)	Coeficiente de Variação (Cv)
1999	1.919,9	3656134,9	1,2	18,3%
2000	1.001,7	1002747,3	2,4	5,9%
2001	1.391,1	2230025,4	0,8	19,1%
2002	1.686,4	2839580,1	1,4	18,1%
2003	1408,8	1979372,5	1,3	13,1%
2004	1.124,5	1261164	0,5	8,1%
2005	2.656,7	7039203,3	1,3	22,7%
2006	1.352,4	1824088,2	1,4	11,6%
2007	3390,6	11464832,6	2,0	33,1%
2008	1.413,6	1993060,7	0,9	14,7%
2009	2.402,5	5756426,5	1,9	21,7%
2010	3.343,6	11149021,7	1,5	30,8%
2011	2.611,1	6799503,2	2,3	24,5%
2012	1.179,9	1388468,1	0,6	7,6%
2013	1.075,2	1152878,4	0,4	7,4%
2014	1.341,6	1795044,9	0,6	18,2%
2015	1.682,9	2824381,1	0,4	22,5%
2016	2.217,6	4904377,4	1,1	19,1%
2017	1.347,2	1810048,9	0,1	11,5%
2018	1.447,8	2090520,3	1,1	18,3%
2019	982,7	963158,4	0,2	12,8%

Tabela 19 – Variáveis estatísticas do regime hidrológico no período estudado (Q média). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

Em relação aos dados de cota fluvial as variáveis hidrométricas seguem tendência semelhante à das vazões, com diferenças nos valores absolutos. A maior parte das variáveis apresenta reduções nos resultados, as principais mudanças ocorrem no desvio padrão e na variância. No caso do desvio padrão, os anos de

maior resultado continuam sendo os que apresentam também o maior registro de descargas, em 2007 e 2010. Da mesma forma, a variância das cotas (m) intensifica-se nos anos com cheias de maior magnitude, associado à permanência de dias com valores significativamente superiores ao da média anual. Os dois coeficientes extraídos do conjunto de dados apresentam diferenças que acompanham os novos valores obtidos no desvio padrão. O coeficiente de assimetria indica a redução de 0,1 a 0,3 nos seus resultados, demonstra que os dados de cotas fluviais são levemente mais simétricos em relação à média, e no coeficiente de variação ocorrem aumentos das porcentagens em todos os anos da série (Tabela 20).

Anos	Desvio Padrão (σ)	Variância (s^2)	Coeficiente de Assimetria (Ca)	Coeficiente de Variação (Cv)
1999	67,9	4506,4	1,1	20,3%
2000	20,3	414,4	2,3	6,9%
2001	57,8	3338,4	0,7	26,9%
2002	59,3	3514,6	1,3	22,1%
2003	45,2	2043,2	1,2	15,6%
2004	22,8	521,5	0,2	8,3%
2005	72,6	5277,2	1,2	23,5%
2006	42,3	1792	1,4	13%
2007	115,7	13383,1	1,9	33,8%
2008	52,9	2798,2	0,7	17,3%
2009	78,7	6197	1,7	23,4%
2010	113,5	12881,2	1,4	31,2%
2011	87,4	7632,8	2,1	25,3%
2012	28,8	830,9	0,5	9,1%
2013	25,8	664,1	0,3	9,1%
2014	56,7	3215,7	0,6	25,3%
2015	59	3485,8	0,1	26,3%
2016	62,6	3915,4	1,1	20,7%
2017	36,8	1350,8	0,1	14,3%
2018	52,2	2976,9	0,9	21,8%
2019	39,5	1561,1	0,2	19,5%

Tabela 20 – Variáveis estatísticas do regime hidrológico no período estudado (Cota média). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

A diferença nos valores do desvio padrão e do coeficiente de assimetria observados na série da estação Porto São José reflete aspectos importantes da variabilidade e da distribuição do regime hidrológico ao longo do período analisado. O desvio padrão elevado em certos anos, como 2007 e 2010, indica forte oscilação das cotas médias diárias ao longo do ano, o que pode estar associado à ocorrência

de eventos hidrológicos extremos, como cheias abruptas ou variações anômalas no controle hidrodinâmico do reservatório a montante. Já os valores altos de assimetria (por exemplo, 2,3 em 2000 e 2,1 em 2011) indicam uma distribuição não simétrica das cotas, com maior frequência de valores baixos e ocorrência pontual de valores muito altos (ou vice-versa).

5.3. Indicadores de conectividade hidrológica na planície do rio Paraná.

A categorização dos dados segundo as classes de descarga anteriormente mencionadas, permitiu descrever com maior precisão a dinâmica do pulso de inundação, evidenciar padrões de variabilidade interanual e identificar fases de supressão do regime natural. Além disso, tais classes forneceram um referencial técnico robusto para interpretar o grau de conectividade funcional da planície em diferentes contextos hidrológicos, servindo de base para inferências geomorfológicas, ecológicas e de manejo ambiental.

A Figura 64 evidencia a distribuição anual das classes de descarga entre 1999 e 2019, categorizadas em: vazante (em azul mais claro), descarga média (em azul médio), margens plenas (em azul escuro) e máximo perímetro (em azul mais escuro). O eixo Y representa o número de dias por classe em cada ano. Observa-se que, de 2017 a 2019, a condição de vazante foi dominante em mais de 90% do tempo. Nos anos de 2006 e 2007, a predominância de descarga média refletiu uma maior estabilidade hidrológica, reduzindo significativamente os períodos sob condição de vazante.

Eventos de margens plenas concentraram-se em anos como 1999, 2007, 2009 e 2010, enquanto a classe máximo perímetro ocorreu apenas pontualmente em 2010. A partir de 2013, há uma mudança no padrão, com aumento significativo da frequência de vazantes e redução das cheias. A tendência geral demonstra que depois de 2013, o padrão mudou: o número de dias em vazante aumentou muito e o número de eventos de cheia (margens plenas) diminuiu bastante.

Os resultados apresentados no próximo grafico evidenciam o efeito direto do controle hidrológico exercido pelo reservatório a montante, que promoveu alterações significativas no regime de descargas do rio Paraná. Observa-se um claro achatamento das vazões, caracterizado pela redução da variabilidade interanual e pela menor ocorrência de extremos hidrológicos, especialmente de grandes cheias.

Além disso, nota-se o aumento das vazões mínimas, uma vez que a operação do reservatório mantém descargas de base relativamente elevadas ao longo do ano, reduzindo a amplitude entre os períodos de estiagem e de cheia. Esse padrão confirma a forte regulação imposta pela barragem, que modifica a dinâmica natural de alternância entre vazante, descarga média e margens plenas, resultando em um regime mais estável, porém menos dinâmico do ponto de vista da conectividade hidrossedimentológica e ecológica da planície aluvial.

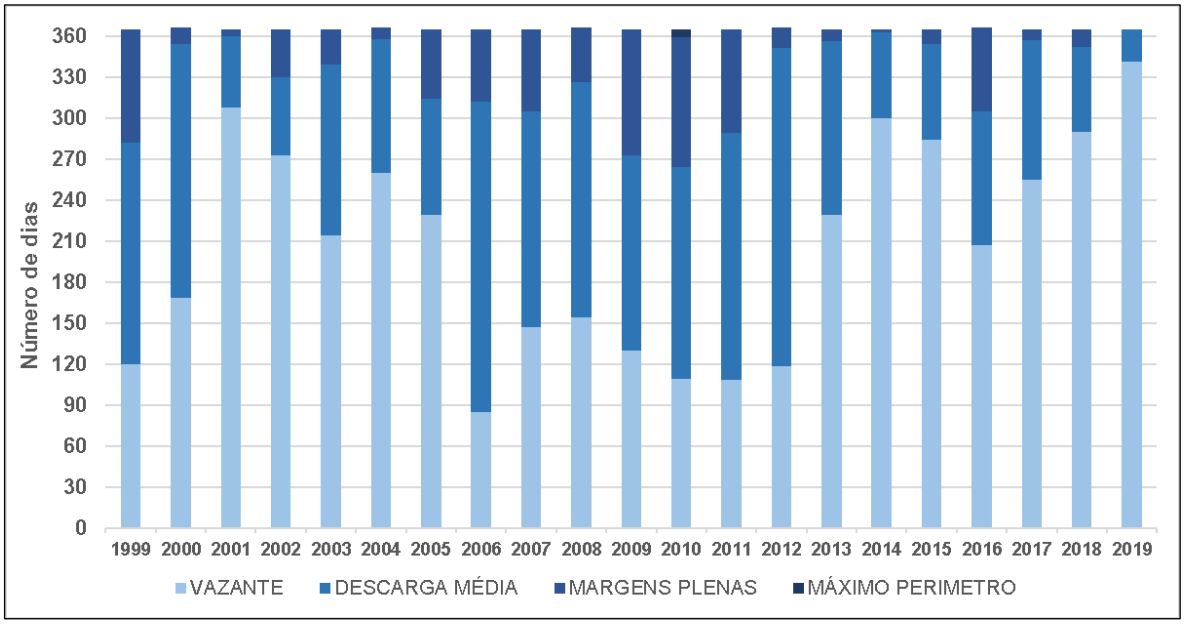
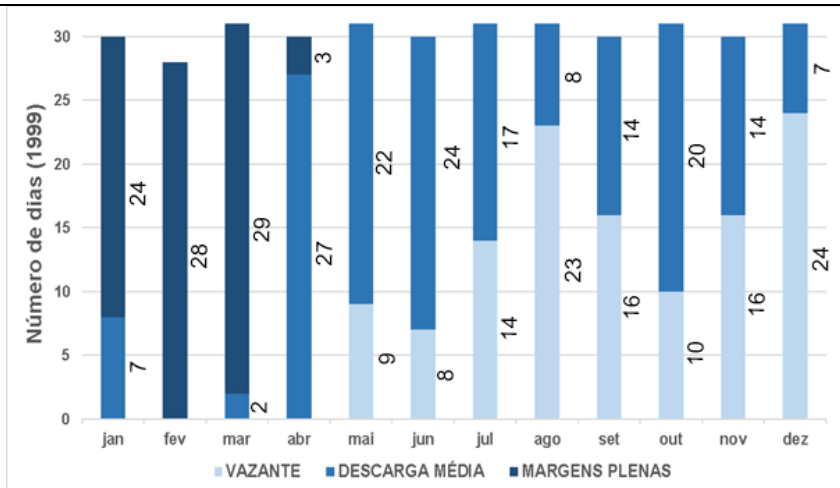
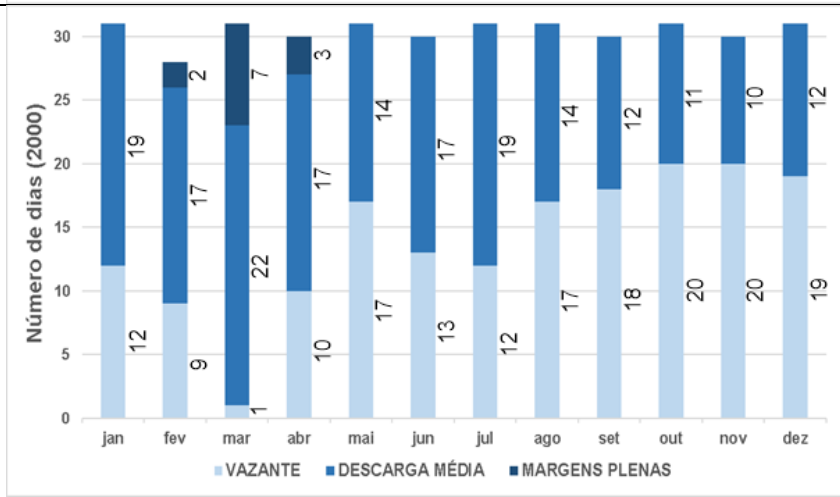


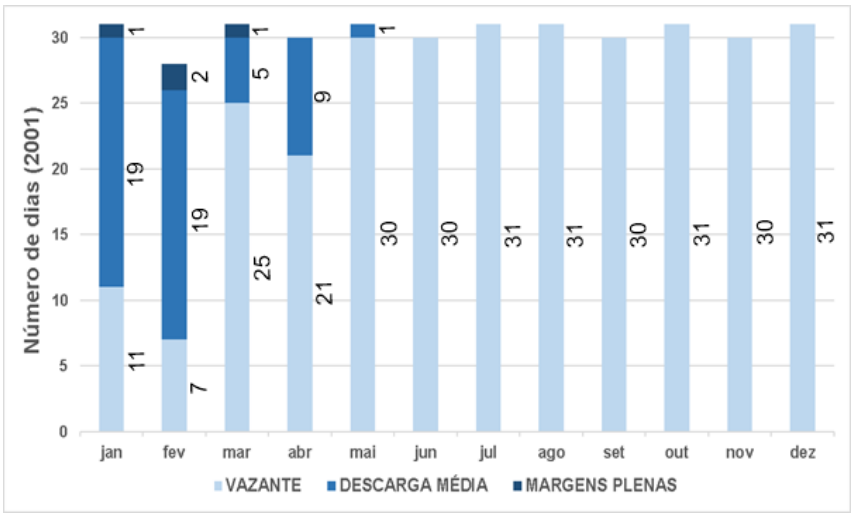
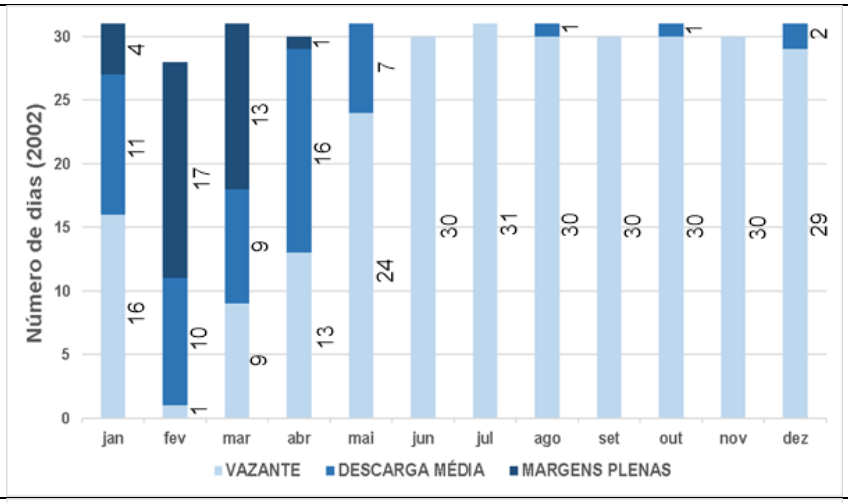
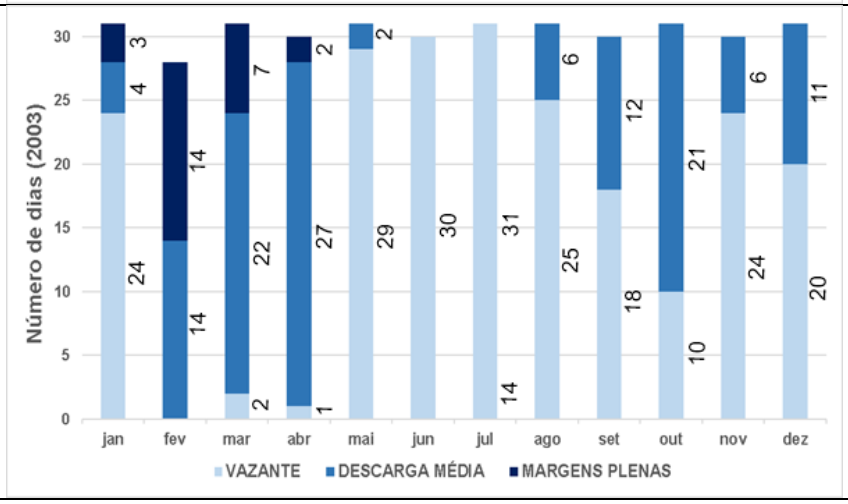
Figura 64 – Classes de descarga e sua frequência (ano). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2025). Organizado pelo autor (2025).

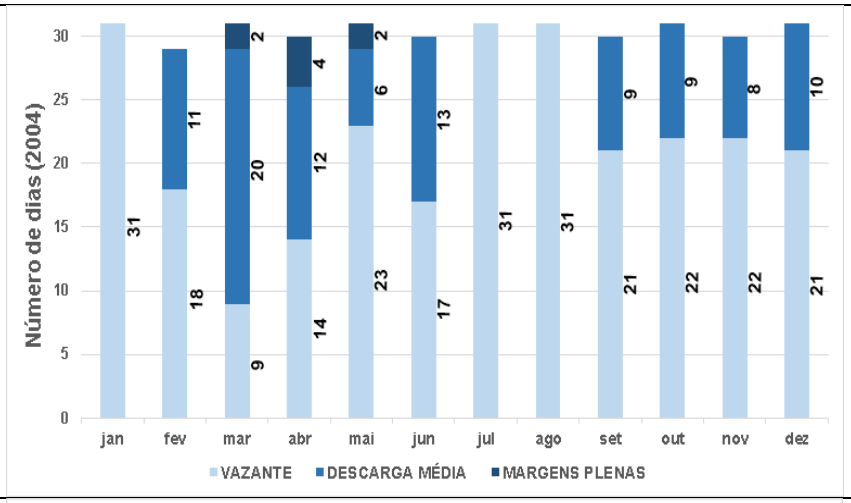
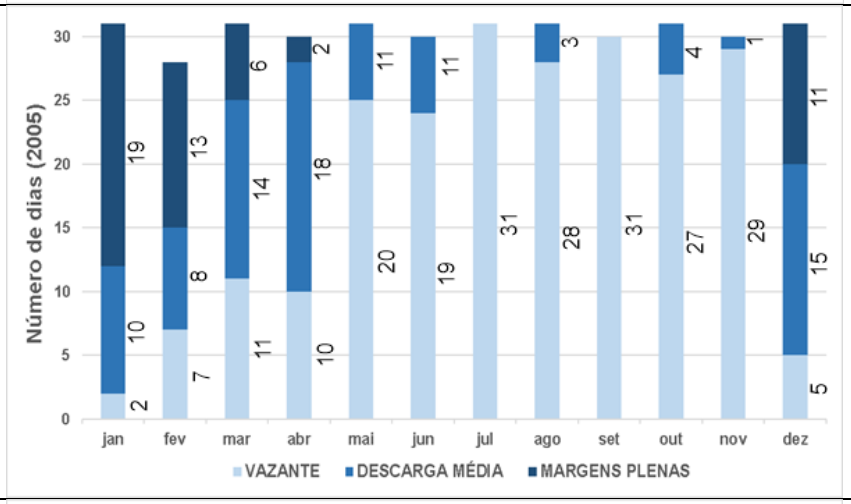
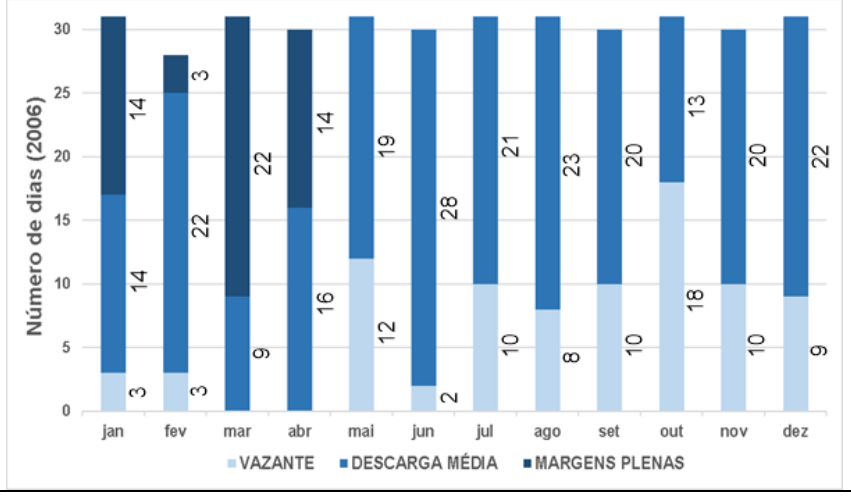
A seguir o quadro 15 apresenta os resultados que relacionam as variáveis de frequência/recorrência e permanência de dias em cada uma das classes de descarga no rio Paraná de 1999 a 2019. O número de dias que cada classe de descarga correu no mês. Nos primeiros anos (1999-2002), houve alternância entre descarga média e margens plenas, com destaque para pulsos de cheia duradouros, principalmente entre janeiro e março. Em 2001, registrou-se uma escassez hídrica significativa, com predominância de vazante em grande parte do ano. O período de 2005 a 2012 foi marcado por eventos intensos de cheia, como os de 2007 e 2010, onde se atingiram vazões elevadas superiores a 17.000 m³/s. Em 2006, 2007 e 2008, a descarga média passou a dominar, enquanto pulsos de cheia deslocaram-se temporalmente, como o observado em abril de 2008.

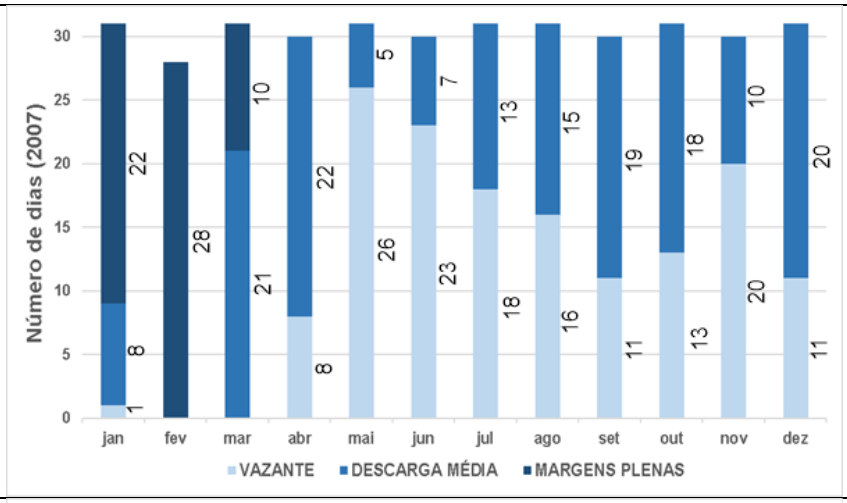
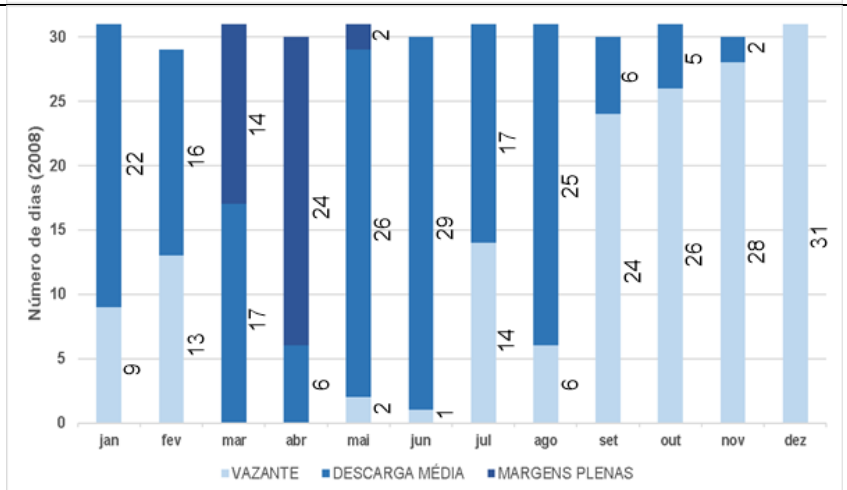
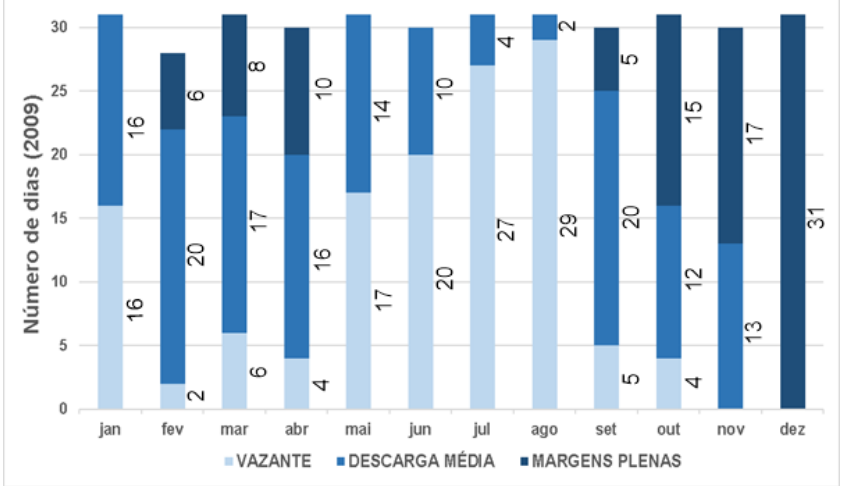
No final de 2009 e início de 2010, registraram-se eventos de máximo

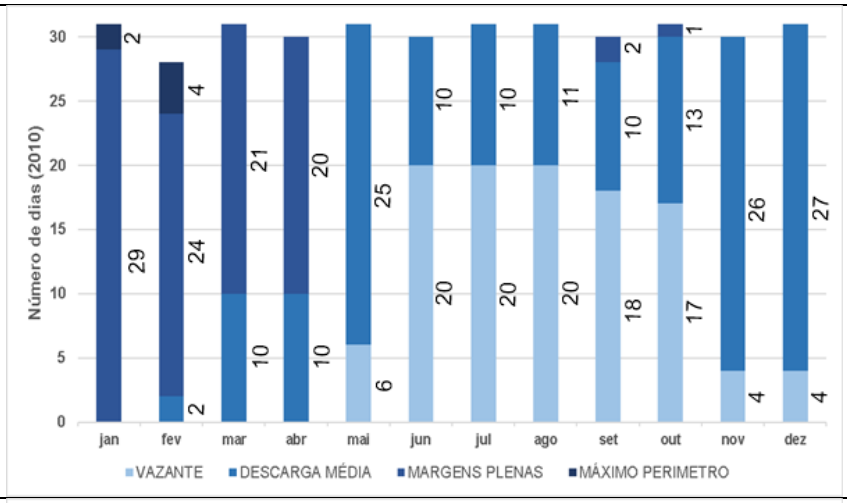
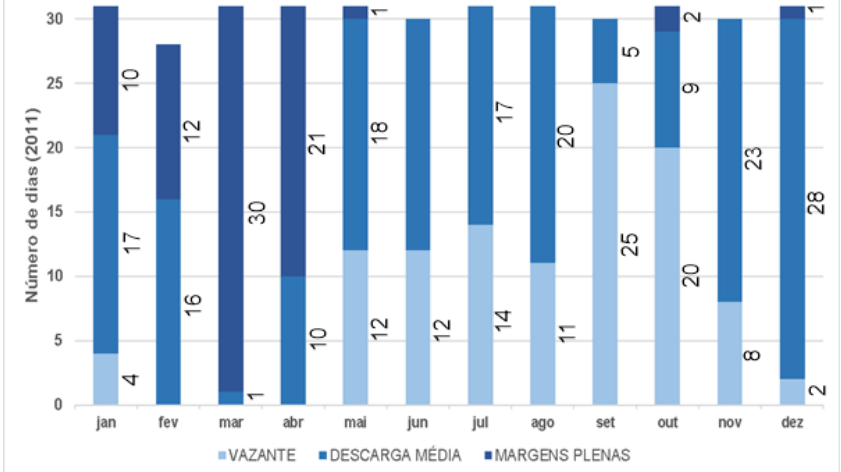
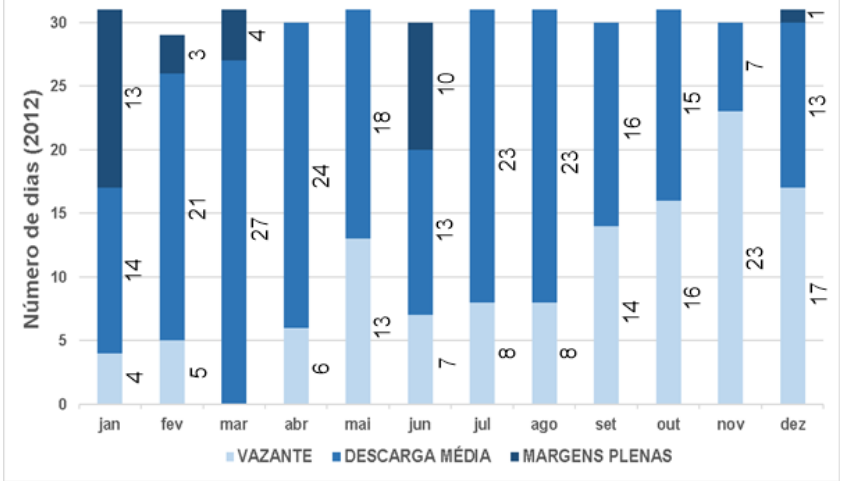
perímetro, evidenciando grandes cheias. Entre 2013 e 2015 iniciou-se uma transição para um regime mais seco, com forte predominância da vazante e escassez de margens plenas. Os anos de 2014 e 2015 foram extremamente secos, com mínimos históricos de vazão. De 2017 a 2019, o rio Paraná consolidou um regime de vazante extrema, com recordes de permanência em níveis baixos. O padrão geral revela uma tendência de aumento dos períodos de estiagem e uma redução significativa dos episódios de cheia, indicando possíveis mudanças no regime hidrológico.

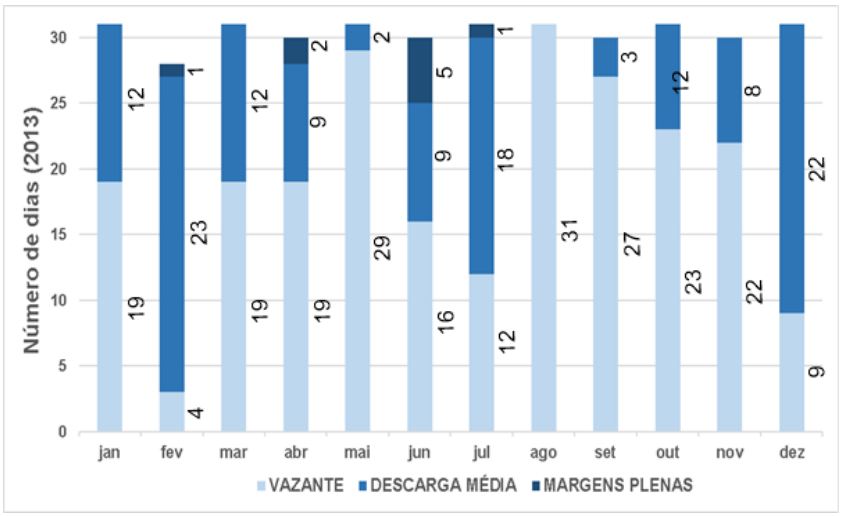
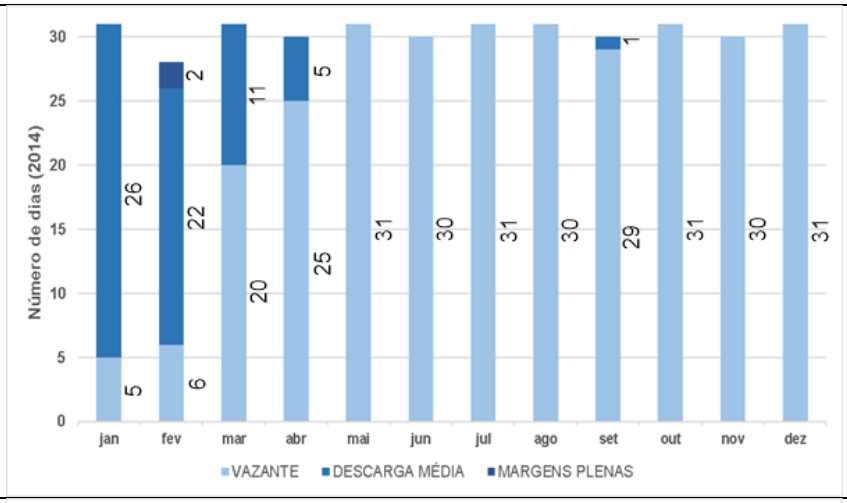
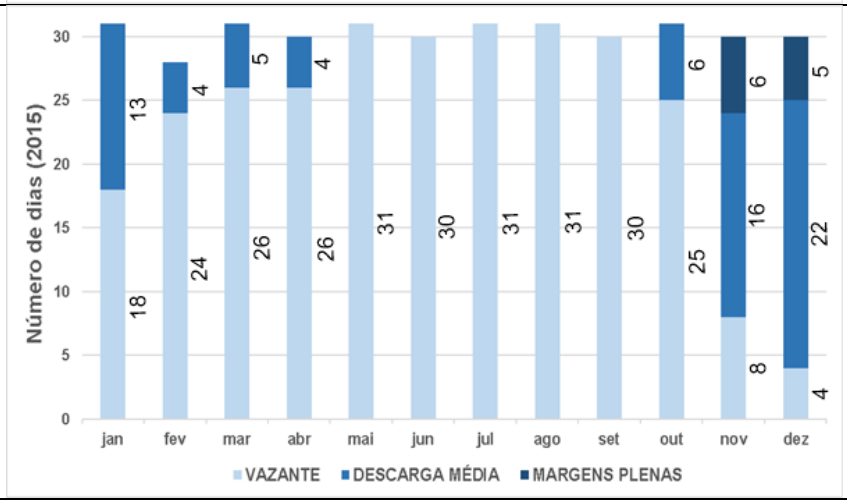
	**1999:** O padrão hidrológico predominante foi a condição de descarga média, totalizando 162 dias ao longo do ano — o que evidencia uma estabilidade no regime fluvial. O primeiro trimestre (janeiro a março) foi marcado pela ocorrência persistente de margens plenas, sinalizando conectividade lateral e ativação de setores altos
	**2000:** O regime hidrológico foi marcado por uma distribuição equilibrada entre descarga média e vazante, com 186 e 184 dias respectivamente, evidenciando um padrão bimodal bem definido. A descarga média foi a classe dominante em metade dos meses, mantendo uma frequência estável e contínua.

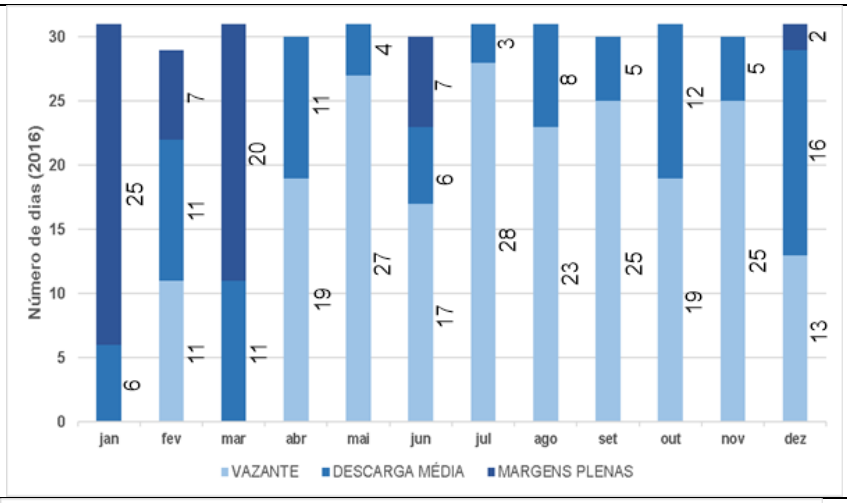
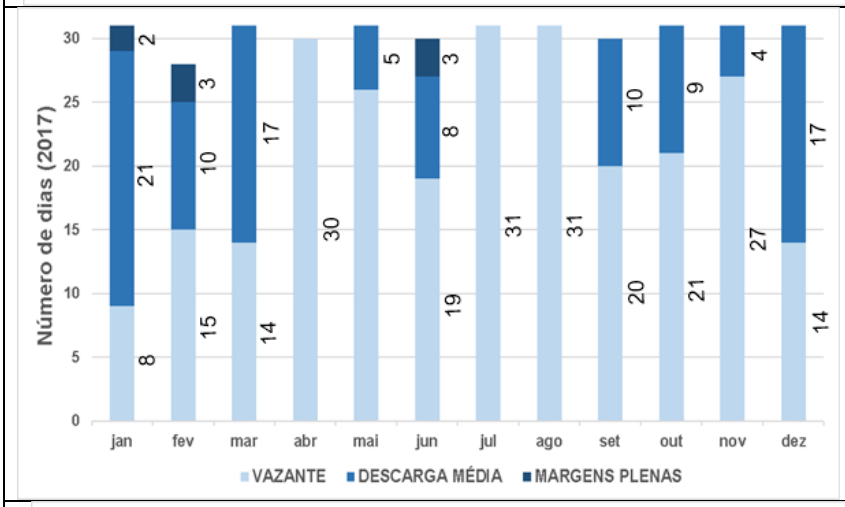
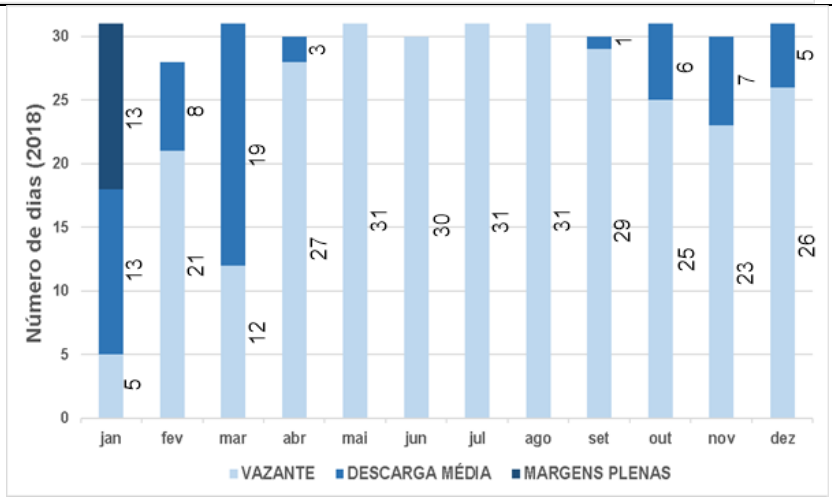
	**2001:** O ano foi marcado por um regime extremamente seco, evidenciado pela predominância absoluta de vazante, que ocorreu em 308 dias. Essa configuração reflete uma escassez hídrica severa, com impacto sobre a dinâmica fluvial. A ausência quase total de eventos de cheia é corroborada pela ocorrência de apenas 4 dias com margens plenas.
	**2002**: Embora a classe de vazante tenha permanecido como a condição hidrológica dominante, com 273 dias ao longo do ano, observa-se um comportamento mais dinâmico em comparação com 2001, marcado por um pulso de cheia mais expressivo concentrado no primeiro quadrimestre.
	**2003**: A condição de vazante manteve-se predominante totalizando 214 dias, o que reforça a permanência de um cenário hidrológico caracterizado por baixos níveis. No entanto, o primeiro quadrimestre apresentou um comportamento mais variável, com alternância entre as três classes.

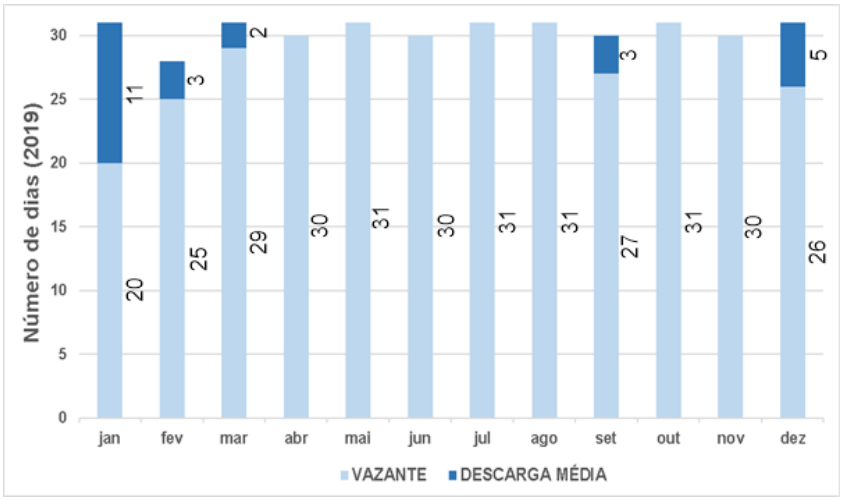
	**2004:** O volume de água começa baixo até apresentar dias de vazões altas entre março e abril. Este foi o janeiro com maior dias de vazante do período. A vazante foi predominante (260 dias). Houve alteração no padrão temporal das margens plenas, que se estenderam até junho, algo incomum em comparação com anos anteriores.
	**2005:** a condição de vazante foi amplamente dominante, com 229 dias no total, configurando um regime de baixa descarga durante a maior parte do ano. No entanto, os dois primeiros meses foram marcados por um pulso de cheia significativo, evidenciado pela expressiva ocorrência de dias com margens plenas.
	**2006:** Apresentou um comportamento hidrológico mais úmido em comparação aos anos precedentes, caracterizado por uma maior frequência de descargas fluviais intermediárias. A classe de descarga média foi a mais recorrente, totalizando 227 dias e se distribuindo de forma contínua ao longo dos doze meses do ano.

	**2007:** A classe de descarga média foi a mais recorrente, com 158 dias, refletindo um regime fluvial de intensidade intermediária e estável. Em fevereiro, ocorreu um pulso de cheia expressivo, com predominância de margens plenas durante todo o mês e registros de vazão superiores a 17.000 m³/s.
	**2008:** A classe de descarga média foi dominante, totalizando 172 dias, o que reflete um regime fluvial de intensidade moderada. Diferentemente do padrão sazonal típico, em que os pulsos ocorrem preferencialmente entre janeiro e março, o ano apresentou um deslocamento atípico do pico de cheia para o mês de abril.
	**2009:** A classe de descarga média predominou ao longo do ano, com 143 dias registrados. A distribuição das três classes ao longo dos meses evidencia a ocorrência de múltiplos eventos de transição, com destaque para a presença de margens plenas em diferentes períodos do ano.

	**2010:** Apresentou um comportamento hidrológico marcante, com predominância da classe de descarga média em 155 dias, acompanhada por eventos excepcionais de cheia nos primeiros meses do ano. Janeiro e fevereiro registraram as únicas ocorrências da classe "máximo perímetro" em toda a série analisada
	**2011:** Descarga média (181 dias) foi a classe mais recorrente, com margens plenas frequentes entre fevereiro e abril, reforçando padrão de cheia semelhante ao dos anos anteriores. A descarga média continuou predominante em 7 meses. Algumas cheias leves foram registradas nos últimos meses .
	**2012:** foi caracterizado pelo predomínio da classe de descarga média, que ocorreu em 235 dias, indicando um regime fluvial com predominância de vazões intermediárias e relativa estabilidade hidrológica ao longo do ano. Logo em janeiro, foram registradas descargas superiores a 11.000 m³/s, com ocorrência de margens plenas.

	**2013:** O regime hidrológico foi amplamente dominado pela vazante, com 229 dias no total, refletindo um período de retração sustentada dos níveis fluviais ao longo de todo o ano. Os eventos de margens plenas ocorreram de forma esparsa e pontual, sem consolidar um pulso contínuo. O único pico significativo dessa classe foi registrado em junho.
	**2014:** O ano foi marcado por um regime hidrológico amplamente seco, com predominância absoluta da classe de vazante, que totalizou 300 dias — um dos maiores valores de permanência desta condição em toda a série histórica. Os eventos de descarga média e margens plenas foram pontuais e restritos aos primeiros três meses do ano.
	**2015:** A condição de vazante permaneceu como o padrão hidrológico dominante, com 284 dias registrados, refletindo um regime severamente seco e com baixa variabilidade fluvial. A ocorrência de margens plenas foi pontual, restrita aos meses finais, sem continuidade suficiente para configurar pulsos significativos.

	**2016:** **A**presentou predomínio da classe de vazante, com 207 dias, configurando mais um período de baixa conectividade hidrológica. No entanto, diferentemente dos anos imediatamente anteriores, observou-se o retorno parcial das cheias no primeiro trimestre, quando ocorreram episódios com alternância entre as três classes .
	**2017:** Após o evento de cheia do ano anterior, as descargas associadas a vazante do rio Paraná são mais recorrentes nos últimos anos do recorte temporal analisado. Vazante (255 dias) foi o padrão dominante. Apenas três eventos curtos de margens plenas foram registrados, sinalizando declínio da conectividade lateral.
	**2018:** O mês de janeiro é marcado pela presença de dias com vazões nas três classes, incluindo um pequeno evento de margens plenas. Vazante (290 dias) manteve a dominância. O comportamento foi semelhante ao de anos como 2014 e 2015, níveis hidrométricos abaixo do padrão plurianual.

	**2019:** O ano apresentou o mais longo período de vazante, com 341 dias consecutivos abaixo da média, configurando um regime hidrológico de limnofase extrema. A ausência total de margens plenas ao longo dos 12 meses evidencia a completa supressão do pulso. A classe de descarga média foi registrada em 24 dias, pontual e distribuída em curtos intervalos.

Quadro 15 – Classes de descarga e sua frequência (mês/ano). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

A tabela apresenta a distribuição anual da frequência relativa de dias por classe hidrológica, considerando as quatro categorias. A observação do comportamento anual das frequências ajuda a determinar em que anos houve mais ou menos distribuição dos intervalos de vazões. Os resultados também reforçam a definição dos anos que apresentam regimes ordinários, extremos de vazante ou extremos de cheia. A tendência dominante ao longo da série é a prevalência da classe de vazante, que em vários anos ultrapassou 70% dos dias (com destaque para 2001, 2014 e 2019). Por outro lado, os anos apresentando maior proporção de dias em descarga média foram 2006, 2008 e 2012. Os eventos classificados como margens plenas, aparecem de forma esporádica e com baixa frequência, sendo mais significativos apenas em anos como 2007 e, 2010. A classe máximo perímetro é praticamente ausente em toda a série, reforçando a rarefação de inundações amplas.

As frequências representam o número de vezes que as classes determinadas aparecem nos dados. A soma de vazante e descarga média atinge 94,55% do tempo. Esse resultado evidencia a predominância de um regime de controle hidrológico, com baixa frequência de eventos extremos. A razão dias de vazante: dias de cheia é de 10,6, ou seja, para cada dia de cheia, existem mais de 10 dias de vazante.

A figura 65 apresenta um resumo da análise feita em todo o conjunto dos 7.670 dias nos 21 anos e revela a distribuição quantitativa destes dias em porcentagens. A classe vazante foi a mais frequente e corresponde a 4.345 dias,

representando 57,9% do tempo observado, indicando que o estado predominante do rio é de vazão em declínio ou níveis baixos. A descarga média foi registrada em 2.560 dias, equivalendo a 36,70% dos registros, caracterizando a condição de estabilidade ou escoamento regular do rio. Já a ocorrência de cheia é a menos frequente, com apenas 759 dias registrados em margens plenas, totalizando 5,45% e somente 6 dias em máximo perímetro úmido, totalizando 0,08%. A tendência geral revela um sistema com relativa regularidade, mas com sinais de variabilidade na frequência relativa.

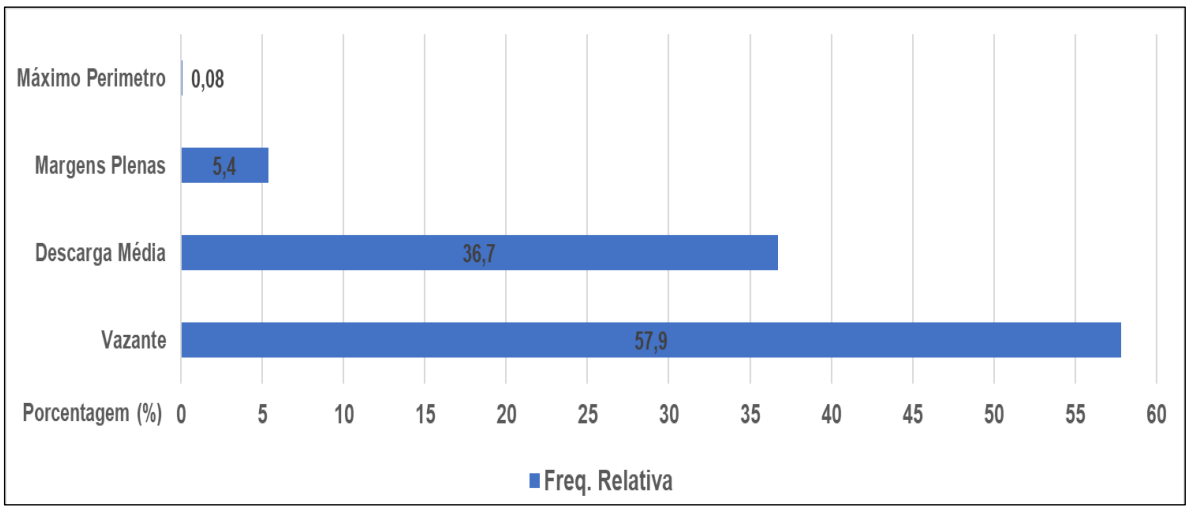


Figura 65 – Frequência relativa das classes hidrológicas na série completa (1999 a 2019). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Uma breve análise com foco no principal resultado das frequências relativas, ou seja, o predomínio de descargas em vazante colabora para a compreensão do comportamento do rio nesta fase. O gráfico a seguir representa um histograma das vazantes extremas na estação fluviométrica de Porto São José ao longo da série histórica de 1999 a 2019, gerado pelo software Pulso. O critério utilizado para identificar esses eventos foi a ocorrência de cotas inferiores a 2,18 m, valor adotado como limiar para caracterizar condições de seca hidrológica severa ou limnofase (Figura 66).

Essa distribuição evidencia que, embora as vazantes extremas sejam recorrentes, elas tendem a ser de curta duração. Fato que pode atenuar os impactos ecológicos diretos, mas ainda assim representa um importante indicativo de stress hidrológico para o sistema fluvial e a planície de inundação. Observa-se que os meses de janeiro a abril possuem quase nenhum evento de vazante extrema, isso

reforça a predominância pluviométrica do trimestre úmido. Por outro lado, os meses de junho a setembro mostram aumento expressivo no número de dias com cotas abaixo do limiar, evidenciando a sazonalidade do rebaixamento do nível do rio. Essa análise permite identificar os períodos mais críticos para a conectividade hidrológica da planície.

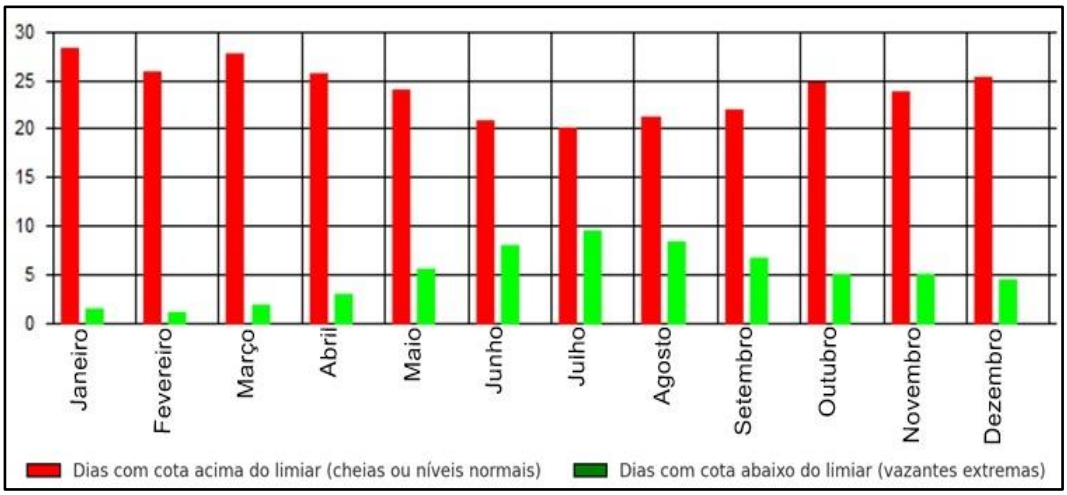


Figura 66 – Duração mensal de dias com vazantes (secas) extremas (Cota < 2,18 m) e níveis normais para toda a série. Fonte: Est. Porto São José – ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

A Tabela 21 apresenta uma análise detalhada dos eventos hidrológicos extremos ocorridos entre os anos de 1999 e 2019, com base em dados da Estação Fluviométrica de Porto São José (ANA, 2024). O foco está na identificação e quantificação dos pulsos de cheia (nível > 3,80 m) e dos pulsos de seca (nível < 2,18 m), bem como na caracterização de sua frequência, duração e distribuição anual. Os dados evidenciam variações significativas no regime hidrológico ao longo das duas décadas analisadas, revelando padrões de recorrência e ausência de eventos críticos, o que é fundamental para a compreensão da dinâmica da planície de inundação do alto rio Paraná.

A análise evidencia oscilações marcantes na frequência, duração e distribuição dos pulsos de cheia e de seca ao longo do período analisado, permitindo caracterizar três fases distintas no comportamento hidrológico. De forma geral, os dados apresentados até este momento evidenciam uma transição de um regime fluvial funcional, com múltiplos pulsos bem definidos, para um sistema hidrologicamente alterado e com crescente recorrência de secas prolongadas.

Entre 1999 e 2005, observa-se uma fase de maior variabilidade e frequência de pulsos de cheia. Anos como 1999, 2005 e 2006 apresentaram eventos longos e com elevada permanência (71, 32 e 20 dias, respectivamente), refletindo forte conectividade lateral da planície e maior ativação das feições de inundação. A presença recorrente de múltiplos pulsos, incluindo combinações de eventos curtos e longos, sugere um sistema ainda pouco rigidamente controlado por regulação a montante, com influência direta das chuvas sazonais.

Anos	Pulsos de cheia (> 3,80 m)	Pulso de seca (< 2,18 m)	N°. de eventos (dias)	Permanência máxima (Cheia/Seca)	Frequência dos pulsos de cheia (Distribuição)
1999	2	0	83 / 1	71 dias / –	Um pulso bem longo seguido de um pulso curto
2000	1	0	13 / 1	11 dias / –	Um pulso curto
2001	0	4	5 / 220	– / 99 dias	Ausência de pulso
2002	2	2	35 / 94	14 dias / 33 dias	Dois pulsos curtos
2003	3	1	26 / 21	9 dias / 8 dias	Três pulsos curtos
2004	0	0	8 / 26	– / –	Dias dispersos (ausência de pulso)
2005	3	0	51/ 20	32 dias / –	Um pulso longo e dois pulsos curtos
2006	3	0	53 / –	20 dias / –	Um pulso longo e dois pulsos curtos
2007	1	0	60 / 1	60 dias / –	Um pulso bem longo
2008	2	1	40 / 18	19 dias / 7 dias	Um pulso curto seguido de um pulso longo
2009	4	0	92 / 2	31 dias / –	Três pulsos curtos e um pulso longo
2010	3	0	101 / –	29 dias / –	Dois pulsos longos e um pulso curto
2011	3	0	76 / –	51 dias / –	Um pulso curto e um pulso longo
2012	2	0	32 / –	17 dias / –	Um pulso longo e um pulso curto
2013	0	0	9 / –	– / –	Dias dispersos (ausência de pulso)
2014	0	7	2 / 189	– / 64 dias	Ausência de pulso
2015	0	5	11 / 177	– / 93 dias	Dias dispersos (ausência de pulso)
2016	3	0	61/ 20	25 dias / –	Dois pulsos longos e um pulso curto
2017	0	4	8 / 109	– / 21 dias	Dias dispersos (ausência de pulso)
2018	1	4	13 / 157	12 dias / 42 dias	Um pulso curto
2019	0	6	1 / 236	– / 89 dias	Ausência de pulso

Tabela 21 – Pulsos de inundação e frequência/intensidade hidrológica (1999 a 2019). Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

Em termos gerais, observa-se uma predominância de anos com maior frequência de pulsos de cheia em relação aos de seca, especialmente entre 2005 e 2012, período marcado por sucessivos anos com dois ou mais eventos de cheia. Destacam-se os anos de 2009 e 2010, com quatro e três eventos, respectivamente, com permanências que chegam a até 101 dias de cheia contínua (2010). Tais eventos contribuem para a recarga de lagoas, a conexão entre habitats aquáticos e o transporte de sedimentos e nutrientes, desempenhando papel essencial na manutenção da funcionalidade ecológica da planície.

Por outro lado, há anos marcados por intensos eventos de seca, como 2001, 2014, 2015, 2017, 2018 e 2019, em que a ocorrência de pulsos de cheia foi ausente ou muito reduzida. Em especial, os anos de 2014 e 2015 chamam atenção por apresentarem sete e cinco pulsos de seca, com permanências de até 93 dias abaixo do limiar crítico. A persistência de níveis hidrométricos baixos por longos períodos pode indicar fases prolongadas de desconexão lateral e vertical entre o canal principal e a planície, comprometendo a biodiversidade aquática e os processos geomorfológicos de sedimentação e alagamento.

A alternância entre anos com cheias expressivas e anos com predomínio de secas revela a forte variabilidade interanual do regime fluvial, indicando um sistema sensível às mudanças climáticas e aos usos da água a montante. Além disso, a análise da duração dos eventos mostra que os pulsos de cheia tendem a ser majoritariamente curtos (menos de 15 dias), embora alguns anos apresentem episódios longos e contínuos, como em 2007 (60 dias) e 2011 (51 dias). Esse padrão é crucial para o entendimento da frequência de transbordamento das margens e da ativação de áreas úmidas adjacentes.

A tabela 22 traz uma análise do **tempo de retorno** (Tr) associado às dez maiores e menores vazões registradas em diferentes anos, evidenciando a frequência e a magnitude dos eventos extremos na série hidrológica analisada. As maiores vazões variam de 14.057 m³/s a 21.539 m³/s, enquanto as menores oscilam entre 4.080 m³/s e 6.208 m³/s (Tabela 22). O evento de maior vazão ocorreu em 2010, com um tempo de retorno estimado em 22 anos, indicando um evento raro e de grande intensidade. Da mesma forma, a menor vazão extrema foi registrada em 2015, também com um tempo de retorno de 22 anos, representando uma seca expressiva e incomum. Observa-se que os tempos de retorno diminuem

gradualmente conforme a posição na tabela. Vazões com tempos de retorno entre 2,2 e 5,5 anos indicam eventos mais recorrentes, tanto de cheias quanto de estiagens, caracterizando o comportamento típico do regime hidrológico local. A presença de anos como 2002 e 2016 em ambas as colunas (máximas e mínimas) revela a variabilidade hidrológica, onde o mesmo período pode registrar tanto picos de cheia, quanto episódios de vazão reduzida.

Posição	Ano	Vazão Máxima	Tempo Retorno	Ano	Vazão Mínima	Tempo Retorno
1	2010	21.539 m³/s	22 anos	2015	4.080 m³/s	22 anos
2	2011	19.827 m³/s	11 anos	2018	4.600 m³/s	11 anos
3	2005	19.705 m³/s	7 anos	2001	4.637 m³/s	7 anos
4	2007	18.591 m³/s	5 anos	2019	4.660 m³/s	5 anos
5	2009	18.318 m³/s	4 anos	2017	4.660 m³/s	5 anos
6	2016	18.092 m³/s	3,6 anos	2014	4.750 m³/s	3,6 anos
7	1999	16.728 m³/s	3 anos	2016	5.650 m³/s	3 anos
8	2002	14.572 m³/s	2,7 anos	2002	6.041 m³/s	2,7 anos
9	2012	14.544 m³/s	2 anos	2004	6.187 m³/s	2 anos
10	2006	14.057 m³/s	2 anos	2003	6.208 m³/s	2 anos

Tabela 22 – Tempo de retorno das maiores e menores vazões nos 10 principais anos. Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

Os resultados relacionados a conectividade também foram interpretados pela variação do índice sazonal para os dados de vazão e cota ao longo dos meses da série histórica, evidenciando o comportamento típico do regime hidrológico da região estudada (Tabela 23). Os dados evidenciam uma clara sazonalidade, com destaque para o período chuvoso e o período seco. Nos meses de janeiro a março, observa-se os maiores valores médios de vazão, variando entre 9.677 m³/s e 9.944 m³/s, acompanhados por índices sazonais superiores a 1,17. Esse padrão revela que esses meses registraram vazões 17% a 20% acima da média anual.

A variável cota segue comportamento semelhante, com níveis médios mais altos entre janeiro e março, atingindo 3,56 metros em fevereiro, e índice sazonal de 1,23, o maior da série para esta variável. Esse cenário hidrológico confirma a elevação significativa do nível do rio no período de cheia. O desvio padrão da cota também é mais elevado nesse trimestre, reforçando a ocorrência de flutuações acentuadas no nível da água. A partir de abril, há uma redução progressiva tanto na vazão quanto na cota, marcando a transição para o período seco. Os menores valores médios são registrados entre julho e setembro, com vazões em torno de

7.172 a 7.409 m³/s e cotas variando entre 2,44 e 2,56 metros. Os índices sazonais nesse intervalo ficam abaixo de 0,90, indicando que esses meses apresentam condições hidrológicas 10% a 15% abaixo da média anual.

Mês	Média (Vazão)	Desv. Padrão	Índice Sazonal	Média (Cota)	Desv. Padrão	Índice Sazonal
Jan	9.772 m³/s	3067,2	1,18	3,53	1,11	1,21
Fev	9.944 m³/s	3153,3	1,20	3,56	1,11	1,23
Mar	9.677 m³/s	2694,6	1,17	3,50	0,98	1,20
Abr	8.732 m³/s	2039,8	1,05	3,09	0,77	1,07
Mai	7.556 m³/s	1269,9	0,91	2,61	0,50	0,90
Jun	7.653 m³/s	1770,3	0,92	2,66	0,71	0,91
Jul	7.172 m³/s	1436,8	0,87	2,44	0,59	0,84
Ago	7.208 m³/s	1347,8	0,87	2,46	0,56	0,85
Set	7.409 m³/s	1306,1	0,90	2,56	0,55	0,88
Out	7.727 m³/s	1365,1	0,93	2,70	056	0,93
Nov	7.670 m³/s	1362,3	0,93	2,64	0,56	0,92
Dez	8.350 m³/s	2105,7	1,00	2,94	0,81	1,02

Tabela 23 – Variação do índice sazonal registrado para o conjunto de meses da série. Fonte: Est. Porto São José - ANA (2023). Organizado pelo autor (2025).

5.3.1 NDWI: Resultados da espacialização de áreas úmidas.

As análises a seguir sintetizam os principais resultados obtidos com a aplicação do índice NDWI em distintas condições hidrológicas e datas selecionadas ao longo da planície de inundação do alto rio Paraná. Para tornar os resultados comparáveis e reprodutíveis, foram adotadas classes padronizadas de valores do NDWI, estabelecidas a partir da literatura e de testes preliminares: 0,0 – 0,2: água permanente (lagoas e canais), solos úmidos/saturação inicial; 0,2 – 0,4: água permanente (lagoas e canais), áreas alagadas e encharcadas; 0,4 – 0,6: lâmina d'água consolidada em determinadas superfícies; >0,6: Inundação ampla e lâmina d'água extensa.

A padronização dessas classes possibilitou a análise comparativa entre diferentes datas e setores da planície, assegurando consistência na interpretação temporal e espacial. A interpretação foi conduzida com base nas faixas positivas do NDWI, permitindo identificar padrões espaciais associados aos regimes de vazante, descarga média e margens plenas. A análise espacial do NDWI foi ampliada para além da simples relação entre área inundada e nível hidrométrico, incorporando

métricas morfométricas e classes hidrológicas funcionais. A avaliação morfométrica das manchas de água (número, área em km² e conectividade) possibilitou identificar mudanças na organização espacial da inundação ao longo do gradiente de cotas. Os mapas completos com os resultados NDWI encontram-se organizados em anexo para consulta detalhada (Ver Anexos).

Os resultados também apresentam o cruzamento das respostas NDWI com as classes hidrológicas do rio (vazante, descarga média, margens plenas e máximo perímetro úmido), conforme definidas a partir da série histórica da estação fluviométrica Porto São José. Observou-se que em anos de vazante, predominam manchas exclusivamente associadas a água permanente em canais e lagoas com baixa conectividade ao canal principal. Em condições de descarga média, há ampliação moderada das áreas úmidas, sobretudo ao longo dos canais secundários e paleocanais, com tendência de conectividade parcial. Em margens plenas, ocorre forte expansão das áreas alagadas em setores mais baixos e de lâmina com conexão evidente entre lagoas marginais. Em eventos de máximo perímetro úmido, há generalização do alagamento, com coalescência de manchas, redução da variância morfométrica e aumento expressivo da conectividade lateral em toda a planície.

O conjunto de tabelas apresentadas nesta seção representam a distribuição da área por intervalos de NDWI em distintos momentos e setores (montante e jusante), revelando os efeitos hidrológicos sobre a conectividade lateral e a dinâmica de alagamento. Os resultados foram organizados por data e condição fluvial, e essas informações contribuem para a compreensão integrada do funcionamento hidrológico da planície. A partir da espacialização de imagens de satélite Landsat para diferentes períodos e condições hidrológicas, foi possível a quantificação da extensão das áreas úmidas e a caracterização de seus distintos graus de conectividade lateral.

A situação observada indica que os dados quantitativos derivados das manchas positivas de NDWI, referentes às áreas com presença de água ou solo saturado, concentram-se majoritariamente sobre as superfícies hídricas permanentes da região. Em alguns casos, os maiores valores de área identificada correspondem às lâminas d’água do rio Paraná e de seus principais afluentes na área de estudo, como os rios Ivinhema, Baía e os canais secundários associados. Essa predominância sugere que, em determinadas datas, o índice NDWI responde de forma mais expressiva à presença de corpos hídricos contínuos e profundos, com

forte assinatura espectral, do que às áreas de inundação difusa sobre a planície.

Esses resultados reforçam que o NDWI não apenas identifica áreas de solo encharcado e corpos d'água, mas também responde de forma consistente à variabilidade hidrológica do rio Paraná, refletindo as condições de vazante, médias e cheias. A incorporação de métricas morfométricas fortalece a interpretação geomorfológica, permitindo distinguir feições estruturais da planície (paleocanais, baixios, lagoas permanentes) de ruídos espectrais ou alagamentos pontuais. Dessa forma, a espacialização do NDWI revela-se um instrumento robusto para compreender a dinâmica hidrossedimentológica e a conectividade lateral da planície aluvial, em estreita relação com os regimes de descarga fluvial.

Vazante

A Figura 67 representa o comportamento morfodinâmico do sistema rio-planície em condição de vazante extrema, registrada em 10 de julho de 2001, com cota fluviométrica de 1,50 m e vazão reduzida de 5.272 m³/s na estação de Porto São José. Essa condição marca a condição limnofásica, caracterizada pela retração acentuada da lâmina d'água e pela desconexão hidrológica lateral entre o canal principal e a planície de inundação. A imagem revela um cenário de baixa disponibilidade hídrica superficial, onde predominam superfícies expostas, bancos arenosos e margens secas.

A planície adjacente, especialmente no interflúvio Paraná–Baía–Ivinhema, mostra ausência de sinais de encharcamento, mesmo em feições morfologicamente predispostas à retenção hídrica, como paleocanais, baixios e áreas deprimidas. Essa resposta reforça a atuação da morfologia como condicionante na dinâmica de armazenamento hídrico e revela que, em vazantes extremas, mesmo áreas planas e deprimidas permanecem secas, atuando como compartimentos morfossedimentares isolados.

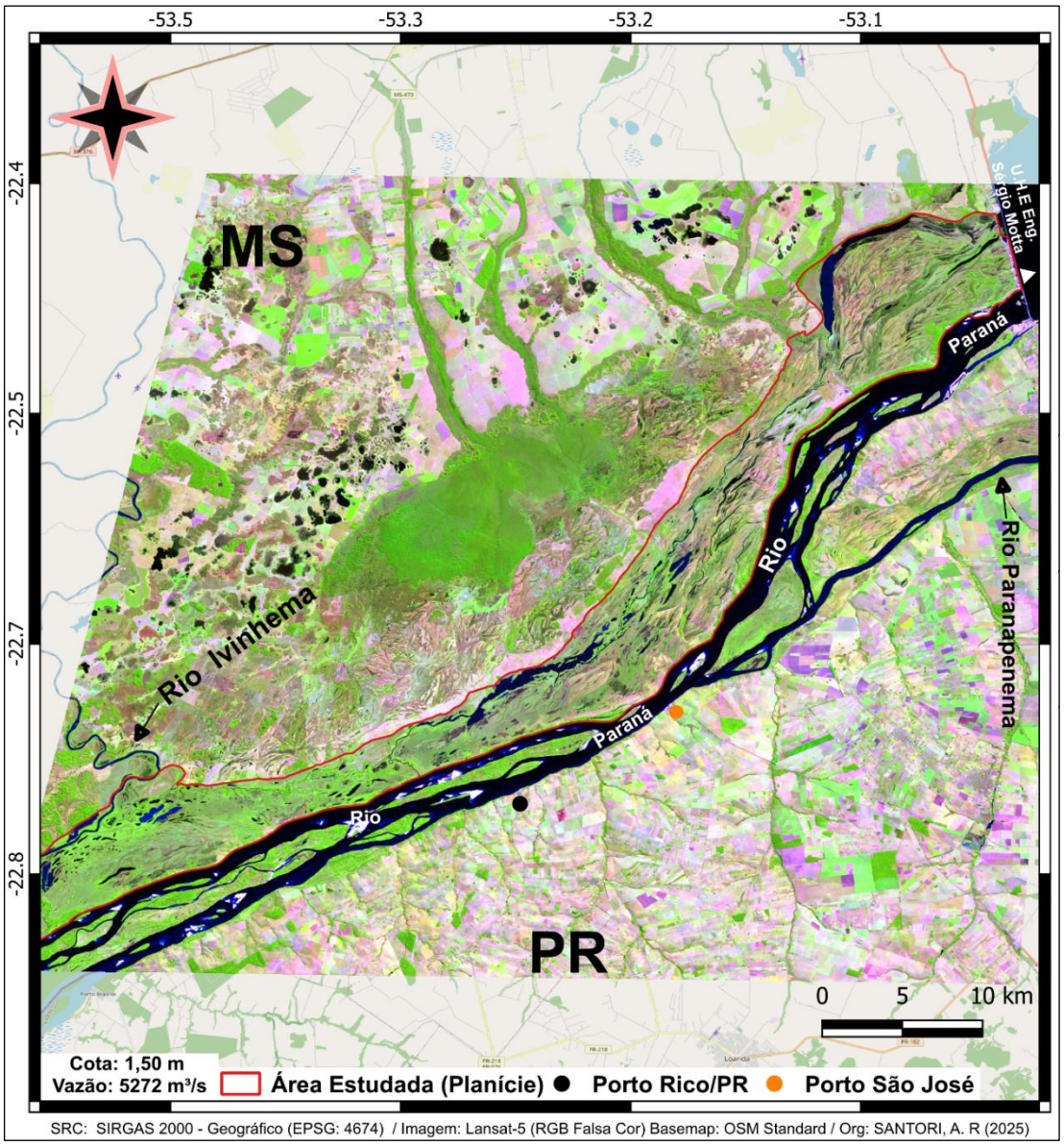


Figura 67 – Cena de satélite na classe vazante (limnofase) do trecho montante. Fonte: USGS (2025). Organizado pelo autor (2025).

A figura 68 representa as respostas do NDWI em 10 de julho de 2001. Áreas permanentemente alagadas (azul claro e azul escuro). Na representação cartográfica, os valores mais altos de NDWI (próximos a +1) indicam forte resposta espectral da água, ou seja, áreas onde há acúmulo hídrico, como canais ativos e remanescentes de lagoas conectadas. Já os valores mais baixos (próximos ou inferiores a 0) correspondem a regiões secas, solo exposto ou vegetação densa, características comuns em períodos de vazante.

O mapa revela uma predominância de valores baixos, os quais evidenciam a retração da lâmina d'água e a limitação da conectividade hidrológica lateral. Áreas com NDWI entre 0 e 0.20 e 0.21 a 0.40 correspondem predominantemente a corpos

d’água neste trecho da planície (rio Baía e suas lagoas) A espacialização desses valores permite identificar com precisão os núcleos de permanência hídrica e os padrões de isolamento hidrológico típicos da seca extrema. O intenso processo de retração dos corpos d’água na planície é indicado pela reposta bem restritiva do NDWI aos primeiros intervalos.

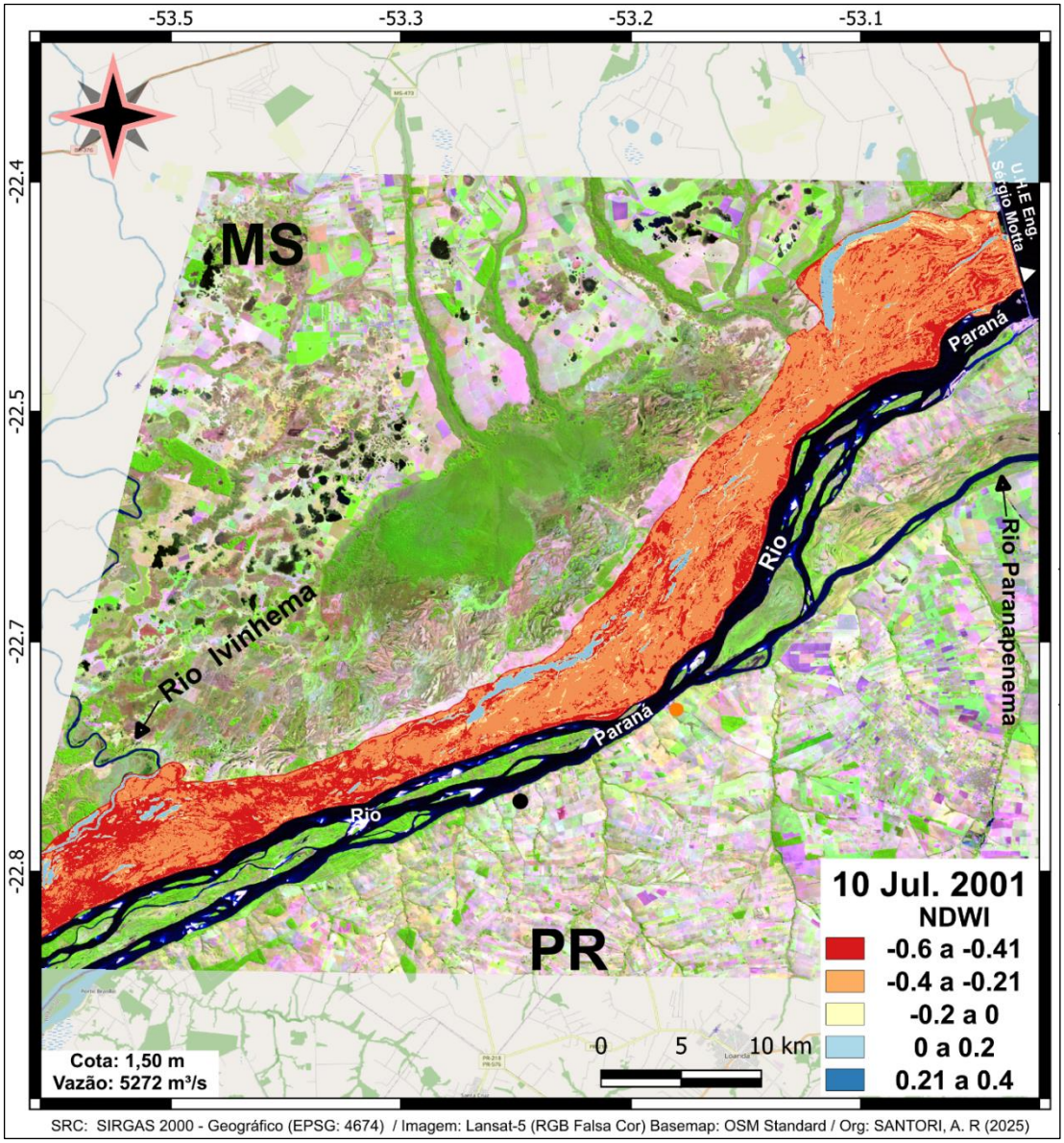


Figura 68 – NDWI da cena na classe vazante-limonofase (montante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

A Tabela 24 apresenta a distribuição percentual da área com NDWI positivo, segmentada em faixas de valor, para a condição de vazante observada em 10/07/2001.Esse intervalo (0 a 0.20) também inclui lagoas isoladas, que mesmo com baixa profundidade, ainda mantêm uma fina lâmina d’água visível por meio da

coloração azulada em imagem. As poucas áreas com presença de água localizam-se no intervalo basal do índice (0.21 a 0.40), que corresponde aos valores mínimos positivos de NDWI, totalizando 16.575 pixels, o que corresponde a 18,7 km², praticamente toda a área com NDWI positivo identificada (23,8 km²). Esse resultado destaca a baixa expressão de alagamentos ou presença contínua de lâmina d'água na planície no momento da cena. Este padrão é coerente com a condição de vazante extrema, em que o nível do rio está em descenso, favorecendo a ampla e longa retração da água para os canais principais.

Valor NDWI (+)	Qtd. Pixels	Área (km²)
0 – 0.20	280	5,1
0.21 – 0.40	16.575	18,7
Total	16.855	23,8

Tabela 24 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 10/07/2001). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A Figura 69 apresenta a resposta da planície do alto rio Paraná durante uma condição de vazante típica, registrada em 15 de setembro de 2017, sob cota fluviométrica de 2,72 m e vazão de 7.300 m³/s na estação de Porto São José. Nesse contexto hidrológico, a imagem evidencia um cenário de retração parcial da lâmina d'água, com distribuição espacial heterogênea da umidade superficial, refletida pelas diferentes tonalidades de verde e preto na composição colorida da cena.

No setor jusante da planície, destaca-se uma maior densidade de lagoas, tanto conectadas ao sistema fluvial principal quanto isoladas. A imagem revela que, apesar da retração do canal principal e da perda de conexão lateral com o sistema planície, ainda persiste um mosaico de manchas úmidas, especialmente sobre paleocanais, áreas de baixa topografia relativa, e baixios adjacentes aos talvegues secundários. Esse padrão é perceptível por meio da tonalidade mais escura e saturada na imagem (verde intenso e manchas pretas), em contraste com as áreas mais secas que apresentam verde mais claro e homogêneo, indicando baixo conteúdo hídrico no solo superficial. A transição tonal visível permite a interpretação da heterogeneidade hidrológica da planície, servindo como um indicador visual da saturação residual

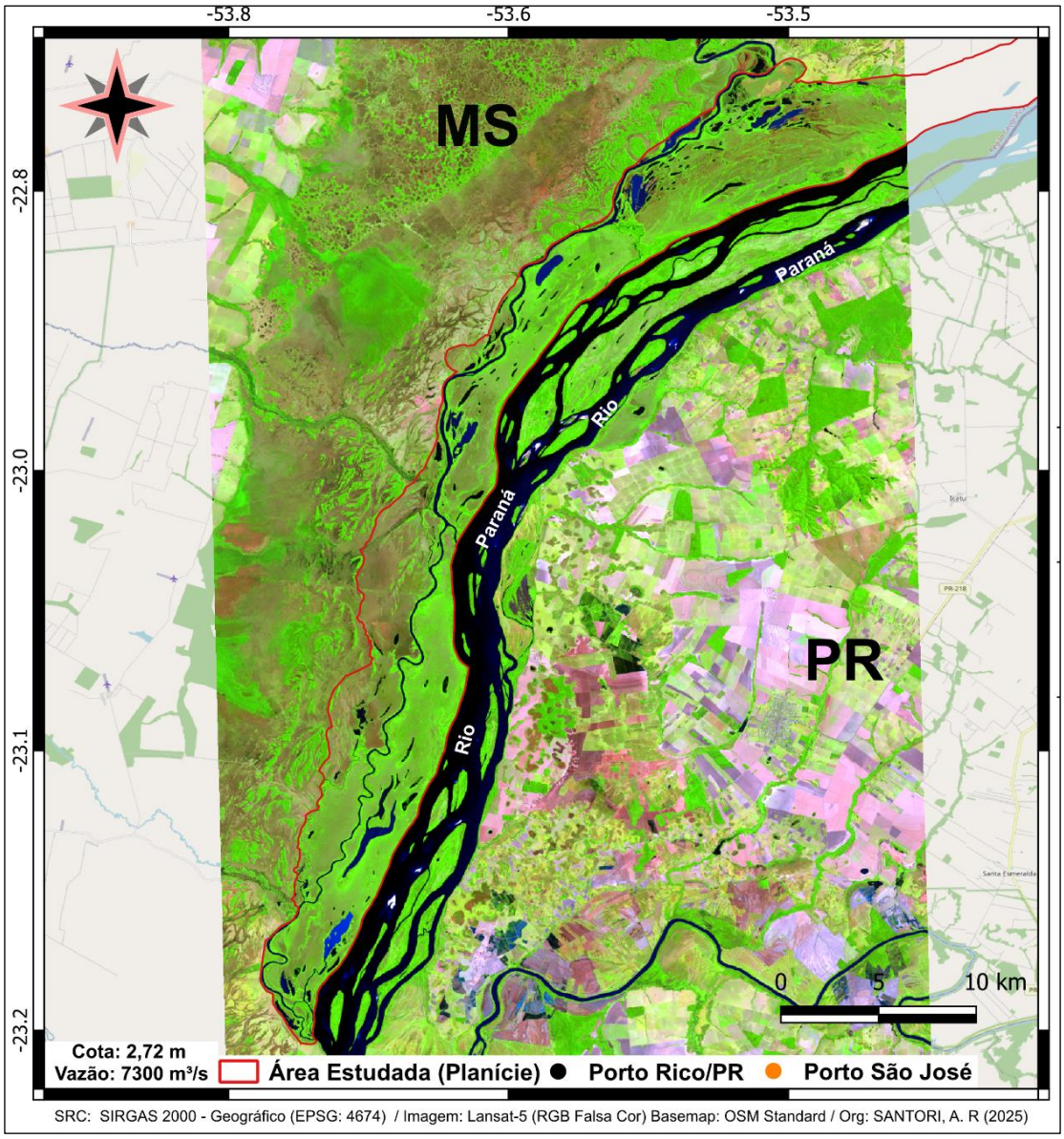


Figura 69 – Cena de satélite na classe vazante (limnofase)do trecho jusante. Fonte: USGS (2023)**.** Organizado pelo autor (2025).

A figura 70 representa as respostas do NDWI em 15 de setembro de 2017. Áreas permanentemente alagadas (azul claro e azul escuro). O mapa evidencia a distribuição da água superficial na planície de inundação com destaque para áreas permanentemente alagadas. Essas cores indicam diferentes intensidades de reflectância da água, com o azul escuro geralmente associado a maiores profundidades ou maior concentração hídrica. A maior parte da área dentro da planície apresenta cores fora dessa escala azulada, sinalizando ausência de lâmina d'água superficial detectável e reforçando o predomínio de solo seco ou vegetação emergida. Nota-se a resposta espectral característica da vegetação densa no NDWI , geralmente se tratando dos resultados mais negativos (extremos).

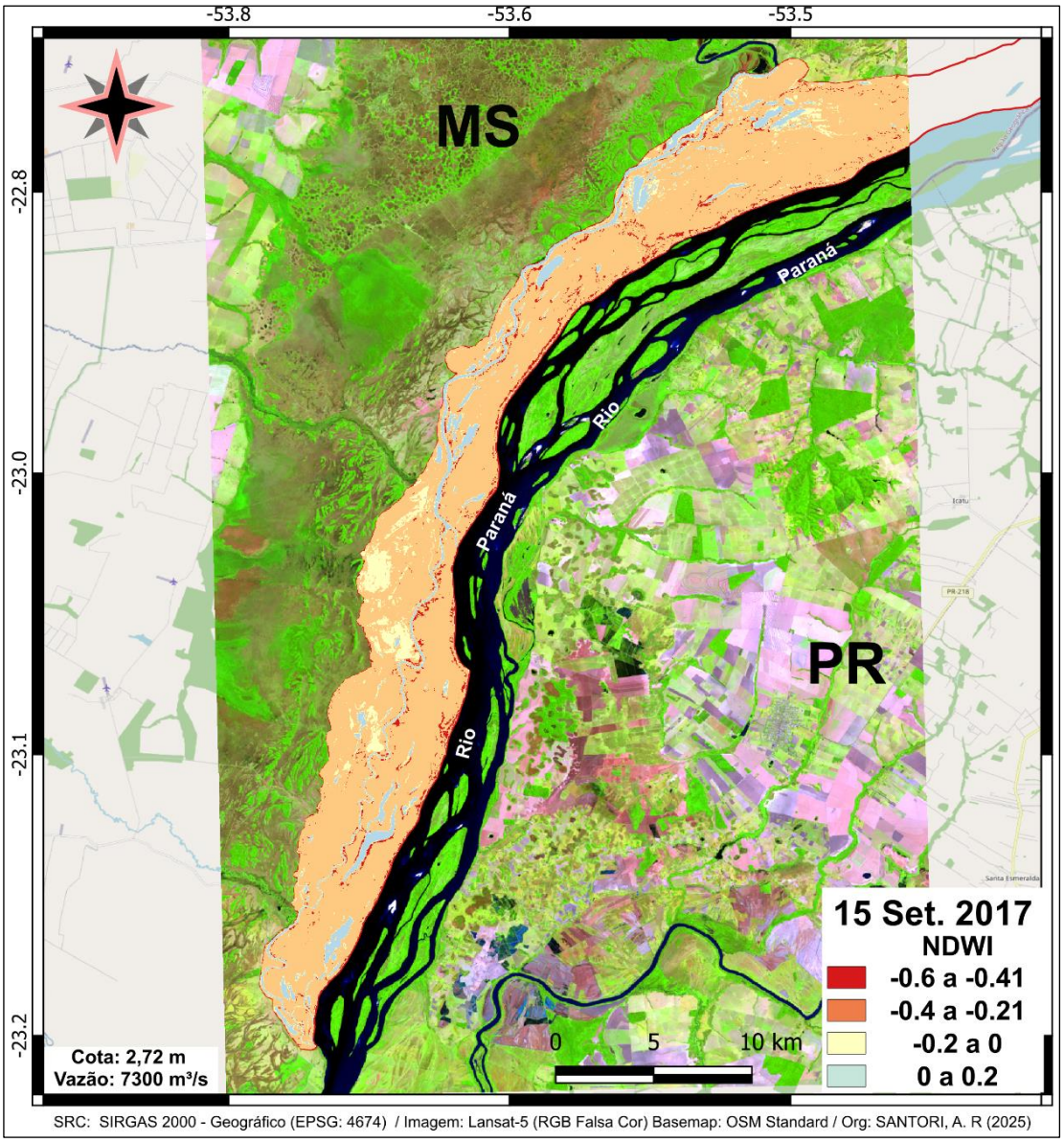


Figura 70 – NDWI da cena na classe vazante-limonofase (jusante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

O total de área com NDWI positivo é de 5,9 km², apresentando valores positivos bem restritos na faixa de 0 a 0.20, que concentra 6.835 pixels (5,9 km²), indicando maior presença de água superficial (canais secundários e lagoas). Em relação ao trecho superior houve diminuição da área de NDWI positivo, pode ocorrer devido ao contexto de estresse hídrico de 2017 (Tabela 25).

Valor NDWI (+)	Qtd. Pixels	Área (km²)
0 – 0.20	6.835	5,9
Total	24.656	21,4

Tabela 25 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 15/09/2017). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Descarga média

A figura 71 representa uma cena de satélite registrada em 16 de junho de 2004, durante uma condição de descarga média no setor montante da área. Nesse estágio hidrológico, observa-se uma expansão importante das áreas úmidas, com o encharcamento inicial de setores mais baixos da planície. A imagem revela uma distribuição espacial variável da saturação do solo, resultado da interação entre a lâmina d'água e a topografia local. Regiões de menor altimetria já apresentam sinais de encharcamento promovido pelo contato com o lençol freático.

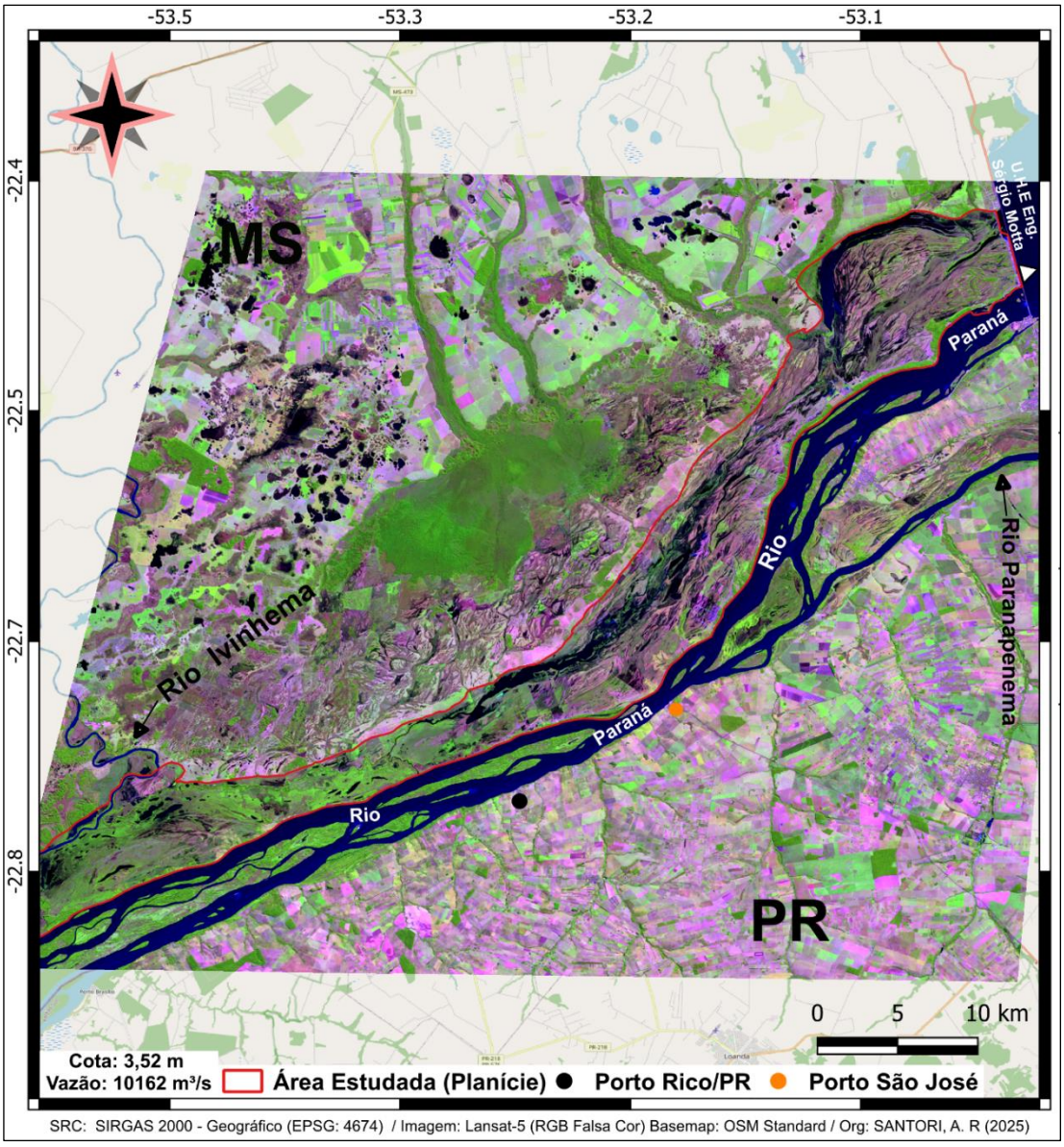


Figura 71 – Cena de satélite na classe descarga média (montante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

A figura 72 representa as respostas do NDWI em 16 de junho de 2004: Áreas permanentemente alagadas/superfícies alagadiças (azul claro e escuro). O padrão espacial revela que a água já começa a ocupar setores da planície com menor altimetria, abrangendo desde superfícies permanentemente alagadas até zonas sazonalmente inundáveis.

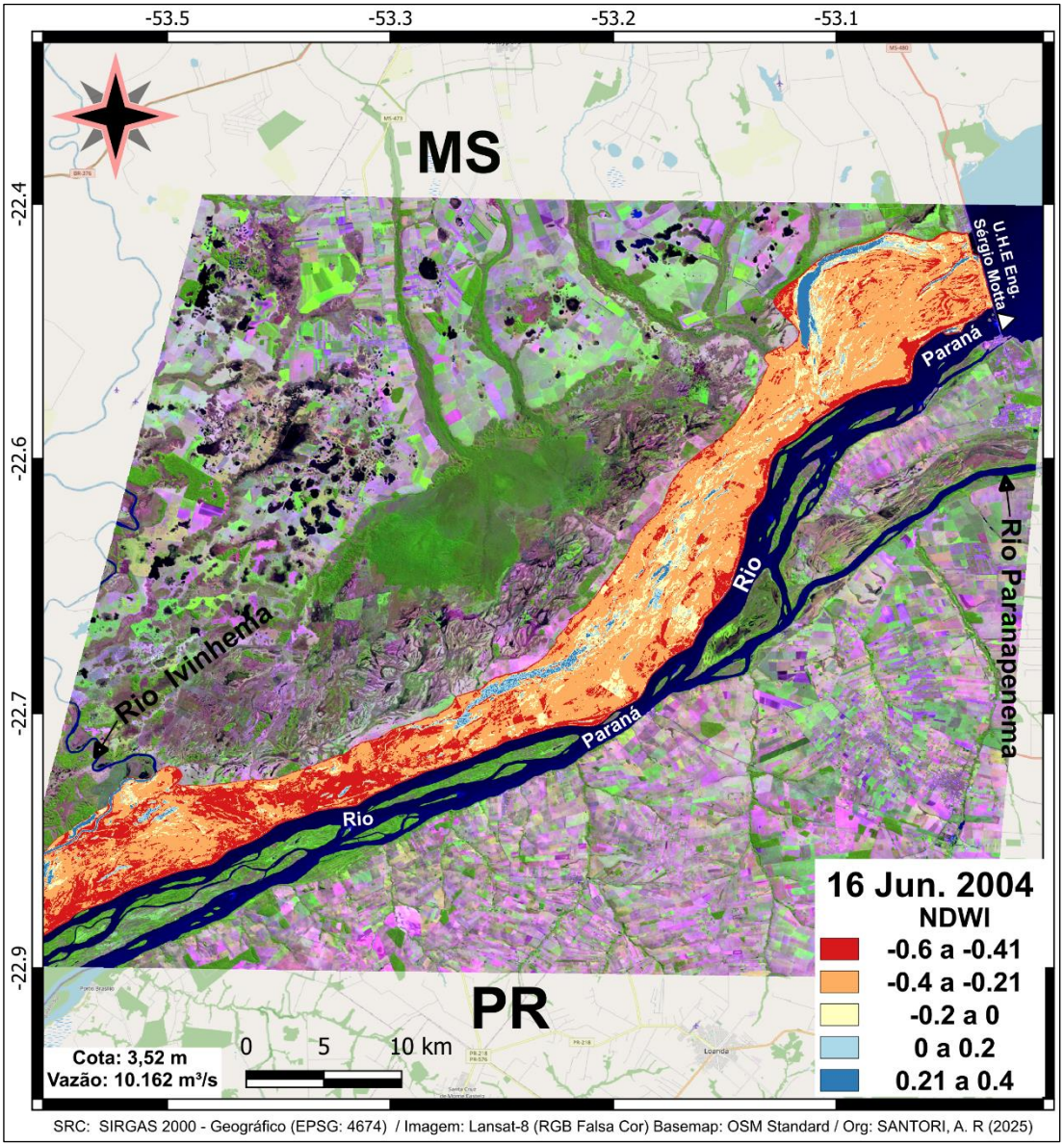


Figura 72 – NDWI da cena na classe descarga média (montante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

A quantificação dos valores positivos do NDWI segue para um exemplo na classe de descarga média. O total de área com NDWI positivo soma 28,8 km², distribuídos em duas faixas principais. A faixa de 0.21 a 0.40 concentra a maior parte dos pixels com respostas positivas — 19.220 pixels, equivalendo a 17,3 km². Esse

padrão revela a dominância de áreas com umidade superficial residual ou saturação incipiente, típicas de zonas de transição entre ambientes secos e úmidos, possivelmente associadas a alagamentos descontínuos. A segunda maior classe é a de 0 a 0.20, com 12.131 pixels (11,5 km²). Essas zonas podem incluir margens úmidas, depressões pouco alagadas ou setores com solos no início de encharcamento. A leitura cruzada entre a tabela e a figura indica que a data caracteriza uma fase intermediária do pulso hidrológico, marcada por estabilização parcial da lâmina d'água e avanço leve da umidade lateral. (Tabela 26).

Valor NDWI (+)	Qtd. Pixels	Área (km²)
0 – 0.20	12.131	11,5
0.21 – 0.40	19.220	17,3
Total	31.351	27,7

Tabela 26 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 16/06/2004). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

No trecho jusante as vazões associadas à descarga média já promovem mudanças perceptíveis na saturação do solo em setores altamente suscetíveis a cheias. Dentro do polígono vermelho, que delimita a área da planície de inundação, é possível observar uma expansão visível da umidade do solo, com presença de áreas parcialmente encharcadas e zonas ainda secas, revelando uma resposta heterogênea à elevação das cotas. Essa variação na saturação está diretamente associada à topografia diferenciada da planície, onde as altimetrias mais baixas são as primeiras a apresentar sinais de alagamento, como pode ser observado na imagem de 11 de junho de 2017 (Figura 73).

As tonalidades mais escuras na cena indicam a presença de lâminas d'água rasas ou solo altamente saturado, geralmente próximos a lagoas e paleocanais. Elas se concentram principalmente em depressões topográficas. Por outro lado, áreas com tons mais claros permanecem ainda não inundadas, mas em processo de transição. Essa fase de transição hidrológica favorece o início da reconexão lateral, refletida na expansão gradativa da umidade em setores previamente isolados. A posição dessas manchas indica núcleos iniciais de saturação do solo, onde a lâmina d'água começa a se infiltrar lateralmente, revelando os primeiros sinais de reconexão hidrológica da planície.

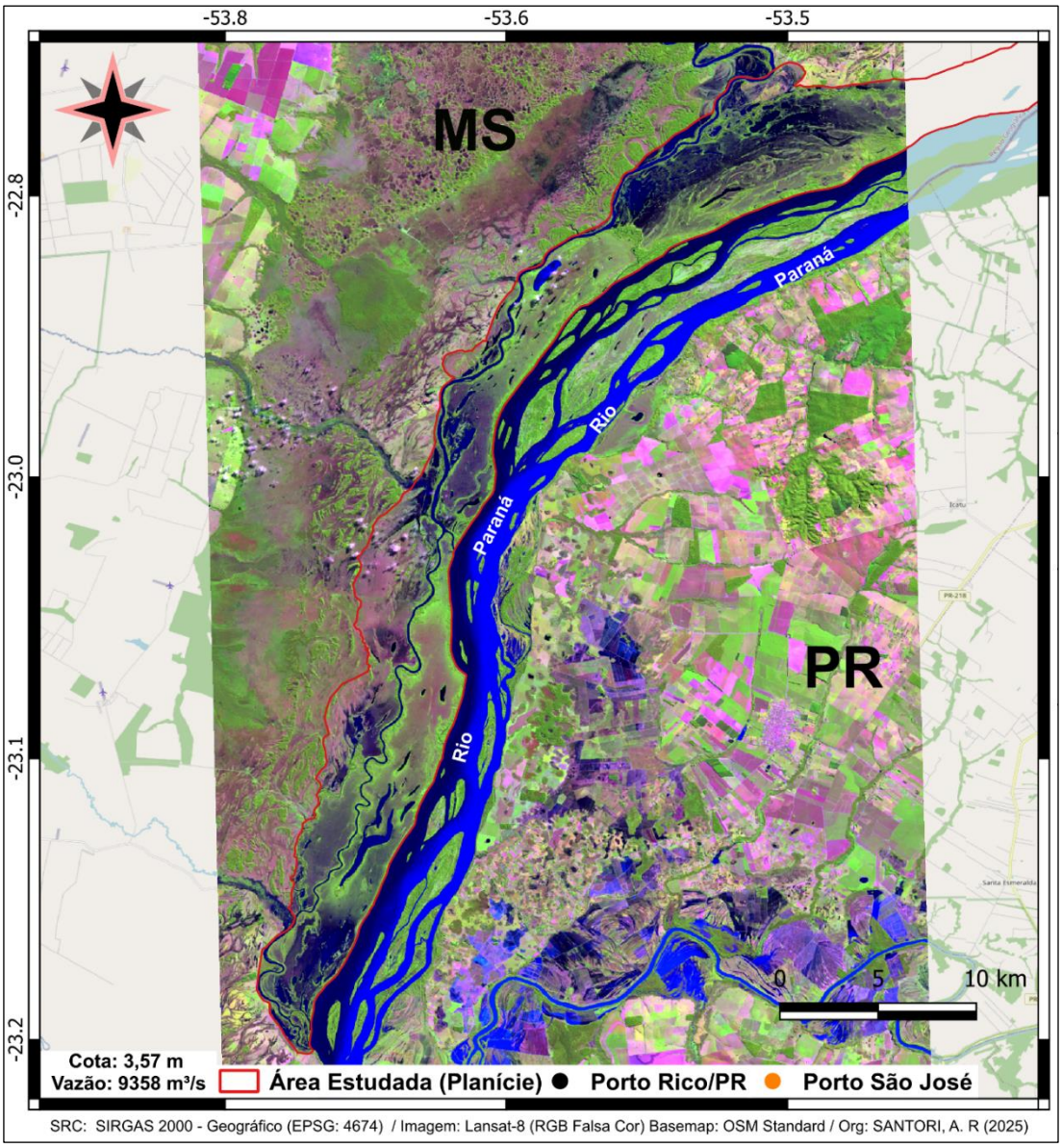


Figura 73 – Cena de satélite na classe descarga média (jusante). Fonte: USGS (2023)**.** Organizado pelo autor (2025).

A figura 74 representa as respostas do NDWI em 11 de junho de 2017: Áreas permanentemente alagadas/superfícies alagadiças (azul claro e escuro). As regiões destacadas com valores positivos representam, respectivamente, as superfícies sazonalmente úmidas e as áreas permanentemente alagadas, que mantêm conexão hídrica mesmo em períodos de menor vazão. A resposta espectral permite identificar que apesar da nítida presença de superfícies úmidas na cena de satélite, as respostas do NDWI ainda são restritas, indicando que se trata de um processo de inundação inicial. A resposta do NDWI é fundamental para identificar as áreas que inicialmente estabelecem conectividade hidrológica.

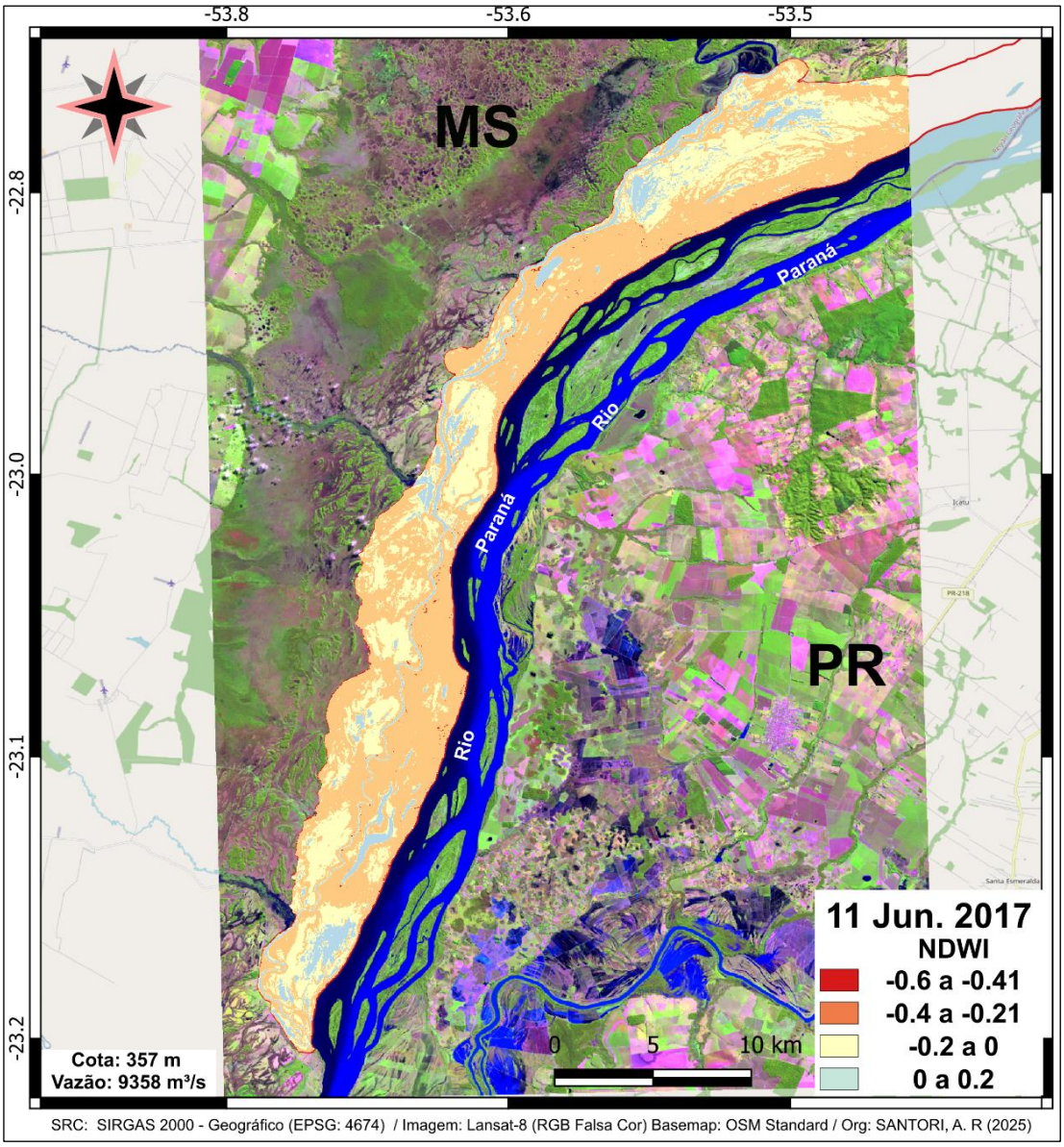


Figura 74 – NDWI da cena na classe descarga média (jusante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

A tabela 27 registra os resultados do NDWI da cena de 11/06/2017 em condição de descarga média. Os pixels com resultado positivo no índice estão todos na faixa de 0 a 0.20, totalizando 23.728 pixels e 30,9km². Esse padrão indica a predominância de áreas com umidade remanescente, indicando pontos com saturação que ainda não regrediu.

Valor NDWI (+)	Qtd. Pixels	Área (km²)
0 – 0.20	23.728	30,9
Total	23.728	30,9

Tabela 27 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 11/06/2017). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Margens Plenas

A Figura 75 apresenta uma cena de satélite de 11 fevereiro de 2005. Sob a condição de margens plenas no trecho montante, a quantidade de áreas úmidas/alagadas se eleva significativamente. A classe de descarga associada a margens plenas responde, principalmente, aos eventos de vazão alta e cheias relevantes no regime hidrológico. As manchas detectadas por NDWI evidenciam a expansão lateral da lâmina d'água e sua atuação sobre o ambiente fluvial e zonas ripárias adjacentes.

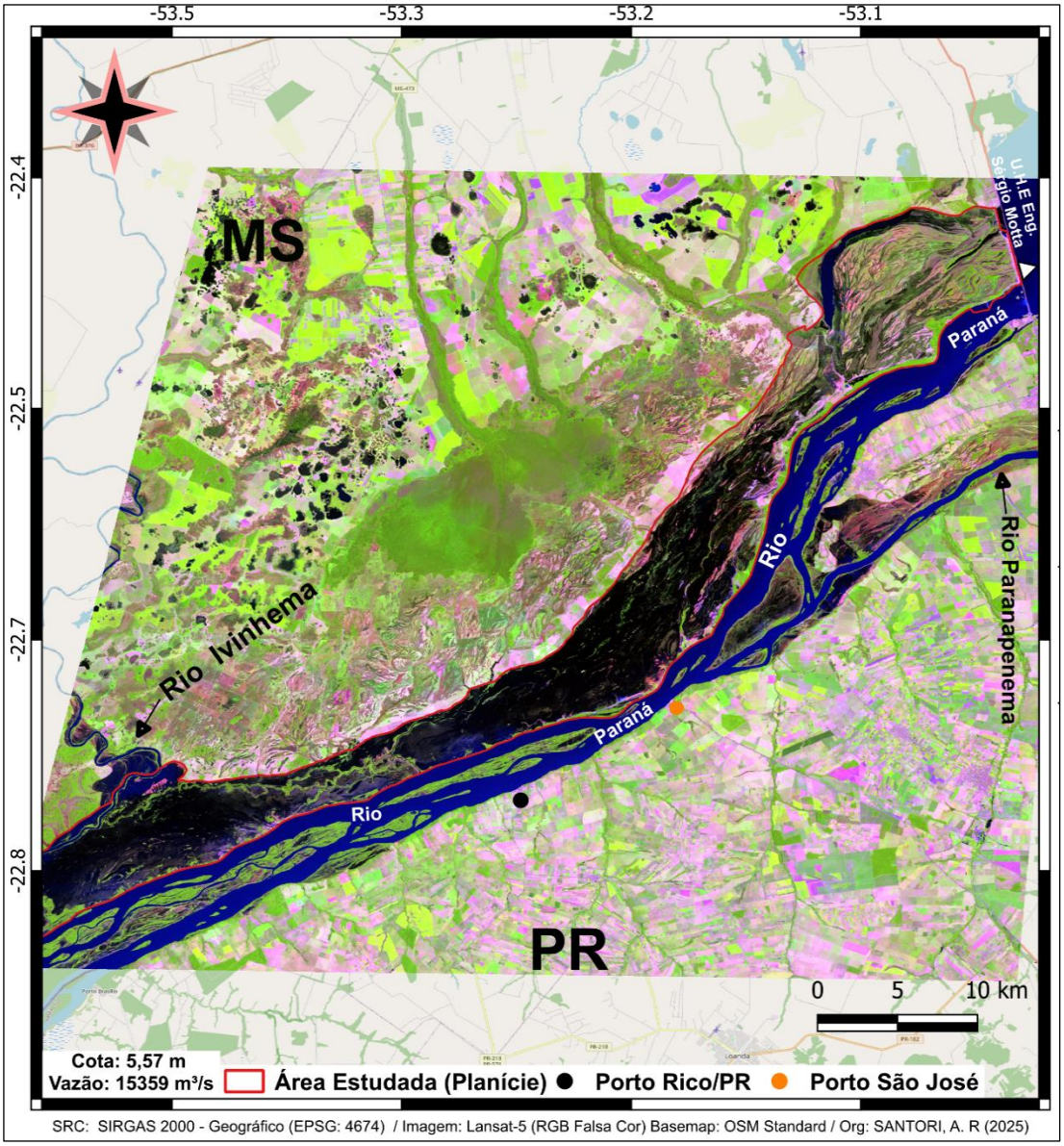


Figura 75 – Cena de satélite na classe margens plenas (montante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

A figura 76 representa as respostas do NDWI em 11 de fevereiro de 2005: Áreas permanentemente alagadas/superfícies inundadas (azul claro e escuro). O mapa evidencia ampla presença de áreas com NDWI positivo, especialmente nas faixas intermediárias (0.21 a 0.40), indicando zonas com alta umidade superficial e possível conexão lateral com o canal principal. As manchas mais intensas concentram-se nos setores mais rebaixados da planície.

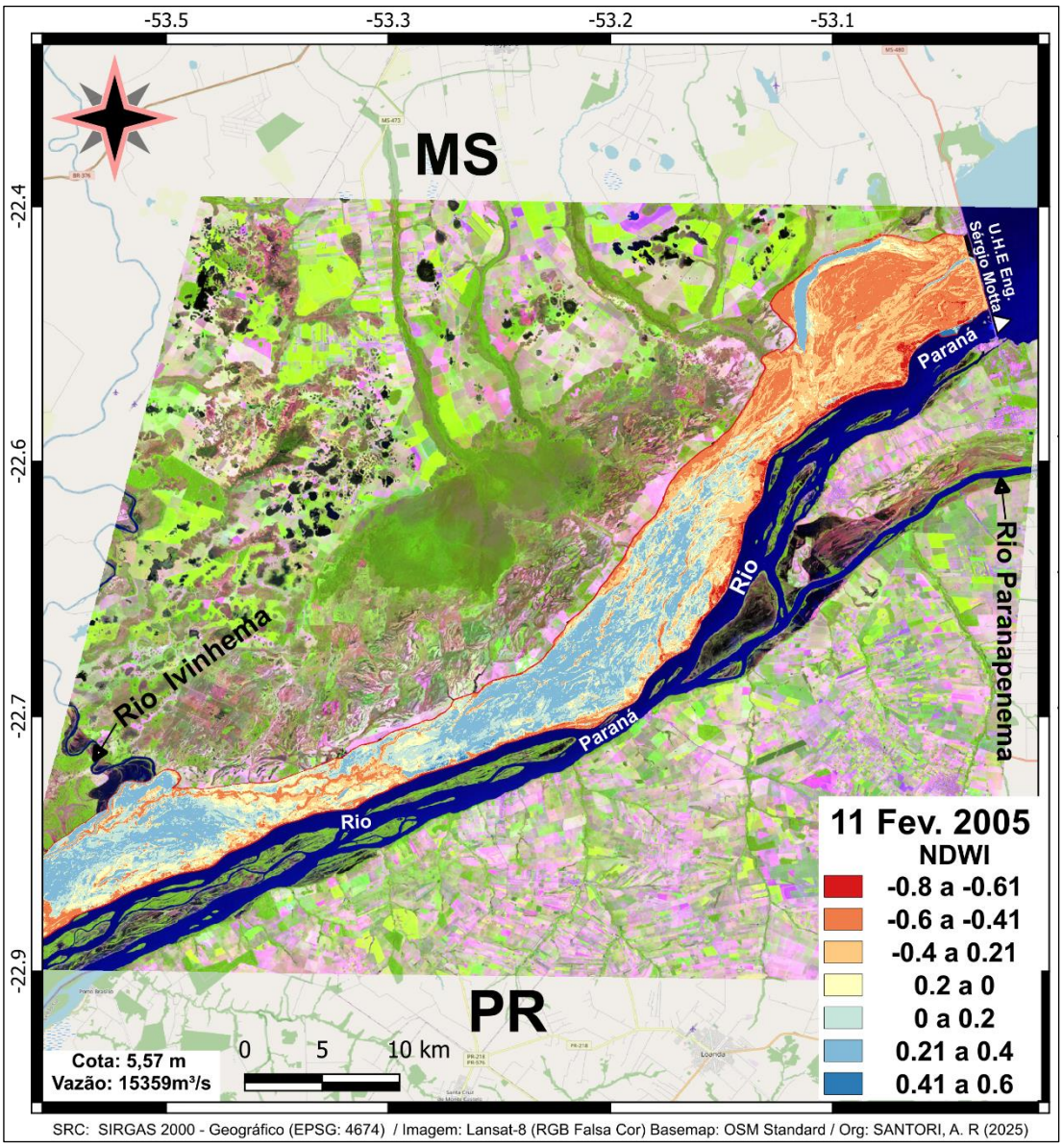


Figura 76 – NDWI da cena na classe margens plenas (montante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

Os resultados da última figura corroboram os dados, mostrando manchas contínuas e dispersas de NDWI elevado, concentradas nas porções centrais e rebaixadas da planície de inundação. Esse padrão é característico da fase de

transbordamento ativo, durante a qual ocorre transferência bidirecional de água, sedimentos e matéria orgânica entre o canal principal e a planície. Ressalta-se a influência da morfologia e da amplitude sazonal da vazão na dinâmica das áreas úmidas. O total de área com NDWI positivo é de 174,7 km². Tal valor indica um cenário amplamente úmido, marcado por ocupação hídrica significativa em diferentes setores.

A Tabela 28 detalha a proporção de área alagada, segundo faixas de NDWI, para a imagem de 11/02/2005. A maior proporção de área está concentrada na faixa de 0.21 a 0.40 (109.137 pixels, 98,2 km²), sugerindo presença de água superficial, com possível conexão entre canais, lagos e setores rebaixados. Esse predomínio sugere uma fase hidrológica intermediária, com significativa conectividade lateral, mas sem ocupação completa da planície. Classes superiores, como 0.41 a 0.60 (1.102 pixels, 0,9 km²) aparecem em quantidade mínima.

Valor NDWI (+)	Qtd. Pixels	Área (km²)
0 – 0.20	90.500	81,5
0.21 – 0.40	109.137	98,2
0.41 – 0.60	1.102	0,9
Total	208.607	174,7

Tabela 28 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 11/02/2005). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A cena de satélite na sequência corresponde a 08 de junho de 2016 e apresenta condição hidrológica de margens plenas na planície de inundação. Na imagem, observa-se uma extensa distribuição de manchas escuras, associadas à saturação superficial do solo ou à presença de lâmina d'água. Essas manchas não estão restritas a zonas rebaixadas, mas avançam em direção a setores de maior altimetria.

O padrão evidencia a expansão pontual da lâmina d'água sobre setores tradicionalmente não alagadiços alcançando inclusive áreas de maior altimetria. A análise espectral revela que o alagamento ocorre de forma abrangente e uniforme, confirmando o grau elevado de saturação hídrica generalizada. O mapeamento dessas condições com base em dados espectrais, como o NDWI, ou por meio da análise visual da resposta radiométrica nas bandas do visível e infravermelho, permite rastrear a dinâmica de expansão e retração da lâmina d'água ao longo do tempo. Além da ampla cobertura de alagamento visível, a imagem também revela gradientes de

saturação ao longo da planície, com manchas de coloração escura e azulada, indicando presença superficial de água (Figura 77).

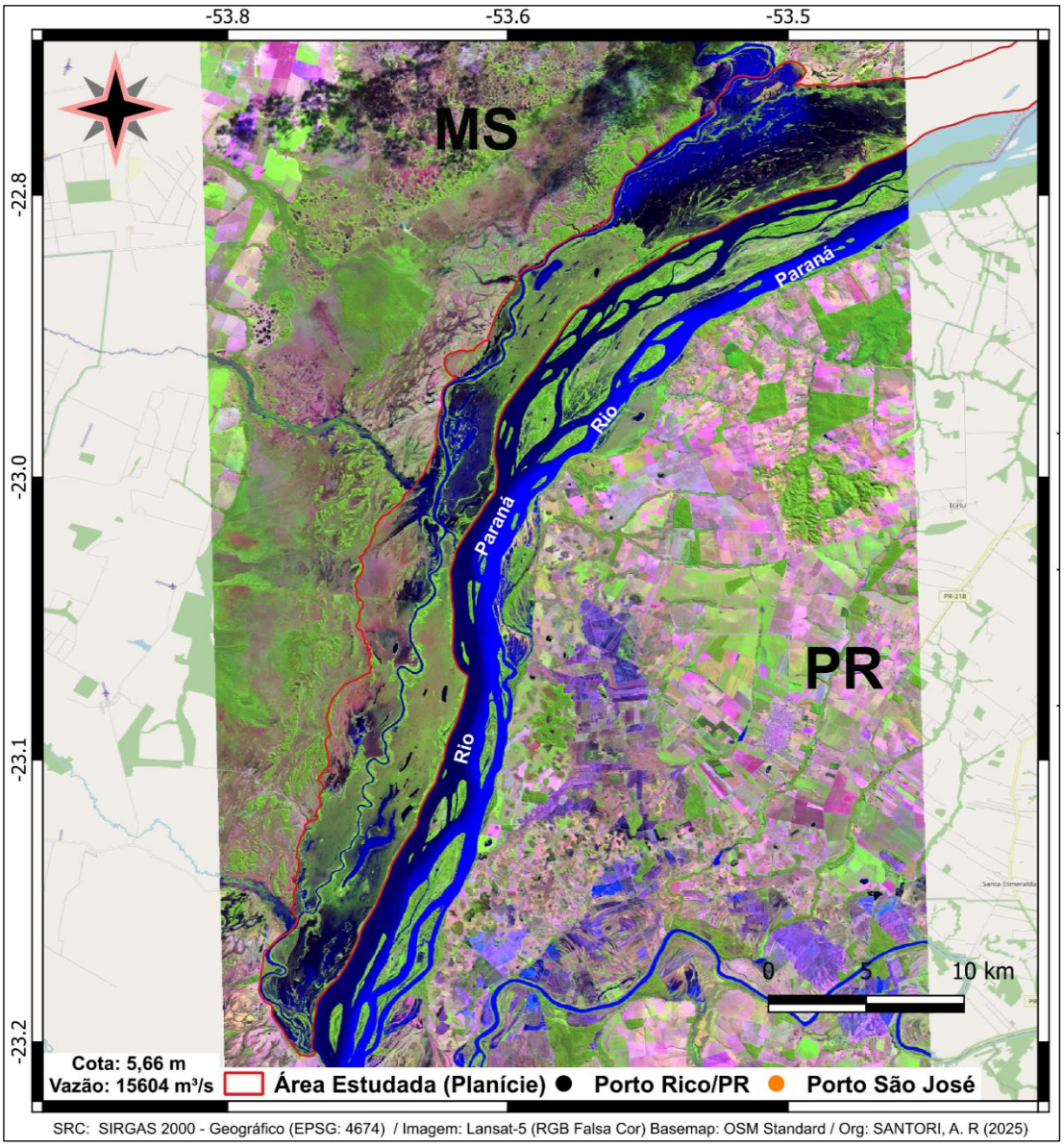


Figura 77 – Cena de satélite na classe margens plenas (jusante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

A figura 78 representa as respostas do NDWI em 08 de junho de 2016: Áreas permanentemente alagadas/superfícies inundadas (azul claro). O mapa confirma esse padrão, exibindo manchas amplas e contínuas em regiões centrais e periféricas da planície, demonstrando forte conectividade hidrológica transversal. As manchas alagadas situadas na região de entrada do rio Ivinhema na planície, apontam para um evento de cheia combinada entre os dois rios, revelando uma das formas de funcionamento do sistema de inundação lateral na planície do alto Paraná.

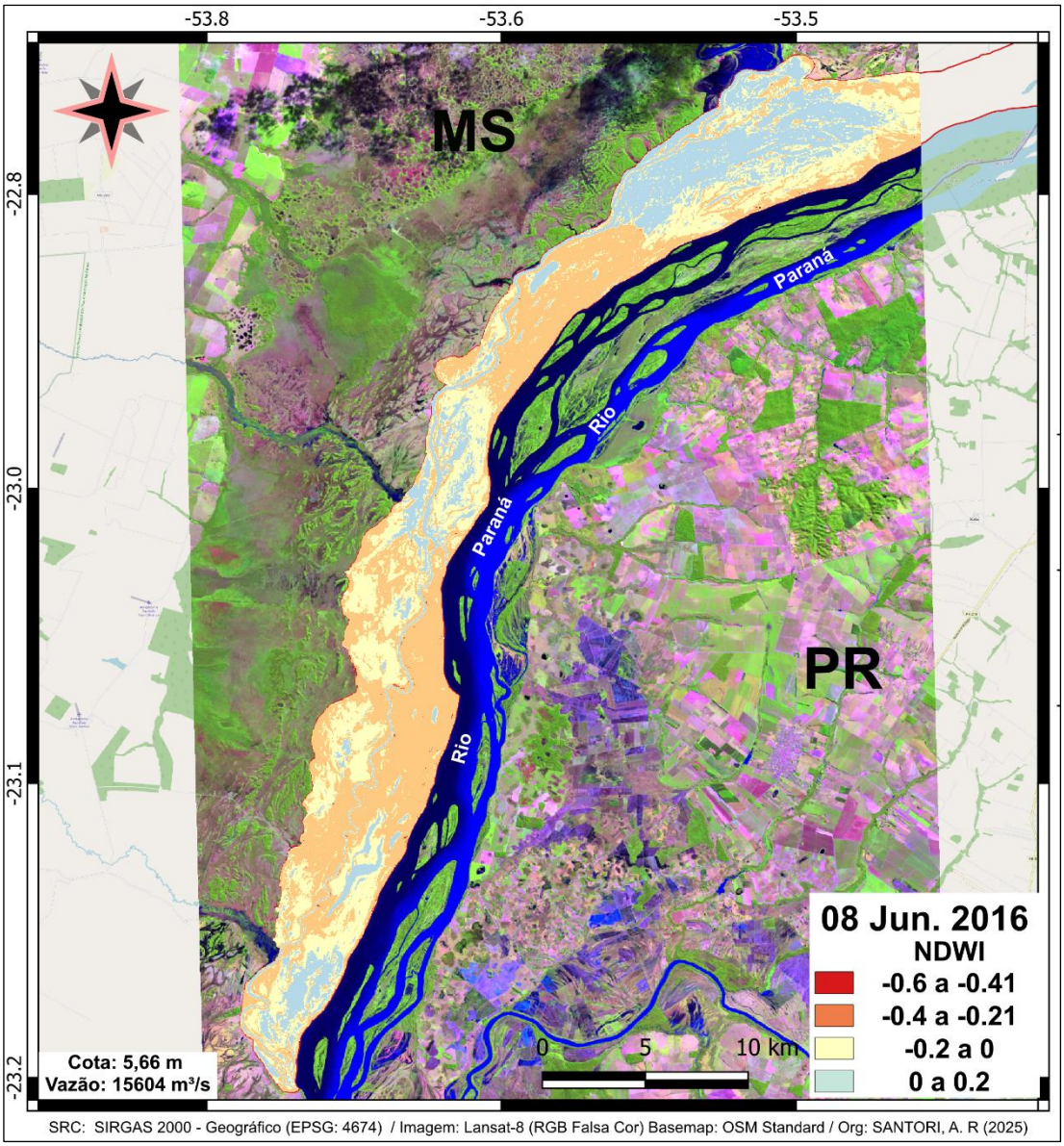


Figura 78 – NDWI da cena na classe margens plenas (jusante). Fonte: USGS (2023). Organizado pelo autor (2025).

A tabela 29 revela que a totalidade da resposta positiva ao índice neste evento está concentrada exclusivamente na faixa de NDWI 0.0 a 0.20, com 173.067 pixels correspondentes a uma área de 70,4 km². o evento apresentou inundações, mas as respostas do índice ficaram limitadas ao primeiro intervalo.

Valor NDWI (+)	Qtd. Pixels	Área (km²)
0 – 0.20	173.067	70,4
Total	173.067	70,4

Tabela 29 – Resultados quantitativos do NDWI (respostas 08/06/2016). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

5.3.2 Análise geral das respostas do índice.

A interpretação do NDWI adotada neste estudo fundamenta-se em uma classificação funcional baseada na resposta espectral da superfície, permitindo a diferenciação entre distintos níveis de saturação hídrica e a detecção da presença de lâmina d'água. Essa classificação do NDWI é de grande importância para a análise da conectividade hidrológica lateral na planície de inundação, uma vez que permite identificar diferentes graus de resposta à elevação da cota fluviométrica e estimar espacialmente a extensão das áreas efetivamente conectadas ao sistema fluvial em diferentes condições hidrológicas.

Para uma análise mais detalhada, os resultados completos relacionados às principais imagens de satélite utilizadas neste trabalho, bem como seus respectivos produtos derivados do NDWI processado e classificados em faixas interpretativas, encontram-se disponíveis nos anexos deste estudo: *Imagens de satélite* (ANEXO A) e *Mapas de NDWI classificados* (ANEXO B). Esses anexos servem de suporte visual e técnico à discussão apresentada, fornecendo evidências diretas do comportamento espectral e hidrológico da planície ao longo das diferentes datas analisadas.

A tabela 30 compila os resultados em condições de descarga média, com vazões entre 8.621 e 10.162 m³/s. A faixa de NDWI entre 0.21 e 0.40 domina a maioria dos registros, com áreas variando entre 0,05 km² (dez/2013 e jan/2017) e 20 km² (mai/2011), indicando superfícies com água permanente, solos úmidos, vegetação hidrófila ou saturação inicial. Já a classe de 0 a 0.2 também se mostra expressiva, com destaque para jan/2017 (26,4 km²) e dez/2013 (18,8 km²), refletindo áreas com baixa umidade superficial ou encharcamento residual. A leitura dos dados permite inferir que mesmo sob vazões relativamente estáveis, a planície mantém níveis variados de umidade superficial

A relação entre a resposta da saturação da superfície e os níveis hidrométricos funcionam como condicionantes diretas da ocorrência, extensão e frequência das áreas alagáveis, uma vez que as diferentes feições controlam tanto os caminhos preferenciais de escoamento lateral quanto os compartimentos de retenção de água. Nesse sentido, os resultados obtidos com a aplicação de dados espectrais (NDWI e imagens binárias) e séries fluviométricas se articulam com o arcabouço geomorfológico previamente descrito na literatura, evidenciando que a conectividade hidrológica lateral é tanto produto da oscilação das vazões e cotas quanto do substrato

geomorfológico que define a compartimentação da planície e orienta a recorrência de eventos de cheia em determinados setores.

Data (Vazão/Cota)	Intervalo NDWI (+)	Área (km²)
07 julho 2000 Vazão: 9.294 m³/s Cota: 3,33 m	0 a 0.2	5
	0.2 a 0.4	18,1
	0.4 a 0.6	0,5
19 abril 2006 Vazão: 10.339 m³/s Cota: 3,74 m	0 a 0.2	6,5
	0.2 a 0.4	18,1
	0.4 a 0.6	0,5
08 novembro 2010 Vazão: 8.955 m³/s Cota: 3,18	0 a 0.2	9,5
	0.2 a 0.4	17,1
	0.4 a 0.6	–
19 maio 2011 Vazão: 8.716 m³/s Cota: 3,13 m	0 a 0.2	8,4
	0.2 a 0.4	20
	0.4 a 0.6	–
18 dezembro 2013 Vazão: 8.621 m³/s Cota: 3,04	0 a 0.2	18,8
	0.2 a 0.4	–
	0.4 a 0.6	–
27 janeiro 2017 Vazão: 9.102 m³/s Cota: 3,47 m	0 a 0.2	26,4
	0.2 a 0.4	–
	0.4 a 0.6	–

Tabela 30 – Principais resultados positivos do NDWI a montante (Descarga média). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A Tabela 31 apresenta os principais resultados positivos do índice NDWI sob condição de margens plenas na porção montante da área de estudo. A distribuição espacial das faixas de NDWI demonstra uma relação direta entre os valores do índice e a magnitude dos eventos hidrológicos, representados pelas vazões e cotas registradas. Em geral, os maiores valores de área estão associados às faixas de NDWI entre 0.2–0.4 e 0.4–0.6, que correspondem, respectivamente, a ambientes de saturação parcial e alagamentos contínuos.

Dentre os eventos registrados, destaca-se a cheia de 16 de março de 2011, que apresentou uma vazão de 19.746 m³/s e cota de 6,76 m. Este evento resultou na maior área da faixa 0.2–0.4, com 150,1 km², além de 5,2 km² na faixa de 0.4–0.6, indicando expressivo alagamento lateral e elevada conectividade hidrológica com os compartimentos deprimidos da planície. Outro evento relevante ocorreu em 01 de fevereiro de 2007, com vazão de 18.590 m³/s e cota de 6,44 m, apresentando 119,3 km² na faixa 0–0.2, o que indica ampla superfície de solo saturado ou início de inundação

Data (Vazão/Cota)	Intervalo NDWI (+)	Área (km²)
27 fevereiro 1999 Vazão: 11.769 m³/s Cota: 4,29 m	**0 a 0.2**	6,7
	0.2 a 0.4	18,8
	0.4 a 0.6	0,7
02 março 2006 Vazão: 10.928 m³/s Cota: 3,97 m	0 a 0.2	12,5
	0.2 a 0.4	10
	0.4 a 0.6	-
01 fevereiro 2007 Vazão: 18.590 m³/s Cota: 6,44 m	0 a 0.2	119,3
	0.2 a 0.4	84,5
	0.4 a 0.6	5,4
05 março 2007 Vazão: 16.876 m³/s Cota: 6,03 m	0 a 0.2	50,5
	0.2 a 0.4	121,5
	0.4 a 0.6	31,4
23 março 2008 Vazão: 10645 m³/s Cota: 3,90 m	0 a 0.2	6,8
	0.2 a 0.4	19
	0.4 a 0.6	0,5
24 abril 2008 Vazão: 12908 m³/s Cota: 4,68 m	0 a 0.2	15,2
	0.2 a 0.4	21,7
	0.4 a 0.6	1
22 fevereiro 2009 Vazão: 11.118 m³/s Cota: 4,07 m	0 a 0.2	16
	0.2 a 0.4	5
	0.4 a 0.6	-
24 janeiro 2010 Vazão: 17.249 m³/s Cota: 6,15 m	0 a 0.2	72
	0.2 a 0.4	81,2
	0.4 a 0.6	1,7
16 março 2011 Vazão: 19.746 m³/s Cota: 6,76 m	0 a 0.2	80,4
	0.2 a 0.4	150
	0.4 a 0.6	5,2
13 março 2016 Vazão: 11.246 m³/s Cota: 4,26 m	0 a 0.2	32
	0.2 a 0.4	26
	0.4 a 0.6	5

Tabela 31 – Principais resultados positivos do NDWI a montante (Margens plenas). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A tabela 32 apresenta datas com NDWI calculado na classe de descarga média a jusante. A faixa de 0.2 a 0.4 indicando áreas modestas, geralmente abaixo de 13 km², com destaque para abr/2009 e jan/2018, ambos com mais de 12 km² e sugere a influência predominante das áreas com água em superfície (canais e lagoas). As faixas de NDWI > 0.4 aparecem de forma esporádica e com áreas pequenas, como os 1,8 km² em jan/2018, revelando baixa ocorrência de água livre em descargas médias. Eventos com menor vazão (ex.: abr/2016 com 7.712 m³/s) surpreendem por apresentarem valores elevados na faixa 0 a 0.2, como os 42,8 km² registrados,

indicando forte influência das vazões do rio Ivinhema nesta área. A análise geral aponta que a conectividade hidrológica jusante, sob essas condições, tende a ser menos restrita e fragmentada, dependente ainda mais da posição de feições próximas ao canais de ligação.

Data (Vazão/Cota)	Intervalo NDWI (+)	Área (km²)
18 abril 2009 Vazão: 9.099 m³/s Cota: 3,25 m	0 a 0.2	6
	0.2 a 0.4	12,1
	0.4 a 0.6	0,5
11 julho 2013 Vazão: 8907 m³/s Cota: 3,16 m	0 a 0.2	43,5
	0.2 a 0.4	-
	0.4 a 0.6	-
10 janeiro 2014 Vazão: 8.291 m³/s Cota: 2,90 m	0 a 0.2	20,3
	0.2 a 0.4	0,5
	0.4 a 0.6	-
26 maio 2017 Vazão: 9.036 m³/s Cota: 3,45 m	0 a 0.2	19,5
	0.2 a 0.4	1
	0.8 a 1	-
05 janeiro 2018 Vazão: 8.421 m³/s Cota: 3,20 m	0 a 0.2	7,1
	0.2 a 0.4	12,7
	0.4 a 0.6	0,5

Tabela 32 – Principais resultados positivos do NDWI a jusante (Descarga média). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

A Tabela 33 apresenta datas representativas de eventos hidrológicos classificados como de margens plenas, caracterizados por níveis de água que ultrapassam significativamente a calha principal do rio, ocasionando o alagamento da planície. O ápice desses eventos configura uma nova categoria hidrológica, denominada "máximo perímetro úmido", associada à plena expansão da lâmina d'água nas áreas rebaixadas da planície. Um exemplo notável é o evento de 31/01/2010, que se sobressai como o mais expressivo da série histórica, com vazão de 20.865 m³/s e cota de 7,02 m. Neste caso, foram registradas áreas de 108 km² na faixa de NDWI 0.0–0.2, 24,3 km² na faixa 0.2–0.4 e 20,6 km² na faixa 0.4–0.6.

Por outro lado, diversos eventos indicam cenários de alagamento parcial, nos quais a elevação da cota fluvial não é suficiente para promover uma resposta hidrológica ampla. Isso ocorre, por exemplo, nas datas de 08/04/2011 e 21/01/2018, sugerindo que a magnitude da vazão, por si só, não determina a extensão do alagamento, sendo necessário considerar fatores como o tempo de permanência da lâmina d'água e o grau de saturação pré-existente do solo. Eventos intermediários,

como o de 26/02/2002 (13.914 m³/s), apresentam distribuição relativamente equilibrada entre as três faixas positivas do NDWI, destacando a faixa 0–0.2 como a mais recorrente.

A classe NDWI 0.0–0.2 destaca-se como a de maior expansão espacial, com várias datas excedendo a marca de 100 km². Essa faixa é sensível a elevações modestas no nível do rio e funciona como indicador precoce da propagação lateral da lâmina d'água. Por sua vez, a faixa entre 0.2 e 0.4 tende a representar ambientes com saturação parcial, como margens fluviais ou áreas de transição entre solo úmido e água livre. Datas como 25/02/1999 e 11/02/2000 registraram áreas superiores a 140 km² nessa faixa, reforçando seu papel como importante marcador da progressão do pulso de cheia e do início da conectividade lateral.

A faixa de NDWI 0.4–0.6, associada a corpos d'água livres ou a zonas alagadas permanentes, apresentou as menores áreas absolutas, embora com grande relevância hidrológica. Em cotas superiores a 6,5 m, como observado em 14/02/2008, essa classe alcançou quase 50 km², refletindo a ocupação plena dos setores mais deprimidos da planície, com conexão direta ao canal principal. Um aspecto notável evidenciado pela figura é o padrão de resposta em "degraus", no qual cada faixa de NDWI responde a diferentes limiares de cota. Essa resposta escalonada revela a estrutura altimétrica da planície e demonstra como o pulso de inundação progride de forma progressiva e seletiva, estabelecendo uma hierarquia de conectividade lateral que varia conforme a elevação do nível fluvial. Isso reforça a importância da análise integrada entre cotas, NDWI e morfologia da planície para a compreensão da dinâmica hidrológica e dos padrões espaciais de alagamento.

Data (Vazão/Cota)	Intervalo NDWI (+)	Área (km²)
10 fevereiro 2002 Vazão: 10.440 m³/s Cota: 3,80 m	0 a 0.2	7,2
	0.2 a 0.4	12,6
	0.4 a 0.6	-
26 fevereiro 2002 Vazão: 13.914 m³/s Cota: 5,07 m	0 a 0.2	7
	0.2 a 0.4	6,8
	0.4 a 0.6	12,6
30 março 2002 Vazão: 11.110 m³/s Cota: 4,04 m	0 a 0.2	6,2
	0.2 a 0.4	14,9
	0.4 a 0.6	0,7
08 fevereiro 2007 Vazão: 17.702 m³/s Cota: 6,24 m	0 a 0.2	74
	0.2 a 0.4	109,3
	0.4 a 0.6	0,7
24 fevereiro 2007 Vazão: 18.357 m³/s Cota: 6,41 m	0 a 0.2	106,7
	0.2 a 0.4	23,8
	0.4 a 0.6	26,7
02 abril 2009 Vazão: 12880 m³/s Cota: 4,70 m	0 a 0.2	8,2
	0.2 a 0.4	10,6
	0.4 a 0.6	-
31 janeiro 2010 Vazão: 20.865 m³/s Cota: 7,02 m	0 a 0.2	108
	0.2 a 0.4	24,3
	0.4 a 0.6	20,6
08 abril 2011 Vazão: 12.935 m³/s Cota: 4,72 m	0 a 0.2	12,7
	0.2 a 0.4	-
	0.4 a 0.6	-
20 março 2016 Vazão: 11.272 m³/s Cota: 4,27 m	0 a 0.2	56,4
	0.2 a 0.4	-
	0.4 a 0.6	-
21 janeiro 2018 Vazão: 12.627 m³/s Cota: 4,73 m	0 a 0.2	19,3
	0.2 a 0.4	-
	0.4 a 0.6	-

Tabela 33 – Principais resultados positivos do NDWI a jusante (Margens plenas). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

O NDWI constitui um índice amplamente validado para o mapeamento espectral de corpos d'água superficiais, notadamente eficaz em ambientes com elevada heterogeneidade hidrológica. Esta condição positiva aumenta a representatividade dos resultados e fortalece a confiança na metodologia. As respostas do NDWI mostraram coerência com os regimes de cota e vazão. Por exemplo, a faixa entre 0 e 0.2 atuou como indicador de umidade residual em vazante extrema; valores entre 0.2 e 0,4 predominaram em descarga média e margens plenas, indicando fases de transição. Já a faixa entre 0.41 e 0.60 expandiu-se principalmente em eventos de cheias intensas, associando-se à presença de lâmina d'água contínua.

Além da coerência hidrológica, a distribuição espacial dos valores de NDWI também demonstra compatibilidade morfológica com os padrões fisiográficos da planície. A classificação espectral foi refinada pela segmentação do NDWI positivo em três faixas principais: 0.0–0.2; 0.2–0.4; e 0.4–0.6. A segmentação do NDWI em permite uma leitura mais precisa dos gradientes de umidade e uma boa diferenciação entre zonas alagadas. A compartimentação dos valores positivos em faixas específicas viabilizou a discriminação entre zonas com umidade residual, saturação inicial e lâmina d'água contínua. A análise conjunta das áreas ocupadas por diferentes faixas de NDWI em datas associadas a distintas cotas fluviométricas revela padrões importantes de resposta hidrosspectral da planície de inundação.

A classe 0.0–0.2 demonstrou ampla variação de área e sensibilidade ao nível da água, representando superfícies de baixa umidade que se expandem ou retraem conforme oscilações no pulso de cheia. Já a classe 0.2–0.4 apresentou áreas mais estáveis, indicando zonas persistentemente úmidas com possível saturação do solo, enquanto a classe 0.4–0.6 só se manifesta em cotas elevadas, refletindo diretamente a presença de lâmina d'água rasa. Esses resultados justificam o uso do NDWI como ferramenta eficaz para detectar diferentes estágios de umidade e inundação na planície, permitindo inferir a estrutura espacial da conectividade hidrológica ao longo de uma sequência temporal. A estratificação do índice em faixas distintas aumenta a precisão da interpretação, possibilitando a delimitação de zonas com diferentes suscetibilidades ao alagamento e a compreensão da morfodinâmica superficial associada aos pulsos sazonais.

Apesar da consistência observada, algumas limitações devem ser reconhecidas quanto à aplicação do NDWI (nuvens e sombras). No entanto, a confiança nos seus resultados se sustenta na convergência de múltiplos elementos metodológicos e empíricos: coerência temporal, resposta hidrológica realista, mapeamento detalhado por faixas e aderência à morfologia da planície. Esses resultados fornecem evidências robustas da aplicabilidade do NDWI como índice confiável para o mapeamento de águas superficiais, mesmo em cenários de alta complexidade hidrológica, interferências antrópicas e sazonalidade acentuada.

5.3.3 Manchas de saturação/encharcamento e inundação da superfície.

Ao aplicar um limiar adequado e converter a imagem em formato binário, destacam-se visualmente apenas os pixels com baixa refletância na banda NIR, o que significa que essas superfícies refletem pouca radiação no infravermelho próximo, uma característica típica de áreas com presença de água superficial, encharcamento ou solos altamente saturados. Em termos ecológicos, essas condições indicam ambientes aquáticos rasos, áreas permanentemente úmidas ou zonas de transição entre ambientes terrestres e aquáticos, que são fundamentais para a manutenção da biodiversidade em várzeas. Assim, a detecção dessas manchas úmidas permite inferir não apenas a presença de água, mas também zonas ecologicamente sensíveis ou ativas do ponto de vista funcional na planície.

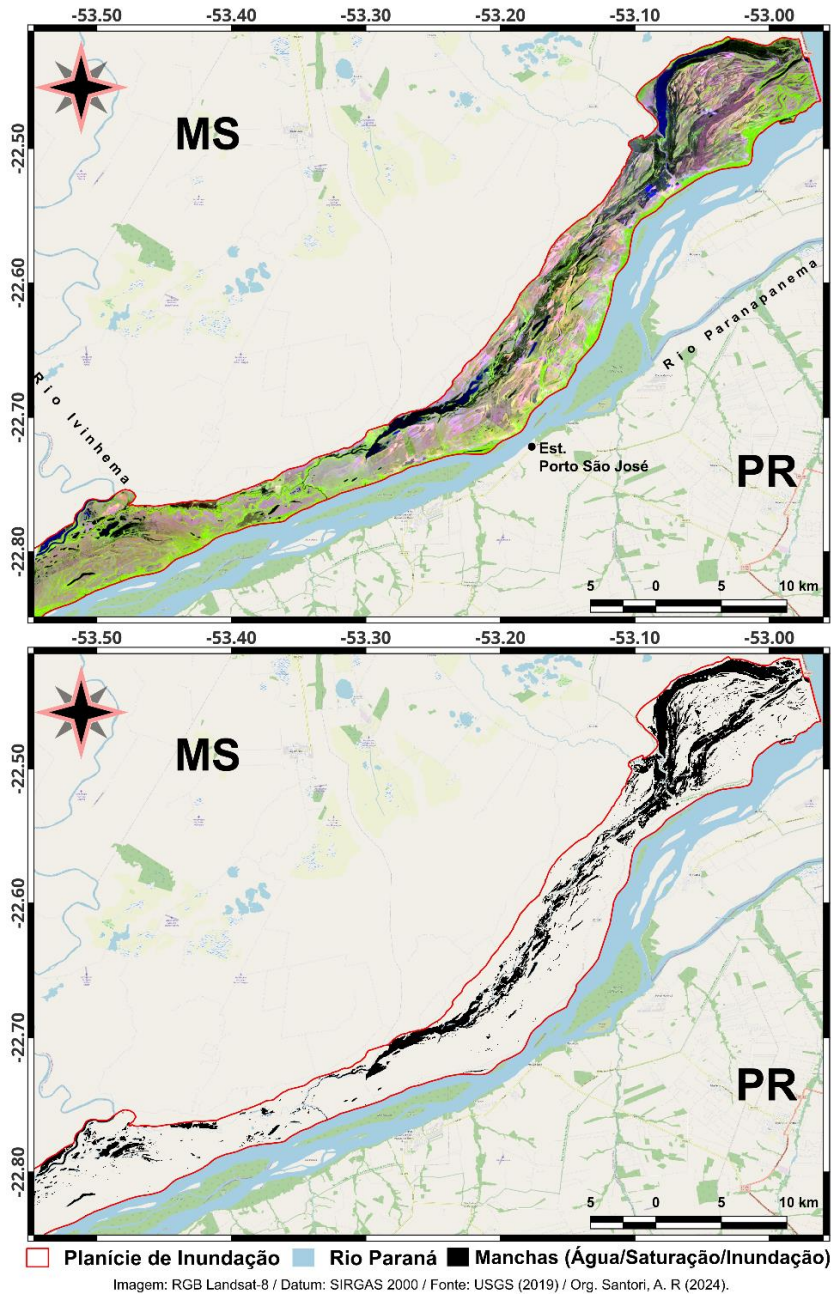
Os mapas com os resultados binários detalhados, que evidenciam as manchas de saturação e/ou inundação da superfície, foram elaborados apenas para datas específicas e encontram-se organizados nos quadros a seguir. Estes resultados apresentam uma análise multitemporal e comparativa da resposta espectral de áreas alagadas e encharcadas na planície de inundação do alto rio Paraná, com base na aplicação do índice NDWI em imagens dos satélites Landsat-5 e Landsat-8. Foram selecionadas imagens representando diferentes condições hidrológicas entre os anos de 1999 e 2017. Para cada imagem, foram registradas a data, a vazão e a cota fluviométrica da estação Porto São José (PSJ), associadas ao percentual da área da planície que apresentou resposta de saturação ou inundação. As análises cobrem tanto períodos de vazante quanto eventos de cheia extraordinária, permitindo a identificação de padrões de expansão e retração das manchas úmidas em função da variação da descarga fluvial.

Os mapas, gráficos e outras informações apresentadas no próximo quadro comparam as condições hidrológicas e as respostas espectrais da banda NIR em duas datas distintas: 16 de junho de 2004 (cena Landsat-5) e 17 de janeiro de 2019 (cena Landsat-8), ambas referentes à planície de inundação do alto rio Paraná. As áreas avaliadas compreendem um mesmo polígono de aproximadamente 420 km², permitindo comparações diretas sobre a dinâmica da conectividade lateral em diferentes momentos hidrológicos. Em 2019, a vazão foi de 8606 m³/s e a cota de 3,28 m, caracterizando um pulso de menor intensidade. Ainda assim, as áreas úmidas ou a área saturada atingiu 73,9 km² (17,6% da planície), indica que parte da

conectividade se manteve. Porém, com menor extensão e intensidade. As áreas úmidas se concentraram junto aos canais principais, especialmente nas margens do rio Baía, e foram mais restritas nos setores internos da várzea.

No evento de 2004, foi registrada uma área de 100,3 km² com sinais de saturação ou inundação, equivalente a 23,8% da planície analisada. Essa resposta está associada à atuação de uma descarga hidrológica intermediária (vazão de 10.162 m³/s e cota de 3,47 m), cuja energia foi suficiente para reativar setores morfologicamente suscetíveis, como paleocanais, lagoas marginais e depressões próximas ao rio Baía. A resposta espectral desse evento é reforçada pela expansão da classe de NDWI entre 0.0 e 0.2, com destaque para os 26,4 km² ocupados, demonstrando a sensibilidade dessas feições a elevações modestas do nível d'água.

Esses resultados evidenciam que descargas fluviais de magnitude moderada são capazes de promover conectividade lateral funcional, mesmo sem atingir cotas máximas. As tabelas e gráficos apresentados indicam que a relação entre elevação da cota fluviométrica e área alagada não é linear, sendo controlada pela ativação progressiva de setores da planície com diferentes altitudes. Isso significa que certos compartimentos da planície só passam a ser conectados ou alagados após atingir um limiar específico de cota, porque estão em diferentes níveis altimétricos. Essa dinâmica reforça a importância de se considerar a compartimentação morfológica da várzea, pois cada unidade topográfica apresenta um limiar distinto de resposta hidrológica ao pulso de inundação (Quadro 16).



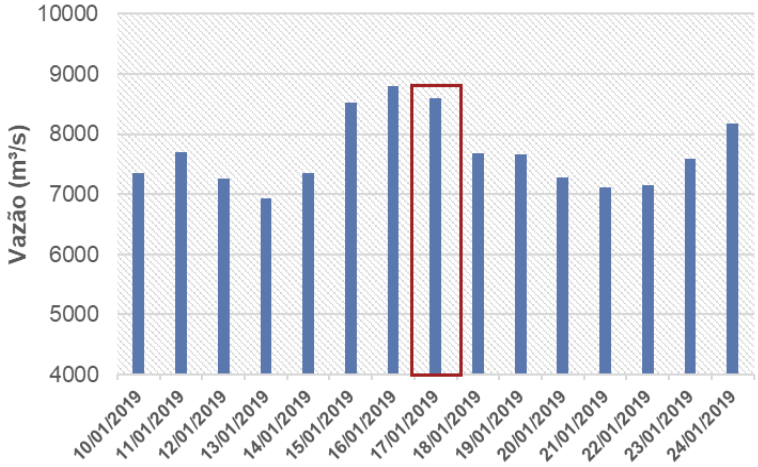
Data da captura: 17 de janeiro de 2019
Fonte: Satélite Landsat-8.

Vazão e cota registrada na data da cena: **8.606 m³/s / 3,28 m (PSJ)**

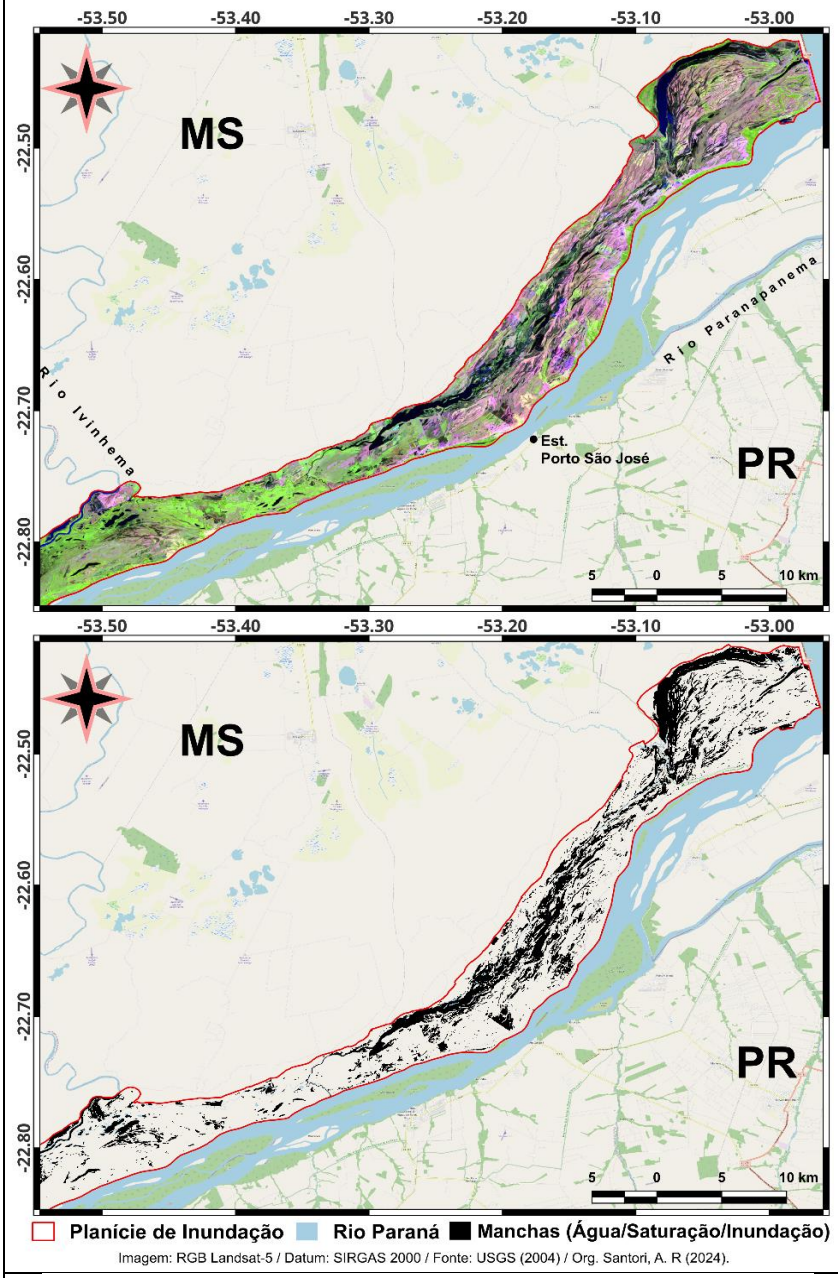
No trecho superior as cheias ordinárias do rio Paraná (descarga média) afetam de forma limitada as áreas adjacentes. As manchas escuras na cena representam áreas com processos de interação entre a água e o solo. O encharcamento é associado a elevação do lençol freático e as margens de canais internos (rio Baía).

Área total do polígono:
~ 427 km²

Área saturada/inundada:
~ 73,9 km² / (17,6%)



10/01/2019: 7354
11/01/2019: 7705
13/01/2019: 7263
13/01/2019: 6925
14/01/2019: 7344
15/01/2019: 8524
16/01/2019: 8797
17/01/2019: 8606
18/01/2019: 7586
19/01/2019: 7661
20/01/2019: 7275
21/01/2019: 7110
22/01/2019: 7150
23/01/2019: 7595
24/01/2019: 8175



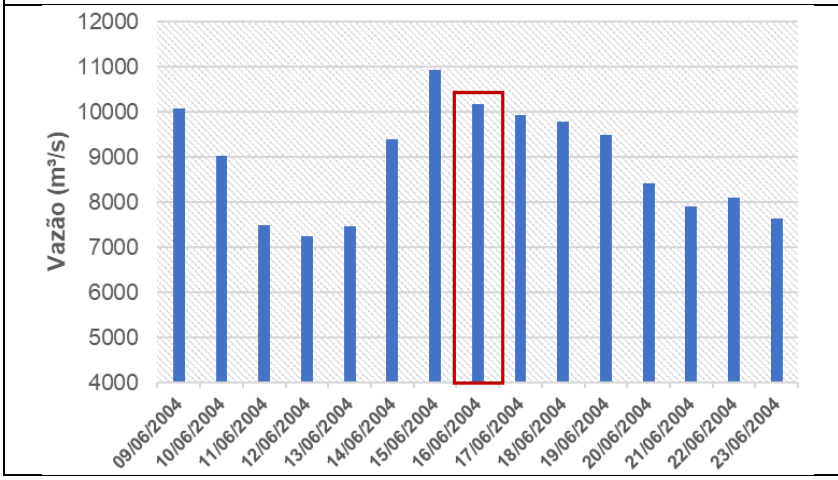
Data da captura: 16 de junho de 2004
Fonte: Satélite Landsat-5.

Vazão e cota registrada na data da cena: **10.162 m³/s / 3,47 m (PSJ)**

Ocorrem alagamentos pontuais internos por influência do lençol freático. Em alguns paleocanais em áreas dispersas da várzea, inicia-se um pequeno aumento na saturação. Esta área é cheia de lagoas de diversos tamanhos. As superfícies alagáveis e mais baixas da planície neste ponto logo são reveladas pela presença de manchas iniciais de saturação do solo.

Área total do polígono:
~ 427 km²

Área saturada/inundada:
~ 100,3 km² / (23,8%)



09/06/2004: 10086
10/06/2004: 9027
11/06/2004: 7489
12/06/2004: 7243
13/06/2004: 7467
14/06/2004: 9392
15/06/2004: 10928
16/06/2004: 10162
17/06/2004: 9936
18/06/2004: 9786
19/06/2004: 9490
20/06/2004: 8409
21/06/2004: 7898
22/06/2004: 8105
33/06/2004: 7625

Quadro 16 – Manchas de saturação/inundação em nível de descarga média (montante). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Os mapas, gráficos e outras informações apresentadas no próximo quadro fornecem uma análise comparativa entre duas imagens de satélite Landsat-5, capturadas em datas distintas (27/02/1999 e 24/04/2008). Em 27 de fevereiro de 1999, a vazão registrada foi de 11.799 m³/s com cota de 4,29 m, enquanto em 24 de abril de 2008 a vazão era de 12.908 m³/s com cota de 4,71 m. A cena de 2008 apresenta a maior área saturada ou inundada, com 154,5 km² (36,7% da área total), em comparação aos 115,6 km² (27,5%) registrados em 1999. Esse aumento acompanha proporcionalmente a elevação da cota fluviométrica e da vazão, indicando maior extensão de conectividade hidrológica lateral durante o evento de 2008 (Quadro 17).

A comparação espacial das manchas nas imagens binárias permite inferir que, embora a vazão influencie fortemente a extensão da conectividade lateral, a topografia, o nível do lençol freático e o tempo de resposta da paisagem também desempenham papel crucial. Algumas áreas mais rebaixadas permanecem úmidas por mais tempo mesmo com vazão decrescente, evidenciando uma conectividade funcional prolongada. Com base nas cotas registradas nas imagens, é possível inferir que as áreas alagadas de 1999 estavam majoritariamente concentradas nas unidades morfológicas mais baixas, como paleocanais, lagoas marginais e setores rebaixados (alagadiços) próximos ao canal principal. Esses compartimentos são os primeiros a serem ocupados com o aumento da lâmina d'água e, em eventos de magnitude razoável como o de 1999, funcionam como zonas de amortecimento hidrológico.

A maior abrangência da resposta espectral positiva em 2008 indica uma conectividade lateral mais ampla, com possível conexão entre trechos mais elevados na topografia da várzea, por exemplo, paleocanais e paleobarras inseridos na planície intermediária. A presença de áreas saturadas a cotas superiores também indica que a planície apresenta compartimentos com baixa declividade, que permitem o espalhamento da lâmina d'água mesmo com pequenas variações de nível. Essa diferenciação espacial das áreas úmidas entre as duas datas reforça a importância de se considerar a interação entre hidrologia e morfologia na análise de conectividade. A resposta do NDWI está diretamente vinculada a esses fatores.

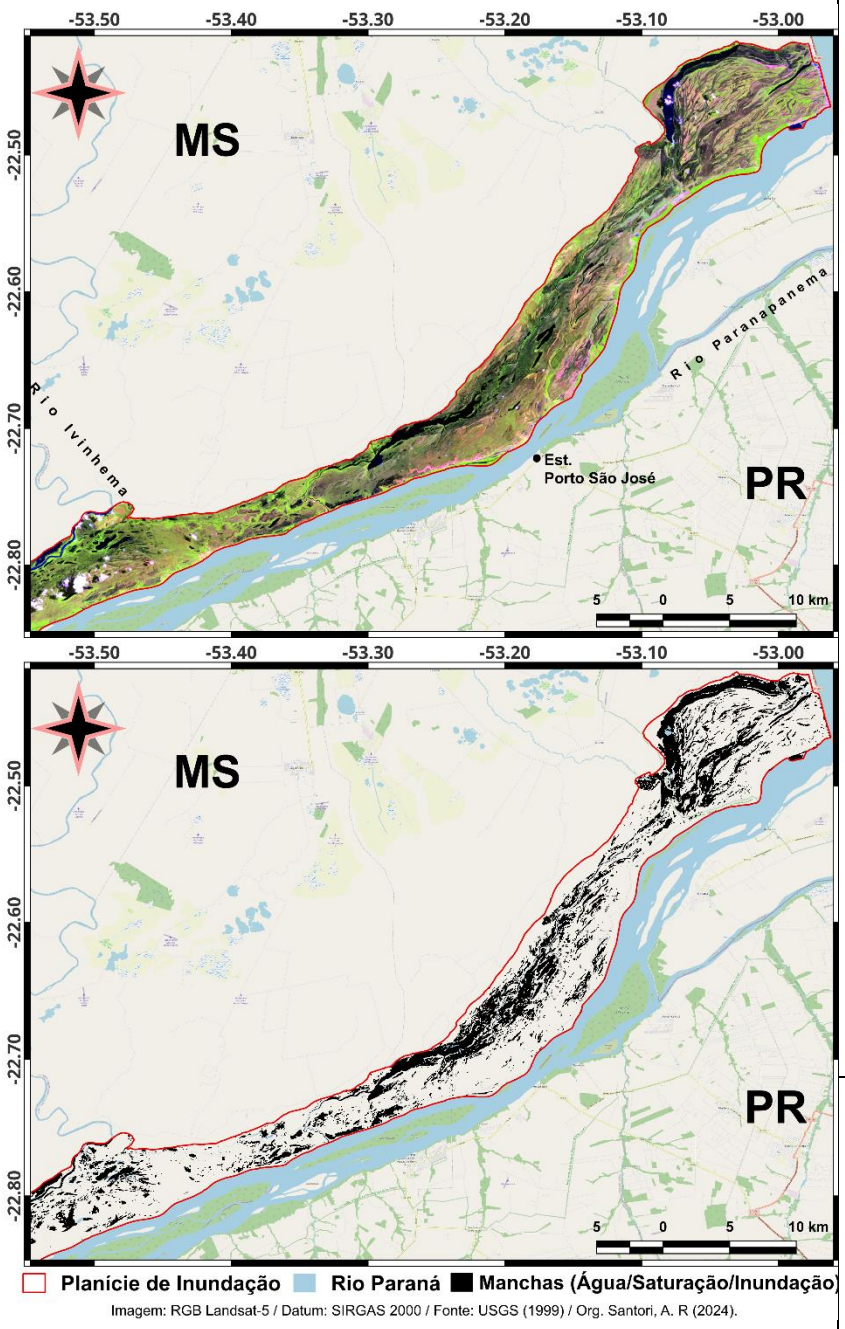


Imagem: RGB Landsat-5 / Datum: SIRGAS 2000 / Fonte: USGS (1999) / Org. Santori, A. R (2024).

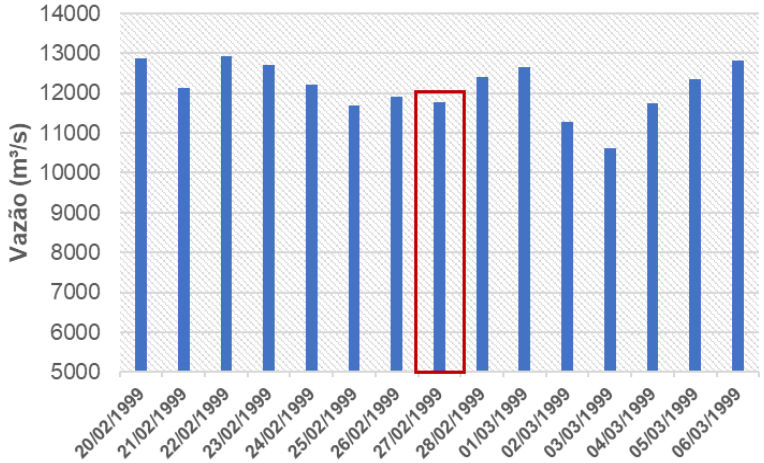
Data da captura: 27 de fevereiro de 1999.
Fonte: Satélite Landsat-5.

Vazão e cota registrada na data da cena: **11.799 m³/s / 4,29 m (PSJ)**

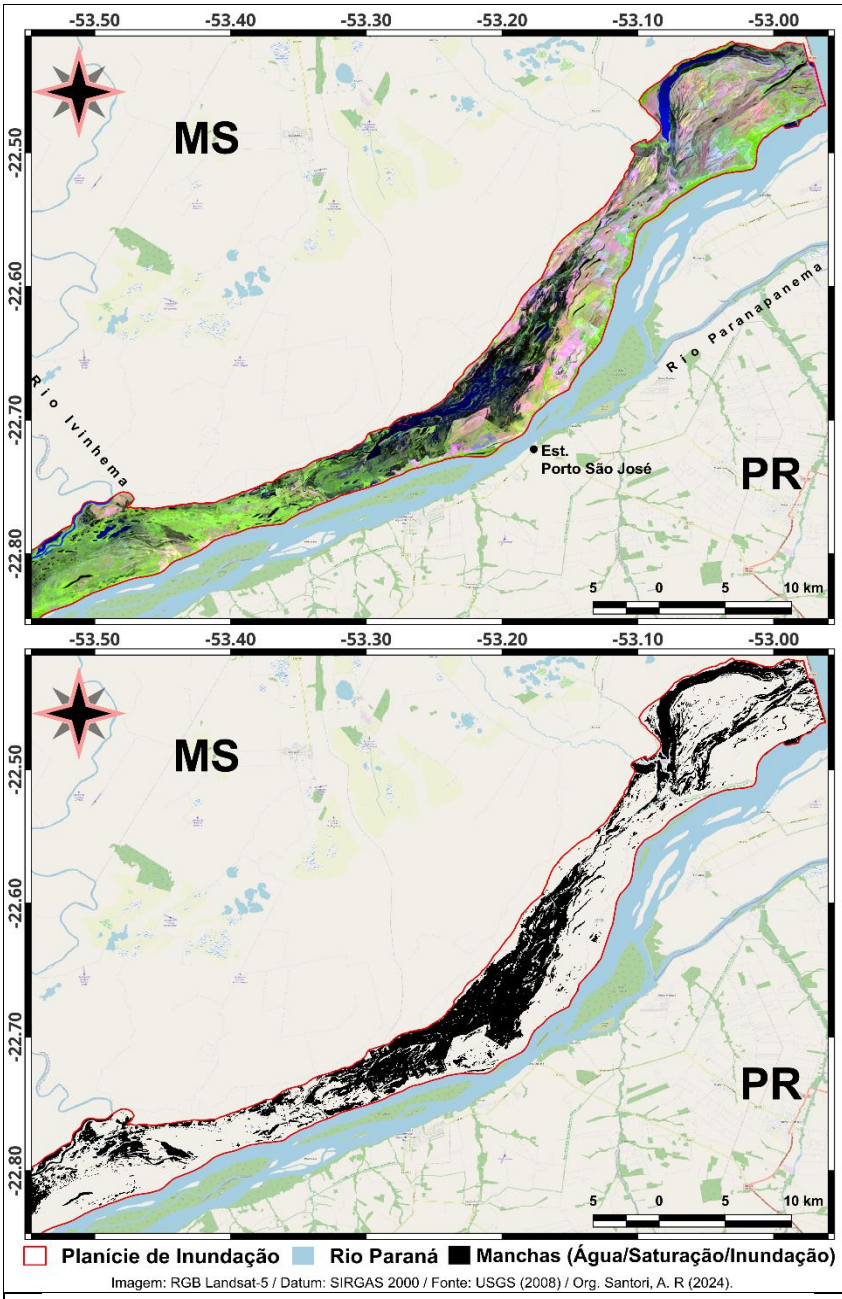
Os resultados indicam que, em 1999, mesmo com vazão e cota relativamente elevadas na data de aquisição da imagem (11.799 m³/s e 4,29 m em Porto São José), a extensão das manchas de saturação/inundação não se alterou muito. Este cenário pode indicar a heterogeneidade espacial da distribuição hídrica sobre a planície, que influencia a persistência da saturação em áreas específicas.

Área total do polígono:
~ 427 km²

Área saturada/inundada:
~ 115,6 km² / (27,5%)



20/02/1999: 12880
21/02/1999: 12117
22/02/1999: 12908
23/02/1999: 12715
24/02/1999: 12198
25/02/1999: 11689
26/02/1999: 11903
27/02/1999: 11799
28/02/1999: 12388
01/03/1999: 12660
02/03/1999: 11267
03/03/1999: 10619
04/03/1999: 11743
05/03/1999: 12333
06/03/1999: 12825



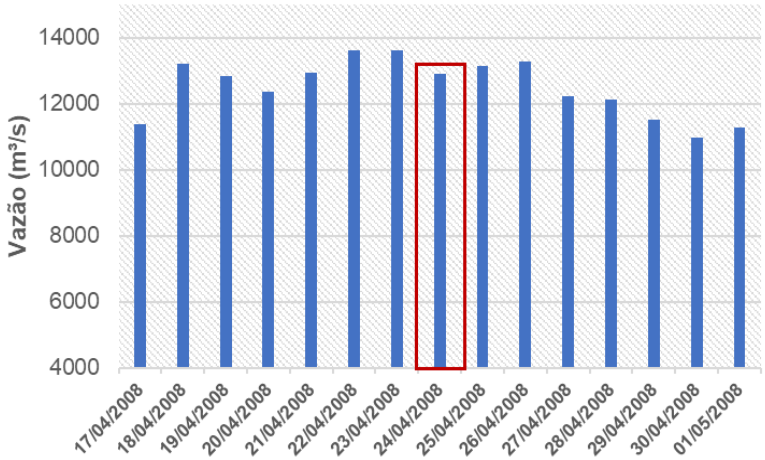
Data da captura: 24 de abril de 2008.
Fonte: Satélite Landsat-5.

Vazão e cota registrada na data da cena: **12.908 m³/s / 4,71 m (PSJ).**

Esse evento provocou saturação intensa de brejos com altimetria pouco diferente a do rio Baía. A cena novamente refere-se ao final de um pulso de cheia, pois apesar de ter a maior vazão, não registrou a maior área alagada. Essa condição pode estar relacionada a diferenças no nível do lençol freático.

Área total do polígono:
~ 427 km²

Área saturada/inundada:
~ 154,5 km² / (36,7%)



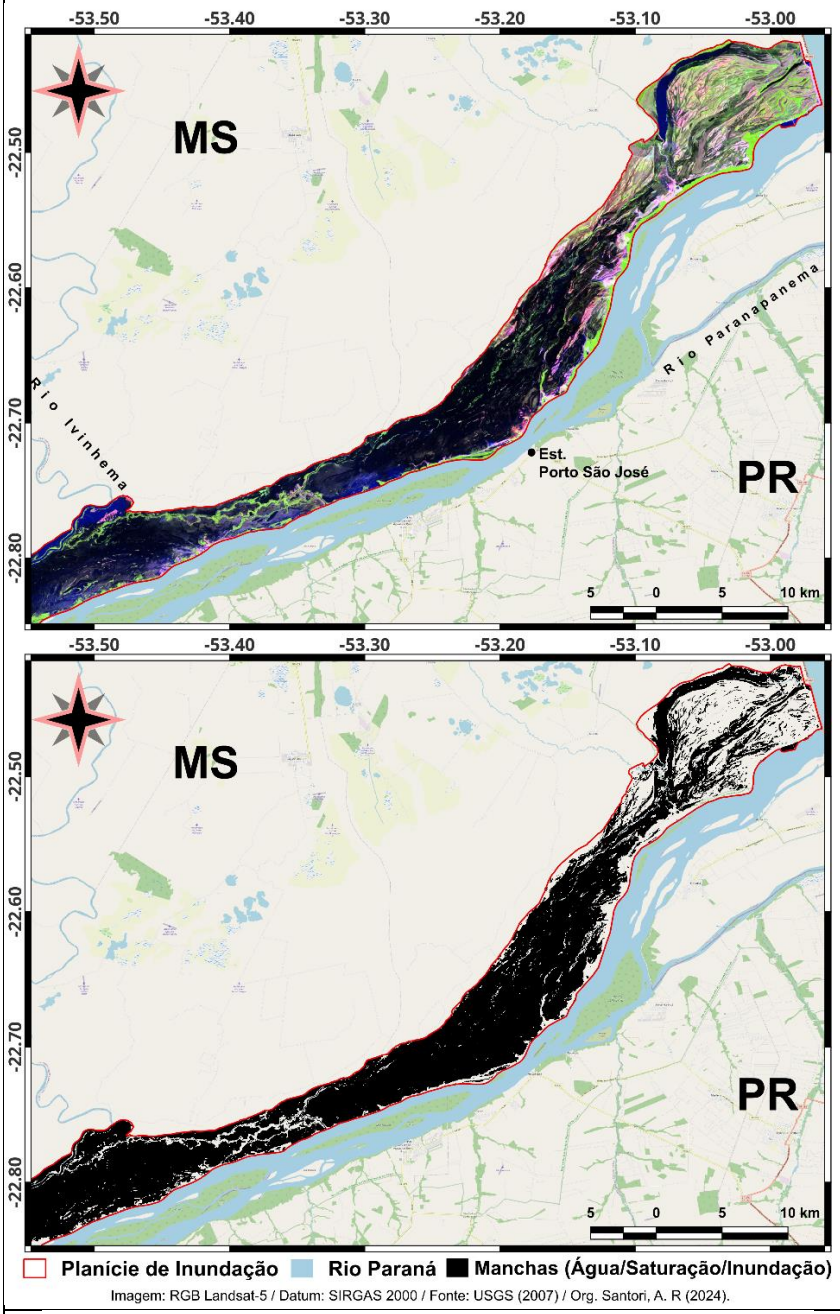
17/04/2008: 11372
18/04/2008: 13212
19/04/2008: 12852
20/04/2008: 12361
21/04/2008: 12935
22/04/2008: 13632
23/04/2008: 13604
24/04/2008: 12908
25/04/2008: 13157
26/04/2008: 13268
27/04/2008: 12225
28/04/2008: 12117
29/04/2008: 11530
30/04/2008: 10954
01/04/2008: 11293

Quadro 17 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas (montante). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

As análises comparativas entre as imagens de 11 de fevereiro de 2005 e 1º de fevereiro de 2007 evidenciam distintas condições hidrológicas e seus efeitos sobre a conectividade lateral na planície do alto rio Paraná. Em 2005, a vazão registrada foi de 15.359 m³/s, com cota de 5,30 m, resultando em uma área inundada de 312,9 km², ou 74,5% do polígono analisado. Já em 2007, a vazão foi superior, 18.603 m³/s, com cota de 6,41 m, e área inundada de 343,4 km², representando 81,7% da área total (~420 km²). Embora ambas as datas apresentem um processo intenso de alagamento e saturação, observa-se um padrão morfológico diferenciado na distribuição espacial das áreas alagadas (Quadro 18).

No evento de 2005, a elevação progressiva da vazão nos dias anteriores à aquisição da cena (culminando em pico antes da data) sugere que grande parte da água já havia se dispersado lateralmente, alcançando áreas intermediárias e mais baixas da planície, caracterizadas por solos úmidos e manchas escuras contínuas associadas a alagamentos. Em 2007, o evento foi mais intenso (cheia extrema), com aumento constante da vazão nos dias anteriores e estabilização no dia da imagem. A configuração observada indica uma situação de ápice de cheia, caracterizada por elevada conectividade hidrológica, evidenciada pela predominância de saturação mesmo nas altitudes superiores da planície.

O pulso de inundação no início de 2007 foi marcante devido a sua magnitude e permanência com mais de 30 dias de vazões superiores a 17.000 m³/s. Os sinais de retenção hídrica e alagamentos observados na cena de satélite marcam até onde seriam os atuais limites entre as morfologias que conseguem ser afetadas pelas cheias nos atuais parâmetros do rio Paraná. Esses resultados reforçam a existência concreta de conectividade hidrológica na planície de inundação do alto rio Paraná, evidenciada pela correlação direta entre o aumento das cotas e vazões e a expansão das áreas (pixels). O comportamento dos dados também evidencia que a resposta espectral pode ser utilizada como ferramenta eficaz de validação da conectividade, mesmo na ausência de medições diretas de fluxo ou inundação superficial. Essas inferências podem ser verificadas com base na imagem de satélite utilizada.



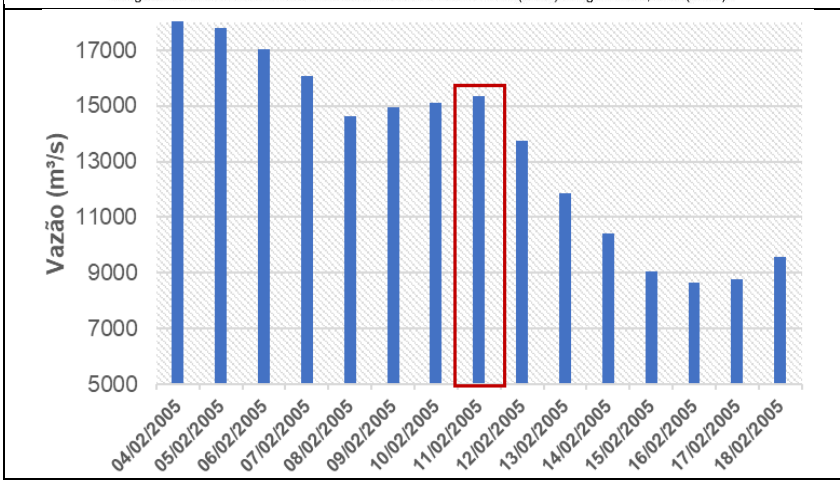
Data da captura: 11 de fevereiro de 2005.
Fonte: Satélite Landsat-5.

Vazão e cota registrada na data da cena: **15.359 m³/s / 5,30 m (PSJ).**

O padrão observado na cena demonstra um processo de saturação do solo em todas as áreas baixas e intermediarias. A área de inundação é maior e mais conectada. Este evento de cheia significativo já promove amplas áreas em diferentes níveis de saturação. Ocorre uma mescla de áreas com alta saturação de água ou completamente alagadas.

Área total do polígono:
~ 427 km²

Área saturada/inundada:
~ 312,9 km² (74,5%)



04/02/2005: 18240
05/02/2005: 17779
06/02/2005: 17024
07/02/2005: 16071
08/02/2005: 14630
09/02/2005: 14949
10/02/2005: 15125
11/02/2005: 15359
12/02/2005: 13745
13/02/2005: 11876
14/02/2005: 10415
15/02/2005: 9015
16/02/2005: 8645
17/02/2005: 8764
18/02/2005: 9588

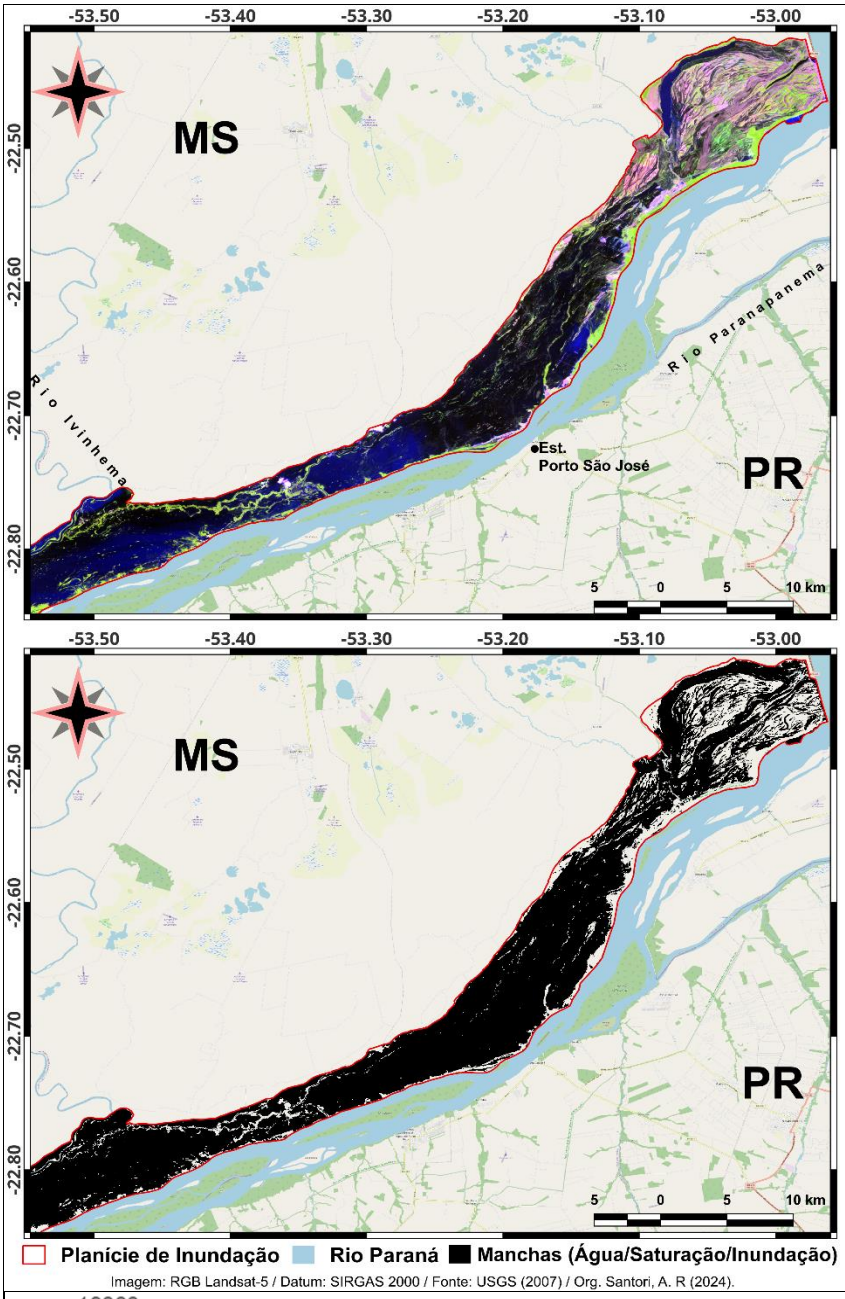
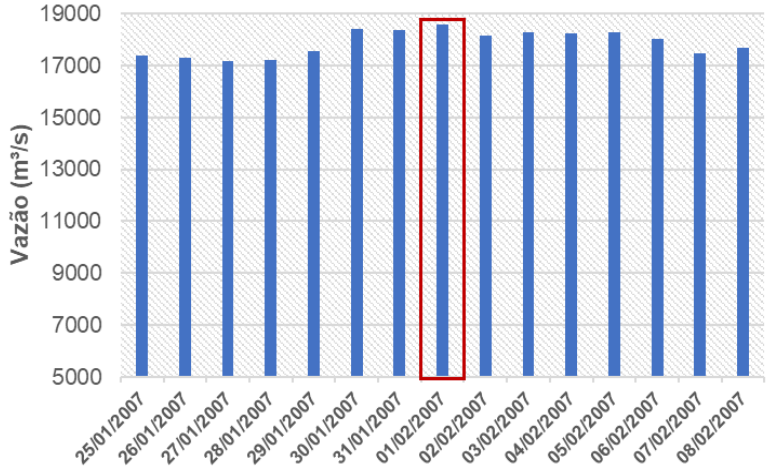
<table>
<tr>
<td> 

Imagem: RGB Landsat-5 / Datum: SIRGAS 2000 / Fonte: USGS (2007) / Org. Santori, A. R (2024).</td>
<td>Data da captura: 01 de fevereiro de 2007.
Fonte: Satélite Landsat-5.

Vazão e cota registrada na data da cena: 18.603 m³/s. / 6,41 m (PSJ)

Neste nível de inundação as áreas submersas são mais extensas e começam a surgir em mais de um ponto. As áreas de retenção hídrica significativa são predominantes dentro do polígono vermelho, representando uma inundação massiva e cobrindo quase toda a planície aluvial. Os solos altamente saturados são mais comuns, amplos e conectados neste nível.

Área total do polígono:
~ 427 km²

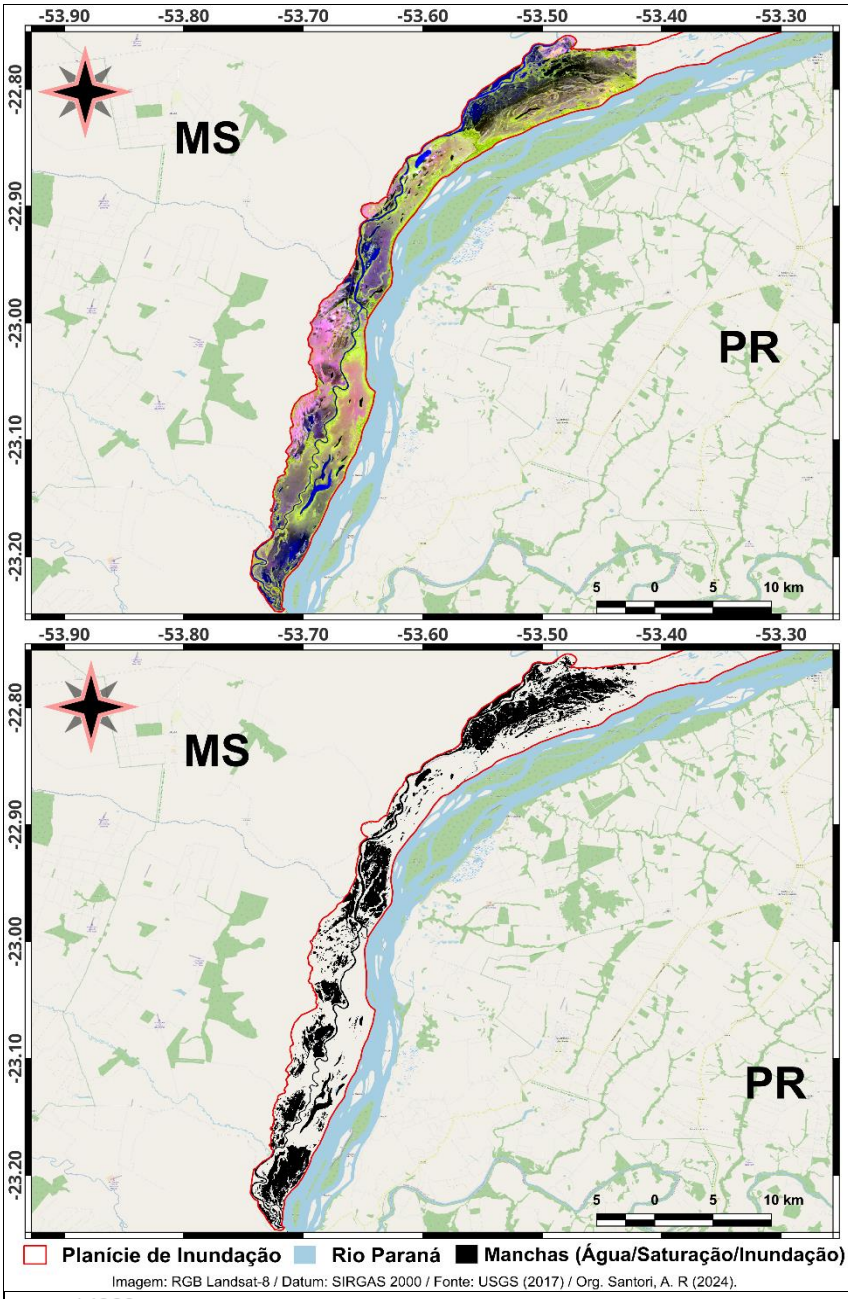
Área saturada/inundada:
~ 343,4 km² (81,7%)</td>
</tr>
<tr>
<td> 
</td>
<td>25/01/2007: 17339
26/01/2007: 17286
27/01/2007: 17174
28/01/2007: 17211
29/01/2007: 15550
30/01/2007: 18396
31/01/2007: 18357
01/01/2007: 18603
02/02/2007: 18163
03/02/2007: 18279
04/02/2007: 18240
05/02/2007: 18279
06/02/2007: 18047
07/02/2007: 17475
08/02/2007: 17702</td>
</tr>
</table>

Quadro 18 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas intensa (montante). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

No próximo quadro é apresentado um exemplo de máscara de alagamento no trecho a jusante da área estudada. Ficou claro que neste local um dos aspectos fundamentais para compreender a dinâmica de conectividade lateral na planície é a contribuição das cheias do rio Ivinhema, especialmente em seu baixo curso. A análise da imagem de 11 de junho de 2017, registrada com vazão de 9.820 m³/s e cota de 3,57 m no rio Paraná, evidencia que as áreas mais encharcadas não se limitam à influência direta do canal principal. As zonas da planície na margem direita e a jusante da área anterior, são fortemente impactadas por transbordamentos do Ivinhema, apresentaram saturação significativa, com 36,1% do polígono (~104,5 km²) ocupado por solo encharcado ou inundado.

A análise da cena de satélite, em conjunto com a máscara binária e o gráfico de vazão, revela um padrão espacial coerente com a fisiografia da planície de inundação. As manchas pretas indicam áreas com saturação superficial ou alagamento, distribuídas preferencialmente em setores deprimidos, lagoas marginais e paleocanais. O gráfico de vazão revela que nos dias anteriores à imagem, houve uma elevação rápida e expressiva da descarga fluvial, com pico registrado pouco antes da data analisada, justificando a expansão recente das manchas de saturação. Nos dias seguintes, observa-se uma tendência de declínio na vazão, sugerindo que as manchas persistem como reflexo da cheia anterior.

A relação entre a cena, máscara binária e gráfico de vazões permite compreender que a conectividade hidrológica não depende apenas do valor de vazão do dia da imagem, mas também do histórico recente do sistema. A água se infiltra e se acumula em setores morfologicamente favoráveis (depressões, lagoas marginais e paleocanais), mantendo a conectividade lateral por dias após o pico de cheia. Assim, a figura analisada valida a presença de conectividade funcional mesmo fora do ápice do pulso, reforçando o papel da morfologia e da inércia hidrológica do sistema na manutenção da conectividade lateral (Quadro 19).



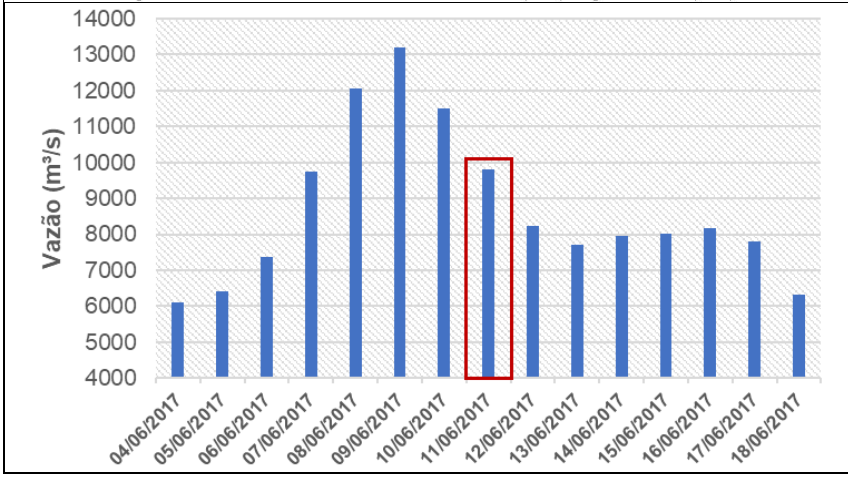
Data da captura: 11 de junho de 2017.
Fonte: Satélite Landsat-8.

Vazão registrada na data da cena: **9.820 m³/s / 3,57 m (PSJ)**

Ocorrem encharcamentos provenientes dos rios Paraná e Ivinhema.
Este trecho da planície é basicamente composto por grandes bacias de inundação e lagoas. As áreas com sinais de encharcamento concentram-se principalmente no entorno das lagoas marginais, evidenciando a atuação da topografia local na retenção hídrica.

Área do polígono: ~ 289 km²

Área saturada/inundada: ~ 104,5 km² / (36,1%)



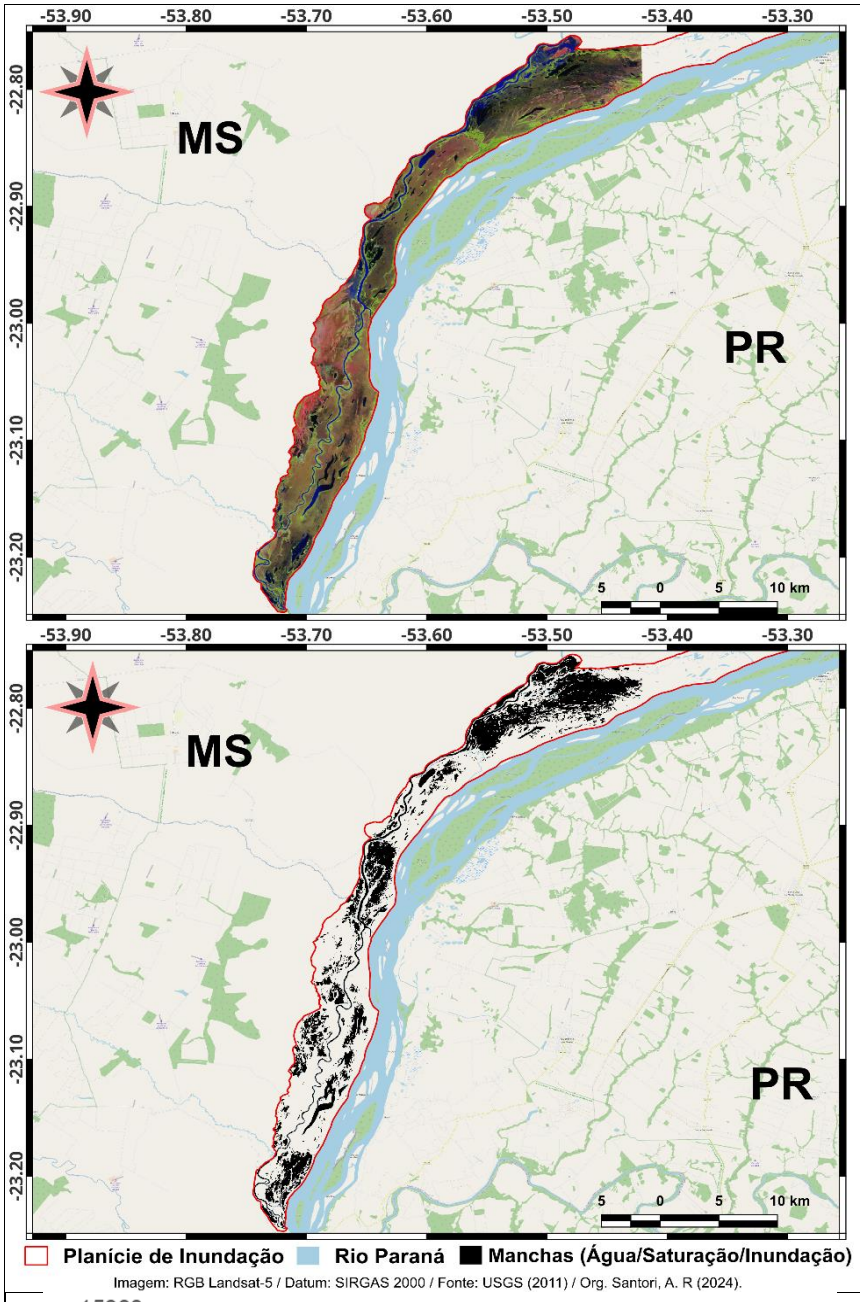
04/06/2017: 6100
05/06/2017: 6420
06/06/2017: 7382
07/06/2017: 9758
08/06/2017: 12044
09/06/2017: 13210
10/06/2017: 11509
11/06/2017: 9820
12/06/2017: 8249
13/06/2017: 7706
14/06/2017: 7945
15/06/2017: 8006
16/06/2017: 8187
17/06/2017: 7790
18/06/2017: 6310

Quadro 19 – Manchas de saturação/inundação em nível de descarga média (jusante).
Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

No quadro 20 são apresentados dados de um evento de maior vazão agora associado a classe de margens plenas. A primeira imagem refere-se a uma cena Landsat-5 de 08 de abril de 2011, com uma vazão registrada de 12.935 m³/s e cota de 4,72 m na estação de Porto São José. Esses dados oferecem subsídios valiosos para interpretar padrões de alagamento e conectividade lateral em momentos posteriores ao pico de cheia. O conjunto de informações permite identificar como a planície responde ao regime hidrológico recente, mesmo em processo de esvaziamento do sistema.

Do ponto de vista morfológico, a distribuição das manchas evidencia a presença dominante de depressões naturais, paleocanais e bacias de inundação, que atuam como áreas de retenção e recarga., que mantêm a saturação e são áreas de deposição mais recentes e constantes do material ainda transportado pelo rio Paraná e seus afluentes próximos. Além da análise hidrológica e morfológica apresentada, é fundamental considerar o papel estratégico das lagoas marginais na dinâmica de saturação da planície. Essas unidades, distribuídas nos setores topograficamente inferiores, frequentemente se conectam a paleocanais e braços secundários do rio Paraná. Elas funcionam como pontos de retenção e redistribuição de água.

O mapa revela grande concentração dos solos saturados, principalmente no centro das bacias de inundação e em áreas adjacentes ao rio Ivinhema, especialmente em seu trecho de entrada na planície mista. Essa configuração espacial reflete tanto a morfologia do terreno quanto a história recente do regime de vazão. A análise da curva de vazão indica que nos dias anteriores à cena, os valores oscilaram, com picos superiores a 14.000 m³/s nos dias 01 e 05 de abril, seguidos por reduções e oscilações próximas de 12.000 a 13.500 m³/s. Esse comportamento sugere que a cena foi capturada durante o recuo da lâmina d’água após um pico de cheia, favorecendo a permanência de áreas saturadas mesmo com leve redução da vazão. Essa configuração morfológica reforça a hipótese de que a conectividade lateral é sustentada também pela memória hidrológica do sistema e não exclusivamente pela vazão instantânea, que retém água por vários dias em função da geomorfologia e da dinâmica do pulso hidrológico.



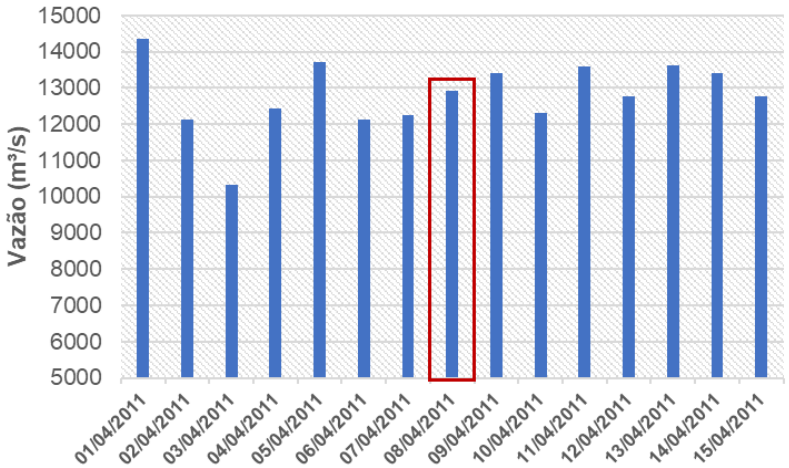
Data da captura: 08 de abril de 2011. **Fonte:** Satélite Landsat-5.

Vazão registrada na data da cena: **12.935 m³/s / 4,72 (PSJ).**

Apesar da alta vazão registrada, o período corresponde à fase de recessão de um pulso de cheia de grande magnitude. Alguns transbordamentos ocorrem na áreas adjacentes ao Ivinhema logo na sua entrada. Aumento das manchas superficiais de saturação no centro das bacias de inundação.

Área total do polígono:
~ 289 km²

Área saturada/inundada:
~ 139,2 km² / (48,1%)



01/04/2011: 14340
02/04/2011: 12117
03/04/2011: 10339
04/04/2011: 12442
05/04/2011: 13716
06/04/2011: 12117
07/04/2011: 12525
08/04/2011: 12935
09/04/2011: 13407
10/04/2011: 12306
11/04/2011: 13604
12/04/2011: 12770
13/04/2011: 13632
14/04/2011: 13407
15/04/2011: 12770

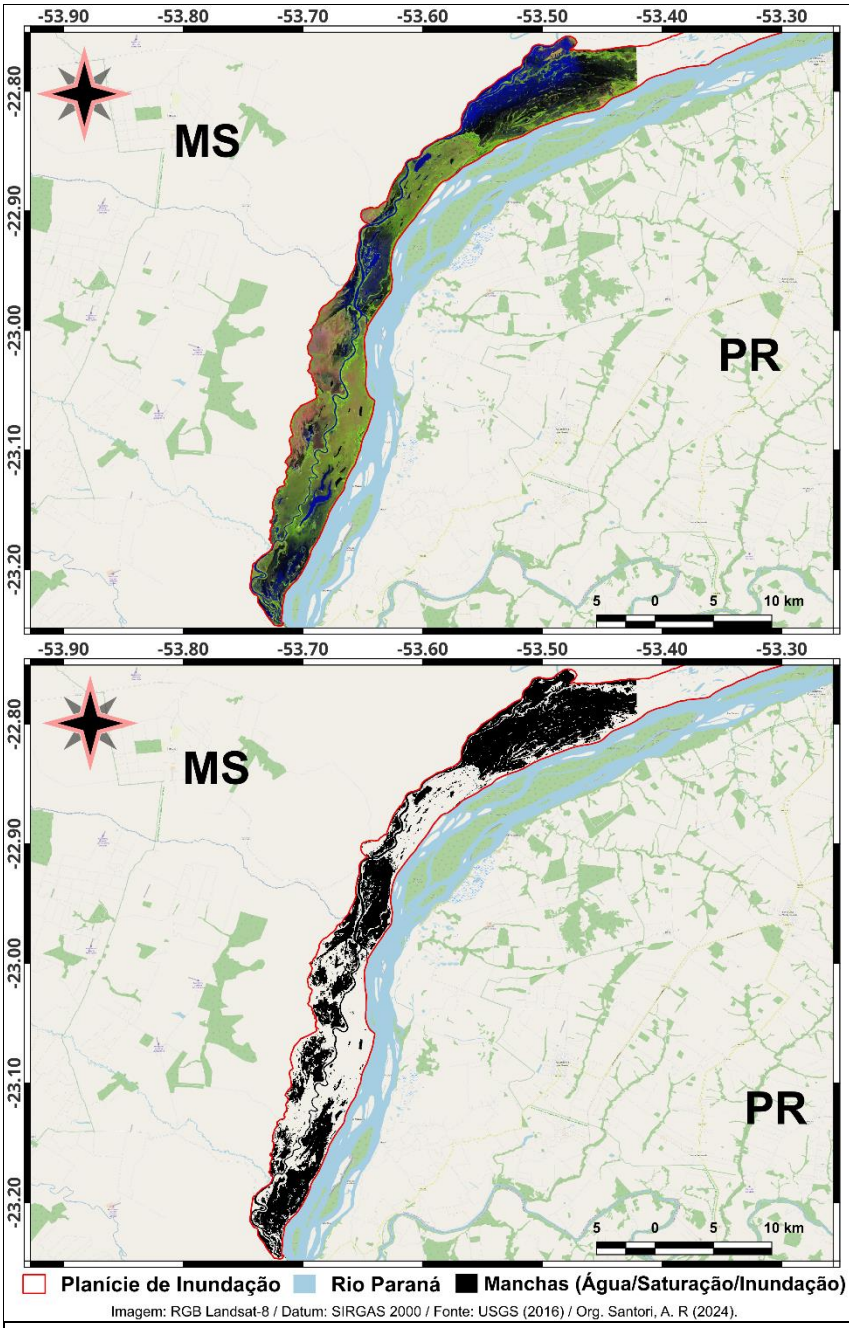
Quadro 20 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas (jusante). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

O próximo quadro analisado apresenta comparativamente duas imagens de satélite em 24 de fevereiro de 2007 e 08 de junho de 2016 com dados de área inundada e registros hidrológicos do alto rio Paraná, permitindo uma avaliação detalhada do comportamento da conectividade hidrológica em diferentes contextos. Em 2007, a vazão do rio atingiu 18.591 m³/s e a planície encontrava-se praticamente toda alagada, com 94,6% da área analisada (273,5 km² de um total de ~289 km²) sob inundação ou saturação. Este quadro revela uma forte resposta da planície ao pulso de cheia, com evidente alagamento superficial e grande conectividade vertical entre diferentes morfologias e lateral entre canais, lagoas, afetando zonas baixas e intermediarias.

Já em 2016, com uma vazão inferior (15.604 m³/s) e uma área alagada menor (159,6 km², ou 55,2%), a planície ainda exibia um comportamento marcadamente hidrodinâmico, com zonas de saturação em expansão. Neste evento ainda se notam superfícies consideradas secas, além disso é visualmente perceptível como as áreas com mancha de alagamentos e as áreas livres estão praticamente iguais (Quadro 21).

As análises de vazão nos dias anteriores e posteriores às imagens mostram dois momentos distintos: em 2016, a vazão crescia rapidamente, revelando um momento ascendente do pulso de cheia, justificando a presença de áreas recém-alagadas e a rápida expansão das manchas de saturação. em 2007, os níveis estavam estabilizados em patamar alto, sustentando a permanência da inundação. A comparação entre os anos reforça como diferentes combinações de vazão, morfologia e antecedência de saturação condicionam a resposta da planície.

Além disso, os dados indicam a importância ecológica das áreas úmidas interconectadas, especialmente nas regiões de transição entre os canais principais e as lagoas internas. A conectividade estabelecida durante os pulsos analisados valida o conceito de planície funcional, com capacidade de redistribuição lateral da água e retenção temporária em superfícies deprimidas. O mapa de 2016, por exemplo, mostra essa função sendo ativada de forma gradual, com manchas úmidas emergindo nas bordas de lagoas e em setores mais baixos. Já o mapa de 2007 comprova a plena operação da conectividade em toda a extensão da planície (Quadro 21).



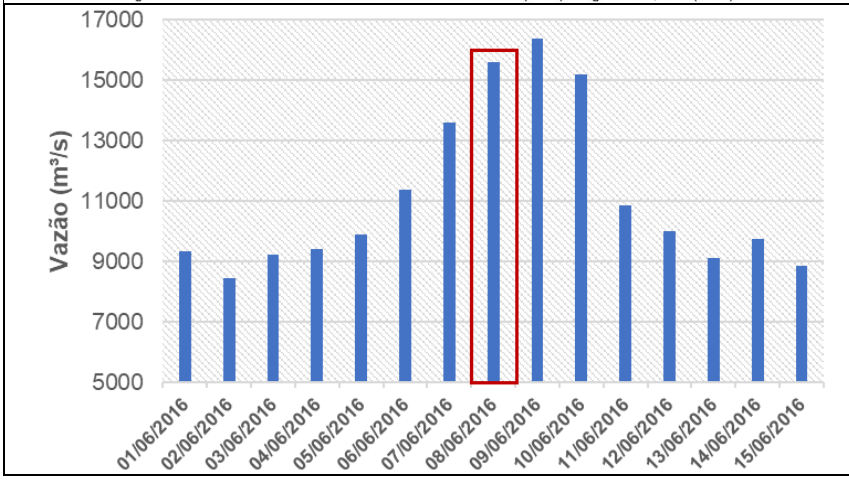
Data da captura: 08 de junho de 2016.
Fonte: Satélite Landsat-8.

Vazão registrada na data da cena: **15.604 m³/s / 5,66 m (PSJ).**

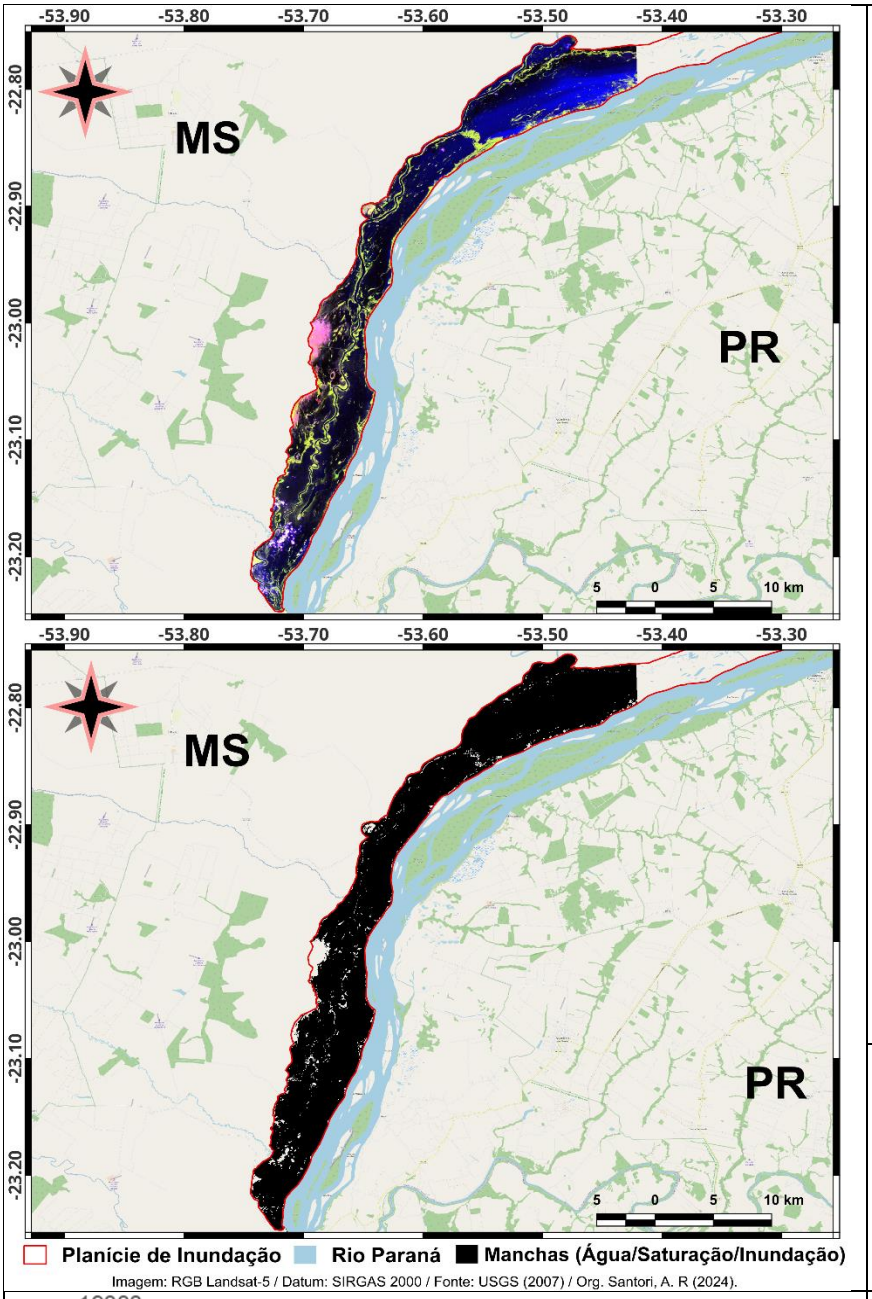
Nas proximidades da entrada do Ivinhema na planície surge uma grande área contínua de aspecto azul (inundada), indicando um regime de inundação intenso nos dois rios. Se intensifica a conexão entre as lagoas e suas áreas mais próximas, geralmente baixas. Alguns processos de transbordamentos começam a ocorrer.

Área total do polígono:
~ 289 km²

Área saturada/inundada:
~ 159,6 km² (55,2%)



01/06/2016: 9333
02/06/2016: 8458
03/06/2016: 9216
04/06/2016: 9398
05/06/2016: 9901
06/06/2016: 11393
07/06/2016: 13592
08/06/2016: 15604
09/06/2016: 16374
10/06/2016: 15205
11/06/2016: 10877
12/06/2016: 10008
13/06/2016: 9113
14/06/2016: 9753
15/06/2016: 8870



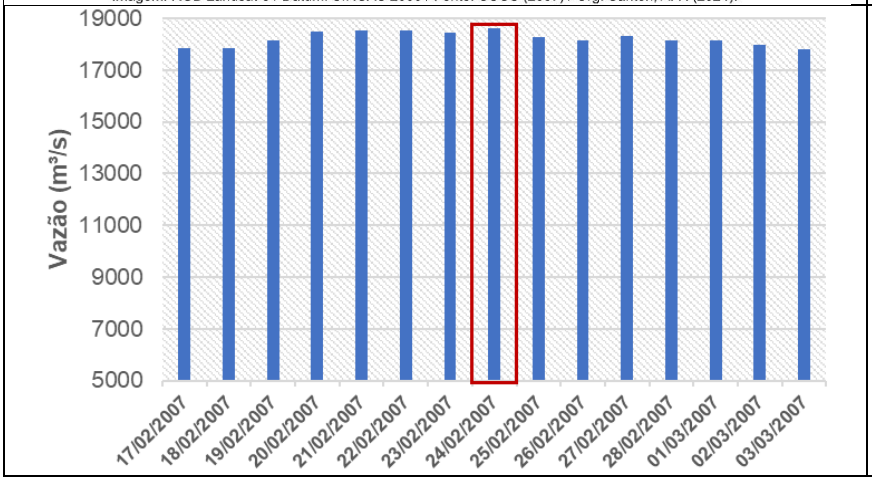
Data da captura: 24 de fevereiro de 2007.
Fonte: Satélite Landsat-5.

Vazão registrada na data da cena: **18.591 m³/s / 6,47 (PSJ).**

Retrata-se com perfeição o funcionamento da planície como um grande reservatório. Toda a planície está encharcada, áreas estão inundadas e ocorre a circulação de água pela superfície. A grande maioria das feições apresenta um alagamento contínuo. Esta cena e a anterior representam bem a evolução de um pulso de inundação intenso e extremo.

Área total do polígono:
~ 289 km²

Área saturada/inundada:
~ 273,5 km² / (94,6%)



17/02/2007: 17855
18/02/2007: 17855
19/02/2007: 18163
20/02/2007: 18473
21/02/2007: 18512
22/02/2007: 18500
23/02/2007: 18434
24/02/2007: 18591
25/02/2007: 18583
26/02/2007: 18480
27/02/2007: 18587
28/02/2007: 18488
01/02/2007: 18163
02/02/2007: 17970
03/02/2007: 17779

Quadro 21 – Manchas de saturação/inundação em nível de margens plenas mais intenso (jusante). Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Ao longo dos quadros apresentados, observa-se que áreas úmidas e saturadas se expandem de forma progressiva e seletiva conforme o aumento da cota fluviométrica. Em eventos de média descarga, a saturação restringe-se a setores mais deprimidos, enquanto nas cheias intensas, a água atinge compartimentos mais elevados e desconectados, promovendo uma conectividade quase total entre as unidades morfológicas. A interpretação visual e quantitativa das manchas de NDWI e máscaras binárias permite mapear a dinâmica espacial da presença de umidade na paisagem, inferindo o funcionamento da planície como reservatório natural e ambiente de retenção hídrica.

As imagens de satélite, combinadas com dados hidrológicos, parâmetros de conectividade e métricas de área saturada, revelam com precisão a complexa interação entre vazão fluvial, topografia da planície e resposta espectral da superfície ao longo de diferentes eventos hidrológicos. As análises demonstram que a conectividade lateral do alto rio Paraná não é apenas função da magnitude da vazão, mas também do histórico recente do pulso, da morfologia da planície e da distribuição altimétrica de feições como paleocanais, lagoas marginais e bacias de inundação.

5.3.4 Integração e conectividade entre regime hidrológico e feições morfológicas.

Além da relevância geomorfológica e hidrológica, os resultados obtidos apresentam implicações diretas para a ecologia de várzeas, reforçando o papel dessas áreas como sistemas altamente produtivos e biodiversos. A alternância entre fases de saturação da superfície e de amplo ressecamento não apenas define zonas de produtividade primária, mas também regula a disponibilidade de habitats temporários e a formação de corredores ecológicos que asseguram a conectividade entre ambientes aquáticos e terrestres. As áreas que mantêm elevada umidade mesmo após o recuo da cheia funcionam como refúgios hidrológicos e ecológicos, garantindo a sobrevivência de organismos adaptados a condições de variação hídrica. Dessa forma, a dinâmica espacial e temporal das manchas de saturação, evidenciada pelas máscaras extraídas, não apenas reflete o pulso de inundação, mas também explica mecanismos-chave de resiliência e manutenção da biodiversidade em ecossistemas de várzea tropicais.

A partir dos resultados hidrológicos apresentados na seção anterior e da compartimentação morfológica da planície, foi possível estabelecer relações diretas entre níveis de cota, frequência de inundação e ativação dos diferentes setores da planície. Essa abordagem permite evidenciar a conectividade lateral do sistema fluvial, traduzindo as oscilações do rio Paraná em padrões de alagamento, permanência de água e isolamento de subambientes (Tabela 34).

Setor altimétrico	Principais feições morfológicas	Frequência de inundação[1]	Cota/Vazão em que é afetada[2]
< 232 m	Canais ativos, Lagoas, Paleocanais ativos, baixios e área alagadiças	Muito alta (>70% do tempo)	Ativado a partir de valores acima da média (>2,88 m e 8.240 m³/s)
233 m a 237 m	Paleocanais abandonados, paleoilhas, paleobarras, cordões sedimentares antigos	Média (30% a 40% do tempo)	Ativado a partir de valores no entorno de margens plenas (3,80 m e 10.200 m³/s)
> 238 m	Paleoilhas antigas, cordões sedimentares antigos, leques de rompimento e diques marginais	Muito baixa (<10% do tempo)	Ativado a partir de valores no entorno máximo perímetro úmido (7,00 m e 20.000 m³/s)

Tabela 34 – Integração entre setores altimétricos, feições morfológicas e padrões de conectividade lateral. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).
[1] estimada pela curva de permanência
[2] observada na série de imagens de satélite

É fundamental considerar a posição relativa das diferentes morfologias tanto no gradiente topográfico transversal quanto, sobretudo, ao longo do gradiente longitudinal do rio. Esse posicionamento controla diretamente o grau de exposição das feições aos processos de inundação e de encharcamento. Nos setores mais a montante da planície, onde predominam gradientes mais altos e cotas relativas elevadas, a influência do pulso de cheia é atenuada, resultando em formas que permanecem por longos períodos fora da zona de alagamento.

A análise integrada demonstra que os setores mais baixos da planície (altimetrias abaixo de 232 m) apresentam conexão quase permanente com o canal principal, sendo recorrentemente inundados e funcionando como áreas de escoamento e troca de matéria e energia. Essas áreas correspondem sobretudo a paleocanais, baixios e zonas alagadiças, o que explica os elevados valores de permanência observados nas séries de NDWI/máscaras binárias.

Os setores intermediários (entre 233 m e 237 m) mostram uma relação sazonal com o canal: são inundados em cheias médias, permanecendo secos ou parcialmente desconectados em períodos de estiagem. Essa dinâmica de alternância gera mosaicos de conectividade, com manchas de saturação temporária. Conectividade intermitente; alternância entre inundação e isolamento, gerando mosaico de ambientes temporários.

Já os setores mais elevados (acima de 238 m), correspondentes principalmente a diques marginais e áreas de topo, são ativados apenas em cheias excepcionais. Sua baixa frequência de inundação os torna ambientes de conectividade rara, funcionando mais como barreiras ou limites da planície do que como áreas de intercâmbio ativo. Conectividade rara; atuam como barreiras e limites morfológicos, sendo ativados apenas em eventos extremos.

Dessa forma, a variação hidrológica registrada nas séries fluviométricas não é apenas um dado isolado, mas um fator que explica e organiza o funcionamento lateral da planície. A oscilação do rio, quando associada à compartimentação altimétrica, permite entender como diferentes subambientes passam de estados conectados a isolados, caracterizando a dinâmica hidro-morfológica do sistema. Portanto, os dados hidrológicos, quando analisados em conjunto com a morfologia, demonstram que a conectividade lateral da planície do alto rio Paraná não é uniforme, mas responde de forma diferenciada conforme a posição altimétrica das unidades.

A sequência de imagens de satélite na figura 79 apresenta de forma clara o processo progressivo de expansão da mancha de inundação na planície do alto rio Paraná em resposta ao aumento gradual das cotas fluviométricas e das vazões correspondentes. O local é reconhecido pela alta suscetibilidade às inundações oriundas de influência das cheias do rio Paraná, do rio Ivinhema e da atuação combinada de ambos (lat. 22° 48’ 41’’ S / long. 53° 30’ 51’’ O) . Assim, a sequência de imagens ilustra de forma gradual e progressiva o papel fundamental do regime hidrológico na ativação sucessiva dos compartimentos da planície, desde a conexão mínima em cotas baixas até a plena integração em cotas extremas. A relação direta entre aumento de cota/vazão e expansão da mancha de inundação evidencia a natureza dinâmica e pulsante do sistema fluvial do alto rio Paraná.

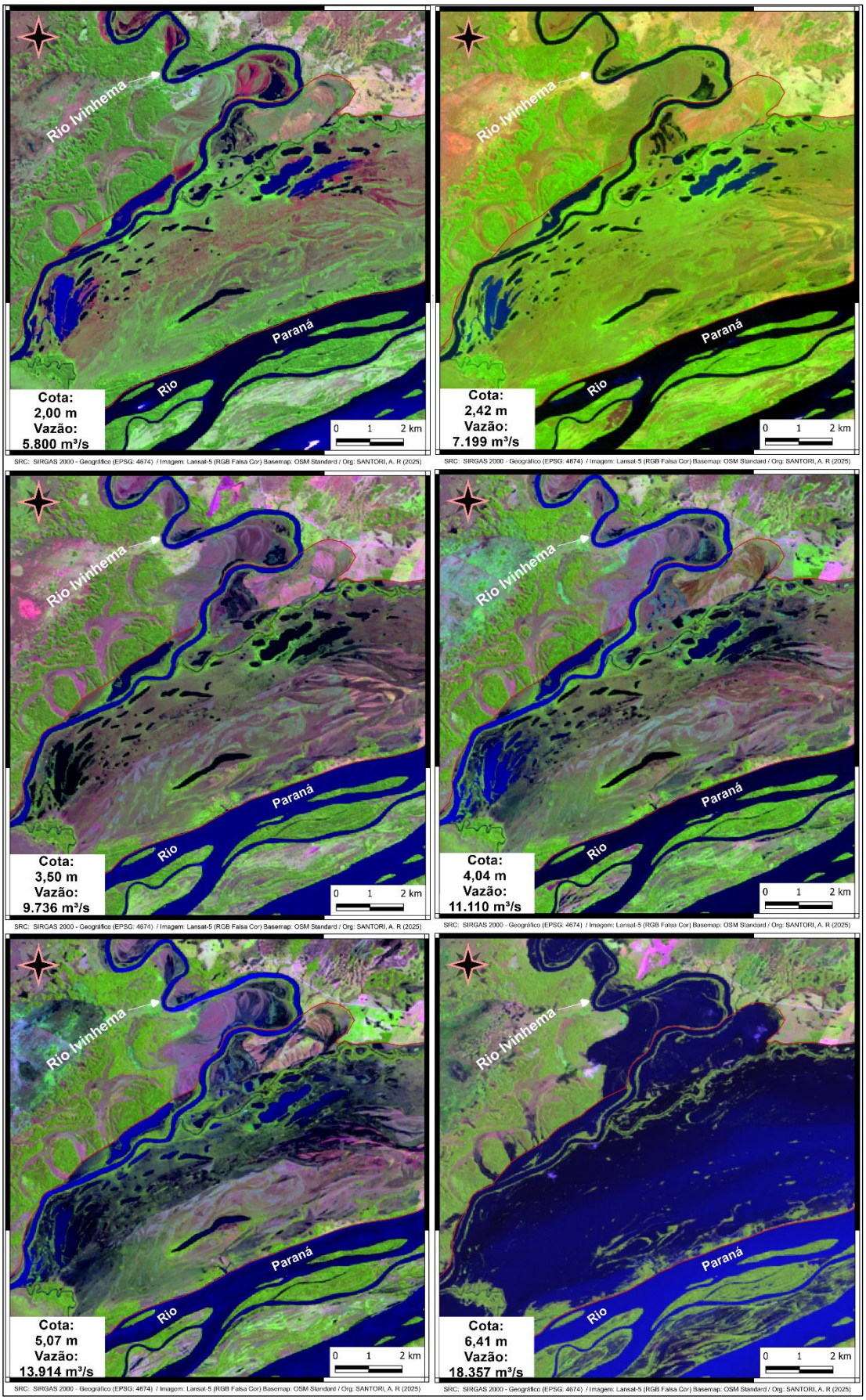


Figura 79 - Sequência de expansão da cheia e conectividade lateral da planície do alto rio Paraná. Fonte: Elaborado pelo autor (2025).

Na primeira cena, sob cota de 2,00 m e vazão de 5.800 m³/s, a lâmina d'água restringe-se quase totalmente ao canal do rio Paraná e a segmentos isolados do Ivinhema. A planície adjacente encontra-se em grande parte exposta, com alagamento restrito aos pontos mais deprimidos, sobretudo paleocanais e baixios. A conectividade lateral é bastante reduzida, limitada a pequenas áreas imediatamente contíguas ao canal.

Com a elevação para 2,42 m e 7.199 m³/s, percebe-se a expansão da mancha de inundação sobre setores adicionais da planície baixa. Paleocanais começam a apresentar continuidade hídrica mais evidente e as áreas alagadiças se ampliam, principalmente na margem do Ivinhema. Esse estágio marca a transição entre um regime de confinamento e a ativação inicial dos ambientes periféricos.

Na terceira imagem, com 3,50 m e 9.736 m³/s, a expansão da cheia é nítida. Os paleocanais já se apresentam plenamente conectados, formando corredores hídricos que integram diferentes setores da planície. A área de saturação cresce e as feições mais baixas começam a ser progressivamente afetada, com mosaicos de manchas úmidas mais extensos.

Com 4,04 m e 11.110 m³/s, a inundação alcança um estágio de intensificação. Grande parte da planície intermediária está submersa, revelando uma conectividade consolidada entre o canal principal e os ambientes laterais. As feições mais elevadas, como cordões e paleoilhas, passam a se destacar como ilhas temporárias cercadas por áreas alagadas, funcionando como testemunhos da oscilação hidrológica. A paisagem ganha caráter fragmentado entre manchas aquosas contínuas e ilhas residuais.

Na quinta imagem, em condição de 5,07 m e 13.914 m³/s, a inundação cobre de forma quase integral a planície baixa e intermediária. Apenas os compartimentos topograficamente mais altos, sobretudo diques marginais e cordões sedimentares antigos, resistem emersos. A heterogeneidade interna da planície diminui, resultando em uma paisagem dominada por um corpo de água amplo e interconectado.

Por fim, a condição de 6,41 m e 18.357 m³/s representa uma cheia extrema. A planície encontra-se praticamente submersa em sua totalidade, restando apenas poucas ilhas nos pontos mais elevados. A conectividade lateral atinge o nível máximo. Essa situação corresponde ao ápice da integração hidrodinâmica, em que a planície desempenha sua função essencial de dissipação da energia fluvial e armazenamento de água em eventos de alta magnitude.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo possibilitou compreender os processos hidrológicos e morfossedimentares que regem o funcionamento da planície de inundação do alto rio Paraná, com especial ênfase na análise da conectividade lateral entre o canal principal, os rios tributários e os compartimentos internos da planície. Para isso, adotou-se uma abordagem integrada, combinando séries históricas de cota e vazão fluviométrica da estação Porto São José (PSJ) com técnicas de sensoriamento remoto aplicadas a imagens Landsat multitemporais.

A investigação buscou interpretar a dinâmica de ocupação hídrica da planície por meio de índices espectrais (NDWI), avaliar a resposta das diferentes unidades morfológicas ao pulso de inundação e mapear a distribuição espacial das áreas alagadas e encharcadas ao longo de distintos regimes hidrológicos. Ao integrar dados hidrológicos, espectrais e topográficos, a pesquisa contribui para o entendimento da funcionalidade hidrodinâmica da planície e dos padrões morfossedimentares que controlam sua resposta aos ciclos de cheia e vazante.

A fundamentação teórica que sustentou esta pesquisa esteve ancorada nos conceitos de conectividade hidrológica, funcionalidade das planícies de inundação e dinâmica morfossedimentar de sistemas fluviais. Os achados desta tese confirmam a relevância da conectividade lateral como variável estruturante dos sistemas fluviais tropicais, conforme apontado por Junk, Bayley e Sparks (1989), reforçam a complexidade morfológica das várzeas (PETTS; AMOROS, 1996) e corroborado em estudos recentes sobre a geomorfologia fluvial do alto rio Paraná (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

A metodologia adotada combinou análise estatística de séries históricas de cota e vazão fluviométrica, estudos morfométricos e processamento de imagens de satélite Landsat, por meio do índice NDWI e da conversão binária para extração de áreas alagadas ou saturadas. Essa abordagem integrada permitiu correlacionar padrões hidrológicos com respostas espectrais multitemporais, oferecendo um diagnóstico preciso da dinâmica de inundação da planície. A utilização de limiares espectrais calibrados, aliada ao mapeamento espacial das manchas úmidas, mostrou-se fundamental para detectar variações sutis no regime hidrológico e reconhecer zonas de resposta mais direta as elevações da água no sistema.

Os resultados obtidos evidenciam a existência de uma dinâmica espacialmente complexa de alagamento e encharcamento, condicionada por sutis variações altimétricas e pela interação entre os regimes dos rios Paraná e Ivinhema. Verificou-se que cotas superiores a 3,8 m (referência PSJ) promovem uma expansão significativa das manchas de saturação, atingindo áreas de planície baixa e intermediária. Em eventos de cheia extrema, com cotas próximas ou geralmente superiores a 5 m, a conectividade lateral se intensifica, resultando em alagamentos generalizados e rompimento de diques marginais.

A utilização de imagens de satélite Landsat-5, Landsat-8 e Sentinel-2, foi uma das principais bases metodológicas deste trabalho, permitindo a análise multitemporal da dinâmica hidrológica da planície de inundação do alto rio Paraná. O sensoriamento remoto se mostrou uma ferramenta eficaz para detectar e mapear com precisão áreas alagadas e zonas de solo saturado ao longo de diferentes estágios do regime fluvial. A resolução espacial de 30 metros (Landsat) e 10 metros (Sentinel) foram adequadas para a escala da planície, possibilitando a identificação de manchas de umidade distribuídas entre canais ativos, setores pantanosos, áreas de baixios e compartimentos de planície intermediária. A abordagem permitiu não apenas quantificar a extensão das áreas afetadas em cada evento, mas também interpretar a lógica de expansão, retração e persistência da umidade.

A análise integrada dos perfis topográficos e do modelo digital de elevação ajustado à referência hidrológica da estação Porto São José permitiu a identificação de compartimentos morfossedimentares distintos, cuja organização altimétrica exerce influência direta sobre os padrões de alagamento, retenção hídrica e dinâmica funcional da planície de inundação. A distinção clara entre superfícies rebaixadas, intermediárias e elevadas possibilitou um panorama geral do relevo e das variações topográficas da planície desde a mais sutil até a mais abrupta. Feições como paleocanais, diques marginais, cordões de paleodiques, paleoilhas, leques de rompimento e bacias de inundação (bayfills) foram mapeadas e interpretadas com base em sua posição relativa no relevo.

A análise estatística aplicada às séries de cota e vazão permitiu caracterizar o comportamento hidrológico do sistema ao longo do tempo, identificar padrões sazonais e calcular indicadores essenciais. Esses parâmetros foram cruciais para avaliar a variabilidade intra e interanual do regime fluvial, destacando períodos de maior instabilidade, anomalias hidrológicas e tendências de alteração no

comportamento das cheias e vazantes. Além disso, a análise estatística contribuiu para entender a magnitude dos picos de cheia e a duração dos períodos secos, permitindo inferir o impacto da regulação hidrossedimentológica imposta pelos barramentos a montante. A integração dessas variáveis com os demais produtos da pesquisa reforça o papel das séries fluviométricas como elemento-chave na avaliação do funcionamento atual do rio Paraná.

As respostas espectrais positivas obtidas por meio do índice NDWI demonstraram eficácia na detecção e delimitação de áreas úmidas ao longo da planície, inclusive sob condições de vazões intermediárias. Essa sensibilidade espectral evidencia que a presença de umidade superficial não está necessariamente vinculada apenas a eventos de cheia extrema, mas também a mecanismos hidrológicos mais sutis e persistentes, como a ascensão do lençol freático, a infiltração difusa e a atuação de canais secundários, como o rio Baía. Esses fatores contribuem para a manutenção de zonas permanentemente saturadas ou periodicamente alagadas, reforçando a ideia de que a conectividade lateral na planície é condicionada tanto por pulsos de alta magnitude quanto por processos de base sustentados por fluxos subterrâneos e redistribuição interna da água.

Um ponto importante a ser considerado na interpretação dos resultados obtidos por meio do NDWI refere-se às suas limitações em determinadas condições hidrológicas. Observou-se que, mesmo em datas com cheias visualmente expressivas nas imagens de satélite, as respostas do índice ficaram majoritariamente concentradas na faixa de 0 a 0,2, não alcançando valores mais elevados esperados para ambientes alagados com maior espessura da lâmina d’água. Essa limitação pode estar relacionada a fatores como a espessura da lâmina d’água, cobertura de vegetação aquática, turbidez da água ou até interferência atmosférica.

A separação da planície de inundação em três unidades morfológicas: baixa, intermediária e alta, mostrou-se uma estratégia eficaz para compreender a variação da frequência e intensidade dos alagamentos em função da altitude relativa. Essa classificação permitiu associar feições específicas a diferentes níveis de conectividade hidrológica. As planícies baixas concentram paleocanais ativos e bacias de inundação (bayfills), com alta recorrência de saturação. As planícies intermediárias abrigam leques de rompimento e setores de transbordamento esporádico. Já as planícies altas são dominadas por paleoilhas e cordões de diques secos, pouco afetados por cheias ordinárias.

A análise dos parâmetros de conectividade lateral e vertical evidenciou como a dinâmica de inundação da planície é diretamente modulada pela variação das cotas fluviométricas e a posição de determinada feição na superfície. A atuação do pulso de inundação, ainda que enfraquecida pelo regime regulado por barragens a montante, continua sendo o principal fator de ativação hidrológica das unidades morfológicas da várzea. O controle artificial do fluxo alterou a frequência, a duração e a intensidade das cheias, afetando a conectividade funcional da planície. Mesmo assim, os resultados revelam que eventos críticos ainda promovem ampla expansão da lâmina d'água, reforçando a importância de monitorar e compreender estas respostas.

O avanço do conhecimento sobre o funcionamento hidrodinâmico e morfossedimentar das planícies de inundação tropicais reguladas por grandes sistemas fluviais. Ao integrar análises morfológicas, espectrais e hidrológicas em uma abordagem multitemporal, este estudo reforça um arcabouço metodológico e interpretativo no estudo das várzeas associadas a rios de regime controlado, como o Paraná. Apesar da robustez dos dados, a ausência de monitoramento de campo contínuo limita a validação direta das respostas observadas por sensoriamento remoto. Além disso, a disponibilidade temporal das imagens, condicionada à cobertura de nuvens e ao intervalo entre passagens orbitais, restringiu a análise. Sugere-se que futuras pesquisas ampliem a análise multitemporal com índices mais refinados, imagens de radar e sensores ópticos de alta resolução, associando dados de solo e validação com dados de campo. Estudos sobre o comportamento hídrico de unidades específicas (ex: lagos, bacias de inundação, paleocanais) ao longo de múltiplos ciclos hidrológicos podem aprofundar a compreensão dos mecanismos de armazenamento e drenagem de água na planície.

Em suma, os resultados obtidos confirmam a hipótese central deste estudo: a estrutura e o funcionamento da planície de inundação do alto rio Paraná são determinados pela interação entre as distintas unidades morfológicas e a capacidade do pulso de inundação contemporâneo em ativá-las hidrologicamente. As respostas observadas demonstram que essa relação é mediada tanto pela altitude relativa das superfícies quanto pela intensidade, frequência e duração das cheias, ainda que moduladas por um regime fluvial controlado por barragens. Esses achados reforçam a importância de integrar geomorfologia, hidrologia e sensoriamento remoto para compreender os mecanismos que sustentam a funcionalidade e a resiliência das várzeas.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. Compartimentação do relevo brasileiro. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 31, n. 2, p. 3–48, abr./jun. 1969.

AB'SABER, A. N. Domínios morfoclimáticos e solos do Brasil. Os solos nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentável. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 1-18, 1996.

AGOSTINHO, A. A.; ZALEWSKI, M. A planície alagável do alto rio Paraná: importância e preservação. Eduem, 1996.

AGOSTINHO, A. A.; THOMAZ, S. M.; GOMES, L. C. Threats for biodiversity in the floodplain of the Upper Paraná River: effects of hydrological regulation by dams. **International Journal of Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 4, n. 3, p. 267-280, 2004.

AMOROS, C.; BORNETTE, G. Connectivity and biocomplexity in waterbodies of riverine floodplains. **Freshwater biology**, v. 47, n. 4, p. 761-776, 2002.

ANDRADE, I. R. A. de. O uso de técnicas de sensoriamento remoto na identificação de formas na região de porto rico, planície de inundação do Alto rio Paraná, MS/PR. 2008. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2008

ANDRADE, I. R.; SOUZA FILHO, E. E. Mapeamento de feições morfológicas da planície de inundação do alto rio Paraná, através do uso de produtos orbitais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 2, n. 2, p. 39–44, 2011.

ARENAS IBARRA, J. A. Aplicações fluviológicas na planície do alto rio Paraná (PR-MS). 300 f. Tese (Doutorado em Ecologia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2008.

ASSINE, M. L.; SILVA, A. M.; PEREIRA, G. C.; GUEDES, E. Remote sensing and paleochannel mapping in the Brazilian Pantanal. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 61, p. 12–22, 2015.

BAYLEY, P. B. Understanding large river–floodplain ecosystems. *BioScience*, Washington, DC, v. 45, n. 3, p. 153–158, mar. 1995.

BOOKER, D. J.; SNELDER, T. H. Comparing methods for estimating flow duration curves at ungauged sites. **Journal of Hydrology**, v. 434, p. 78-94, 2012.

BUBENA, M. R. *Lagoas da planície de inundação do Alto Rio Paraná – Sistema Baía.* 2006. 132 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2006.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*, 21(13):1749–1763, 2007.

BRICE, J. C. **Stream channel stability assessment**. United States. Federal Highway Administration, 1982.

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

CASCO, S. L.; NEIFF, J J; POI DE NEIFF, A. Biodiversidad en ríos del litoral fluvial: utilidad del software PULSO. In: ACEÑOLAZA, F. G. (Coord.). *Miscelánea 14: Temas de la biodiversidad del litoral fluvial argentino*. Tucumán: INSUGEO, 2005. p. 419–434.

CASTRO, P. M. C. Caracterização e mapeamento em escala 1:100.000 dos solos das ilhas Mutum e Porto Rico, alto rio Paraná, PR/MS. 2012. 110 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Londrina, Londrina, 2012.

CÂMARA, G; SOUZA, R. C. de; FREITAS, U. Miranda; GARRIDO, J. *SPRING: integrative environment for spatial analysis*. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 1996. 40 p. (INPE-9437-PRE/1901).

CAMPOS, J. B.; SOUZA, M. C. Vegetação. In: VAZZOLER A. E. A. de M., AGOSTINHO A. A.; HAHN N. S. (Ed.), **A planície de inundação do alto rio Paraná: aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos**. 1ª Ed. Maringá, Editora da Universidade Estadual de Maringá EDUEM, 1997.

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. 3-4, p. 57-68, 2011.

COMUNELLO, E. Dinâmica de inundação de áreas sazonalmente alagáveis na planície aluvial do alto rio Paraná. 2001. 47 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de

Ambientes Aquáticos Continentais) — Departamento de Biologia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2001.

CORRADINI, F. A. Processos de Conectividade e a Vegetação Ripária do Alto Rio Paraná. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá - UEM. Maringá, 2006.

CORRADINI, F. A.; FACHINI, M. P.; STEVAUX, J. C. Controle geomorfológico da distribuição da vegetação ripária do rio Paraná: Parte I-unidade geomórficas da planície de inundação. **Revista Geociências-UNG-Ser-ISSN 1981-741X (1981-7428)**, v. 5, n. 1, p. 13-21, 2006;

CORRADINI, F. A.; STEVAUX, J. C.; FACHINI, M. P. Geomorfologia e distribuição da vegetação ripária na Ilha Mutum, Rio Paraná-PR/MS.**Geociências**, v. 27, n. 3, p. 345-354. 2008.

CRISPIM, J. Q. Alterações na Hidrologia do canal após a Construção do Reservatório a Montante: o caso da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (Represa de Porto Primavera) rio Paraná. Dissertação (Mestrado. Universidade Estadual de Maringá – Pós-Graduação em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais, 2001.

CRUZ, J. C; TUCCI, C. E. M. Estimativa da disponibilidade hídrica através da curva de permanência. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 13, n. 1, p. 111–124, jan./mar. 2008.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. Applied Hydrology. New York: McGraw-Hill, 1988.

DRAGO, E. C.; WANTZEN, K. M.; PAIRA, A. R. The Lower Paraguay river-floodplain habitats in the context of the Fluvial Hydrosystem Approach. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 8, n. 1, p. 49-66, 2008.

DUNNE, T.; AALTO, R. E. Large River floodplains. In: SHRODER, J. F. (Ed.; Editor-in-Chief); WOHL, E. (Ed.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego: Academic Press, 2013. v. 9, Fluvial Geomorphology, p. 645–678.

ESPÍNDOLA, G. M.; CÂMARA, G.; REIS, I. A.; BINS, L. S.; MONTEIRO, A. M. Parameter selection for region-growing image segmentation algorithms using spatial

autocorrelation. *International Journal of Remote Sensing*, v. 27, n. 14-20, p. 3035–3040, 2006.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação dos Solos. **Manual de métodos de análise de solos**. Rio de Janeiro, v.1, 1979.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (EMBRAPA Solos). *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS*, 5. ed., revisada e ampliada. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.

FACHINI, M. P. Fitofisionomia e levantamento florístico em transectos na planície de inundação do alto rio Paraná (PR e MS). 2001. 62 p. Dissertação (Mestrado) – Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2001.

FERNANDEZ, O.V.Q.; SOUZA FILHO, E.E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná, PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Ed. UFPR, Curitiba, PR, n. 43, p. 161 - 171, 1995.

FLORENZANO, T. G. Iniciação em sensoriamento remoto. 3. ed. ampliada e atualizada. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 128 p.

FORTES, E.; VOLKMER, S.; STEVAUX, J. C. Controlos hidrológicos e hidrográficos dos processos erosivos do Baixo Curso do Rio Ivinhema, MS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 5 ENCONTRO SUL-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 1, 2004. Santa Maria. **Anais...** Santa Maria, 2004.

FOSCHIERA, A. A. Conhecendo a trajetória de organização dos atingidos por barragens. **Caminhos de Geografia**, v. 11, n. 36, p. 113-128, 2010.

FUJITA, R. H.; STEVAUX, J. C. Geomorfologia e evolução quaternária da calha do Alto Rio Paraná, no segmento livre de barramentos, entre os reservatórios de Porto Primavera e Itaipu. 2014. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 120 p.

FRAGAL, E. H.; CREMON, E H. Catalogação de imagens orbitais a partir da cobertura de nuvem e nível fluviométrico do Alto rio Paraná. *Boletim de Geografia da UEM*, Maringá, v. 39, n. 1, p. 123–142, 2013.

FREITAG, L. C. Extremo-oeste paranaense: história territorial, região, identidade e (re)ocupação. 2007. 257 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2007.

GAO, B. C. NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. **Remote sensing of environment**, v. 58, n. 3, p. 257-266, 1996;

GALVÃO, V; STEVAUX, J. C. Análise dos riscos e possíveis impactos ambientais da atividade turística, no hidrossistema do alto curso do rio Paraná, no trecho da região de Porto Rico (PR). **Revista Nordestina de Ecoturismo**, v. 3, n. 1, p. 27-43, 2010.

GALVÃO, V; SAAD, A. R; STEVAUX, J. C. Análisis geoambiental aplicado al uso turístico en ambientes fluviales: Análisis de los parámetros ambientales y turísticos. **Estudios y perspectivas en turismo**, v. 26, n. 1, p. 209-230, 2017.

GUTH, P. L.; VAN NIEKERK, A.; GROHMANN, C. H.; MULLER, J. P. Digital elevation models: Terminology and definitions. **Remote Sensing**, v. 13, n. 18, p. 3581, 2021.

GONZALEZ, R. C.; WOODS, R. E. Processamento de imagens digitais. Editora Blucher, 2000.

GON, P. P. Morfologia e hidrodinâmica em rios multicanais (“anabranching”): exemplo do Alto Rio Paraná. Dissertação (Mestrado em Geociências). Rio Claro: UNESP, 2012.

GÓES, C. A; MELLO, W. L de; CARVALHO, M. Avaliação do desempenho de diferentes classificadores (Isoseg, Bhattacharyya, Maxver e Maxver-ICM), utilizando imagens CCD/CBERS-1 e ETM+/Landsat-7 fusionadas. *Revista Ambiente & Água*, v. 1, n. 2, p. 80–89, 2006.

GUIMARÃES, R. C. Probabilidade e Estatística Aplicada à Hidrologia. Évora: Dep. Engenharia Rural, Univ. de Évora, 2011.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 297, n. 1-2, p. 262-270, 2010.

IRIONDO, M. H.; PAGGI, J. C. Physical geography of the basin. In: IRIONDO, M. H.; PAGGI, J. C.; PARMA, M. J. (Ed.). *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland*. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2007. p. 7–31.

JENSEN, J. R. *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective.* 2. ed. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 1996.

JUNK, W. J.; DA CUNHA, N.; THOMAZ, S. M.; AGOSTINHO, A. A.; FERREIRA, F. A.; SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C.; DA SILVA, J. C. B.; ROCHA, P. A.; KAWAKITA, K. Macrohabitat classification of wetlands as a powerful tool for management and protection: The example of the Paraná River floodplain, Brazil**.** **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 21, n. 3, p. 411-424, 2021.

JUNK, W.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. **Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 106, p. 110-127, 1989.

LAMBERT, R.; GHOLAMI, M.; PRUNET, C. *Méthodologie pour une cartographie informative des zones inondables en Midi-Pyrénées.* Toulouse: DIREN Midi-Pyrénées, 1990. 62 p.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Geomorphology and environmental aspects of the Araguaia fluvial basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband**, n. 129, p. 109-127, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*, vol. 70, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 187-206, 2005.

LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. **Geomorphology**, v. 101, n. 1-2, p. 130-145, 2008.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. U.S. Geological Survey Professional Paper 252. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 1953. 57 p.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Fluvial processes in geomorphology. San Francisco: W. H. Freeman & Co., 1964. 522 p.

LELI, I. T. **Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do alto Rio Paraná, Brasil.** Tese (Doutorado) –Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 129p, 2015;

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Genesis and sedimentary record of blind channel and islands of the anabranching river: An evolution model. **Geomorphology,** v. 302, p. 35-45, 2018.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C. The polygenetic floodplain of the Upper Paraná River. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 119, p. 103985, 2022.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Origin, evolution, and sedimentary records of islands in large anabranching tropical rivers: The case of the Upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology,** v. 358, p. 107118, 2020.

LELI, I. T.; HAYAKAWA, E. H.; DOS SANTOS, V. C.; STEVAUX, J. C. Island and anabranching generation processes–a comparative review in the Upper Paraná River. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 1, 2021.

WOLMAN, M. G.; LEOPOLD, L. B. River flood plains: some observations on their formation. US Government Printing Office, 1957.

LILLESAND, T.; KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation**. 3rd ed. New York: John Wiley & Sons. 724 p, 1994.

MARCHETTI, Z. Y.; LATRUBESSE, E. M.; PEREIRA, M. S.; RAMONELL, C. G. Vegetation and its relationship with geomorphologic units in the Parana River floodplain, Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 46, p. 122-136, 2013.

MARTINS, D. P.; STEVAUX, J. C. Características hidráulicas e morfológicas do rio Paraná na seção Porto São José, PR. **Revista Ciência e Natureza, Universidade Federal de Santa Maria, Edição Especial**, p. 117-130, 2004.

MARTINS, D. P.; STEVAUX, J. C. Formas de leito e transporte de carga de fundo do alto rio Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2, 2005.

MARTINS, D.; BRAVARD, J. P.; STEVAUX, J. C. Dynamics of water flow and sediments in the upper Paraná River between Porto Primavera and Itaipu Dams, Brazil. **Latin American journal of sedimentology and basin analysis**, v. 16, n. 2, p. 111-118, 2009.

MCFEETERS, S. K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, v. 17, n. 7, p. 1425–1432, 1996.

MEURER, M. Análise dos regimes de cheias dos rios Paraná e Ivinhema, na região de Porto Rico, PR. **Geografia**, v. 28, n. 2, p. 185-195, 2004.

MEURER, M.; MARTINS, D. P.; SOUZA FILHO, E. E. Dinâmica das vazões reguladas pelas usinas de Porto Primavera e Rosana, na região do Pontal do Paranapanema, no período 1999-2003. **Geosul**, v. 20, n. 40, p. 147-166, 2005.

METCALFE, C. D.; COLLINS, P.; MENONE, M. L.; TUNDISI, J. G. *The Paraná River Basin and its ecosystem services.* In: METCALFE, C. D.; COLLINS, P.; MENONE, M. L.; TUNDISI, J. G. (Eds.). *The Paraná River Basin: Managing Water Resources to Sustain Ecosystem Services.* London: Routledge, 2020. p. 1–16.

MIALL, A. D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 1996.

MORAIS, E. S.; DOS SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C**.** Identificação de paleocanais na região da confluência entre os rios Ivaí e Paraná com o uso de dados de sensoriamento remoto e reconhecimento de fácies sedimentares. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 42, n. 3, p. 505–512, set. 2012.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology**, v. 4, n. 6, p. 459-486, 1992.

NANSON, G. C.; KNIGHTON, A. D. Anabranching rivers: their cause, character and classification. **Earth surface processes and landforms**, v. 21, n. 3, p. 217-239, 1996.

NANSON, G. C.; HUANG, H. Q. Anabranching rivers: divided efficiency leading to fluvial diversity. **Varieties of fluvial form**, v. 7, p. 477-494, 1999;

NEIFF, J. J. Ideas para la interpretación ecológica del Paraná. **Interciencia**, v. 15, n. 6, p. 424-441, 1990.

NEIFF, J. J. Large rivers of South America: toward the new approach. **Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen**, v. 26, n. 1, p. 167-180, 1996.

NEIFF, J. J. Planícies de inundação são ecótonos. **Ecótonos nas interfaces dos ecossistemas aquáticos. São Carlos: Rima**, p. 29-45, 2003.

NEIFF, J. J.; POI DE NEIFF, A. S. G. Connectivity processes as a basis for the management of aquatic plants. 2003.

NEIFF, J. J.; NEIFF, M. Pulso: software for the analysis of recurrent phenomena. Buenos Aires: Dirección Nacional de Derecho de Autor, 17 fev. 2004.

OLIVEIRA, E. R. Histórias de vida às margens do rio Paraná. **Revista de História Regional**, 2008.

OUMA, Y. O.; TATEISHI, R. A water index for rapid mapping of shoreline changes of five East African Rift Valley lakes: an empirical analysis using Landsat TM and ETM+ data. *International Journal of Remote Sensing*, v. 27, n. 15, p. 3153–3181, 2006.

ORFEO, O.; STEVAUX, J. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). **Geomorphology**, v. 44, n. 3-4, p. 309-322, 2002.

PARK, E.; LATRUBESSE, E. M. The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control. **Remote Sensing of Environment**, v. 198, p. 321-332, 2017.

PETTS, G. E.; AMOROS, C. Fluvial hydrosystems: a management perspective. In: **The Fluvial Hydrosystems**. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 263-278, 1996.

PETTS, G. E.; FOSTER, I. **Rivers and Landscape**. The Athenaeum Press. 2. ed., New Castle: Great Britain, 1990.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E.; KUPLICH, T. M. Sensoriamento remoto da vegetação. 2. ed. São José dos Campos: INPE, 2012.

POFF, N. L.; ALLAN, J. D.; BAIN, M. B.; KARR, J. R.; PRESTEGAARD, K. L.; RICHTER, B. D.; SPARKS, R. E.; STROMBERG, J. C. The natural flow regime. *BioScience*, v. 47, n. 11, p. 769–784, 1997.

POPP, J. H.; BIGARELLA, J. J. Formação cenozóica do noroeste do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 1, p. 465-471, 1975.

PRIORI, A.; POMARI, L. R.; AMÂNCIO, S. M.; IPÓLITO, V. K. **História do Paraná: séculos XIX e XX.** Eduem, 2012.

RICHTER, B. D.; BAUMGARTNER, J. V.; POWELL, J.; BRAUN, D. P. A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. *Conservation Biology*, v. 10, n. 4, p. 1163–1174, 1996.

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E.; FERNÁNDEZ, O. V. Q. Aspectos do controle de descargas efetuado por barramentos no Alto Rio Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 46, n. 1, p. 117–122, 1998.

ROCHA, P. C. Dinâmica dos canais no sistema rio–planície fluvial do Alto Rio Paraná, nas proximidades de Porto Rico–PR. 2002. 171 f. Tese (Doutorado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) – Núcleo de Pesquisas em Limnologia, Ictiologia e Aqüicultura, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2002.

ROCHA, P. C. Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto Rio Paraná, centro sul do Brasil. **Geosul**, v. 24, n. 48, p. 153-176, 2008.

ROCHA, P. C; COMUNELLO, E. Geomorfologia e áreas inundáveis na planície fluvial do Alto Rio Paraná. In: VIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2009, Viçosa. **Anais...**Curitiba, 2009.

ROCHA, P. C. Indicadores de alteração hidrológica no Alto Rio Paraná: intervenções humanas e implicações na dinâmica do ambiente fluvial. *Sociedade & Natureza*, Uberlândia, v. 22, n. 1, p. 191–211, abr. 2010.

ROCHA, P. C. Geomorfologia e conectividade em ambientes fluviais do alto rio Paraná, Centro-Sul do Brasil**. Boletim de Geografia**, v. 28, n. 2, p. 157-176, 2010.

ROKNI, K.; AHMAD, A.; SELAMAT, A.; HAZINI, S**.** Water Feature Extraction and Change Detection Using Multitemporal Landsat Imagery. *Remote Sensing*, v. 6, n. 5, p. 4173–4189, 2014.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J. C. Proposição formal do alogrupo alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Geologia USP.** Série Científica, v. 7, n. 2, p. 49-70, 2007.

SANTOS, D. N.; STEVAUX, J. C. Alterações de longa duração na dinâmica hidrossedimentar por extração de areia no alto curso do Rio Paraná na região de Porto Rico, PR. **Geosciences= Geociências**, v. 29, n. 4, p. 603-612, 2010.

SCHUMM, S. A. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Palo Alto, v. 13, p. 5–27, 1985.

SMITH, L. C. Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: a review. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 11, n. 10, p. 1427–1439, ago. 1997.

SOUZA, I. A.; STEVAUX, J. C. Sedimentary facies and abandonment processes: an example from the Paraná River. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 19, n. 1, 1999.

SOUZA, H. T de.; PRUSKI F. F.; BOF, L. H.; CECON, P. R.; SOUSA, J. R. SisCAH 1.0: Sistema Computacional para Análises Hidrológicas. Brasília, DF: ANA; Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 2009. 60 p.

SOUZA FILHO, E. E. de. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)**. Tese (Doutorado em Geociências, Geologia Sedimentar) – Instituto Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1993.

SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. Geologia e geomorfologia do complexo rio Baía, Curutuba, Ivinheima. **A planície de inundação do alto rio Paraná: aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos**. Maringá: EDUEM, p. 3-46, 1997.

SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. O componente físico da planície alagável do alto rio Paraná. Universidade Estadual de Maringá: Nupélia. A Planície de Inundação do Alto Rio Paraná–Relatório anual, 2000.

SOUZA FILHO, E. E.; ROCHA, P. C.; COMUNELLO, E.; STEVAUX, J. C. Effects of the Porto Primavera Dam on physical environment of the downstream floodplain. In: THOMAZ, S. M.; AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. (Eds.). *The Upper Paraná River and its floodplain: physical aspects, ecology and conservation*. Leiden: Backhuys Publishers, 2004. p. 55–74.

SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C.; JABUR, I. C. A história do rio Paraná em seu alto curso. In: VAZZOLER, A. E. A. N.; AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. (eds.). *A*

planície de inundação do Alto Rio Paraná. Maringá: EDUEM–UEM–NUPÉLIA, 2004. p. 47–72.

SOUZA FILHO, E. E. Evaluation of the Upper Paraná River discharge controlled by reservoirs. **Brazilian journal of Biology**, v. 69, p. 707-716, 2009.

STEVAUX, J. C. O Rio Paraná: Geomorfogênese, Sedimentação e Evolução Quaternária no seu Curso Superior (Região de Porto Rico – PR), Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – USP, São Paulo, 1993.

STEVAUX, J. C. The upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v. 21, p. 143-161, 1994.

STEVAUX, J. C. Morphodynamics in the Confluence of Large Regulated Rivers: the case of Paraná and Paranapanema Rivers. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, v. 16, n. 2, p. 101-109, 2009.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the late Pleistocene and Holocene in the upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 73-85, 2000.

STEVAUX, J. C.; TAKEDA, A. M. Geomorphological processes related to density and variety of zoobenthic community of the upper Paraná River, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**. **Supplementband**, n. 129, p. 143-158, 2002.

STEVAUX, J. C.; SOUZA, I. A. Floodplain construction in an anastomosed river. **Quaternary International**, v. 114, n. 1, p. 55-65, 2004.

STEVAUX, J. C.; MARTINS, D. P.; MEURER, M. Changes in a large regulated tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. **Geomorphology**, v. 113, n. 3-4, p. 230-238, 2009.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M.; HERMANN, M. L.; AQUINO. S. Floods in urban areas of Brazil. **Developments in Earth Surface Processes**, v. 13, p. 245-266, 2009.

STEVAUX, J. C.; CORRADINI, F. A.; AQUINO, S. Connectivity processes and riparian vegetation of the upper Paraná River, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 46, p. 113-121, 2013.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. Oficina de Textos, 2017.

STEVAUX, J. C.; MACEDO, H. A.; ASSINE, M. L.; SILVA, A. Changing fluvial styles and backwater flooding along the Upper Paraguay River plains in the Brazilian Pantanal wetland. **Geomorphology**, v. 350, p. 106906, 2020.

STEVAUX, J. C.; GON, P. P.; LELI, I. T.; FUJITA, R. H. Why do large rivers tend to form multichannel? A field study in the Upper Paraná River. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 4, 2021.

SUMMERFIELD, M. A**.** Global geomorphology: An introduction to the study of landforms. Harlow: Longman, 1991. 537 p.

TOWNSEND, P. A.; WALSH, S. J. Modeling floodplain inundation using an integrated GIS with radar and optical remote sensing. **Geomorphology,** v. 21, n. 3-4, p. 295-312, 1998.

TOCKNER, K.; MALARD, F.; WARD, J. V. An extension of the flood pulse concept. **Hydrological processes**, v. 14, n. 16-17, p. 2861-2883, 2000.

TOCKNER, K.; STANFORD, J. A. Riverine flood plains: present state and future trends. **Environmental conservation**, v. 29, n. 3, p. 308-330, 2002.

VALERO-JORGE, A.; GONZÁLEZ-DE ZAYAS, R.; ALCÁNTARA-MARTÍN, A.; ÁLVAREZ-TABOADA, F.; MATOS-PUPO, F.; BROWN-MANRIQUE, O. Water area and volume calculation of two reservoirs in Central Cuba using remote sensing methods. *Revista de Teledetección*, Madrid, v. 60, p. 71–87, jul. 2022.

VANNOTE, R. L.; MINSHALL, G. W.; CUMMINS, K. W.; SEDELL, J. R.; CUSHING, C. E. The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, Ottawa, v. 37, n. 1, p. 130–137, 1980.

VENTURIERI, A.; SANTOS, J. R. Técnicas de classificação de imagens para análise de cobertura vegetal. In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. (Org.). *Sistema de classificação de cobertura vegetal*. [Local], 1998.

WARD, J. V. The four-dimensional nature of lotic ecosystems. *Journal of the North American Benthological Society*, Lawrence, KS, v. 8, n. 1, p. 2–8, 1989.

WARD, J. V.; STANFORD, J. A. Ecological connectivity in alluvial river ecosystems and its disruption by flow regulation. **Regulated rivers: research & management**, v. 11, n. 1, p. 105-119, 1995.

XU, H. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, v. 27, n. 14, p. 3025–3033, 2006.

ANEXOS

ANEXO A – Imagens de satélite Landsat utilizadas

Figura A1 – Imagem Landsat-5 do dia 27 de fevereiro de 1999 no setor montante.

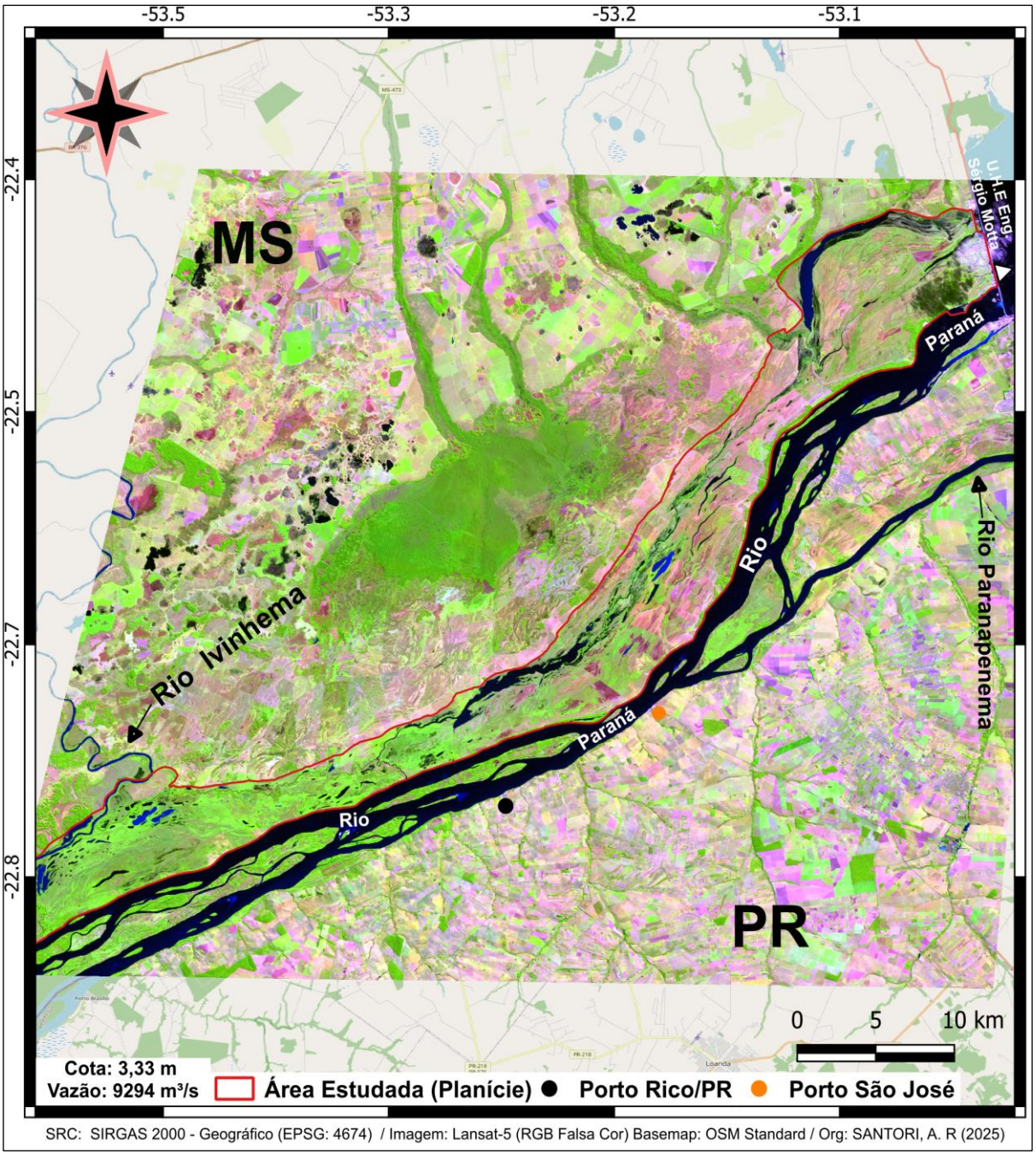


Figura A2 – Imagem Landsat-5 do dia 07 de julho de 2000 no setor montante.

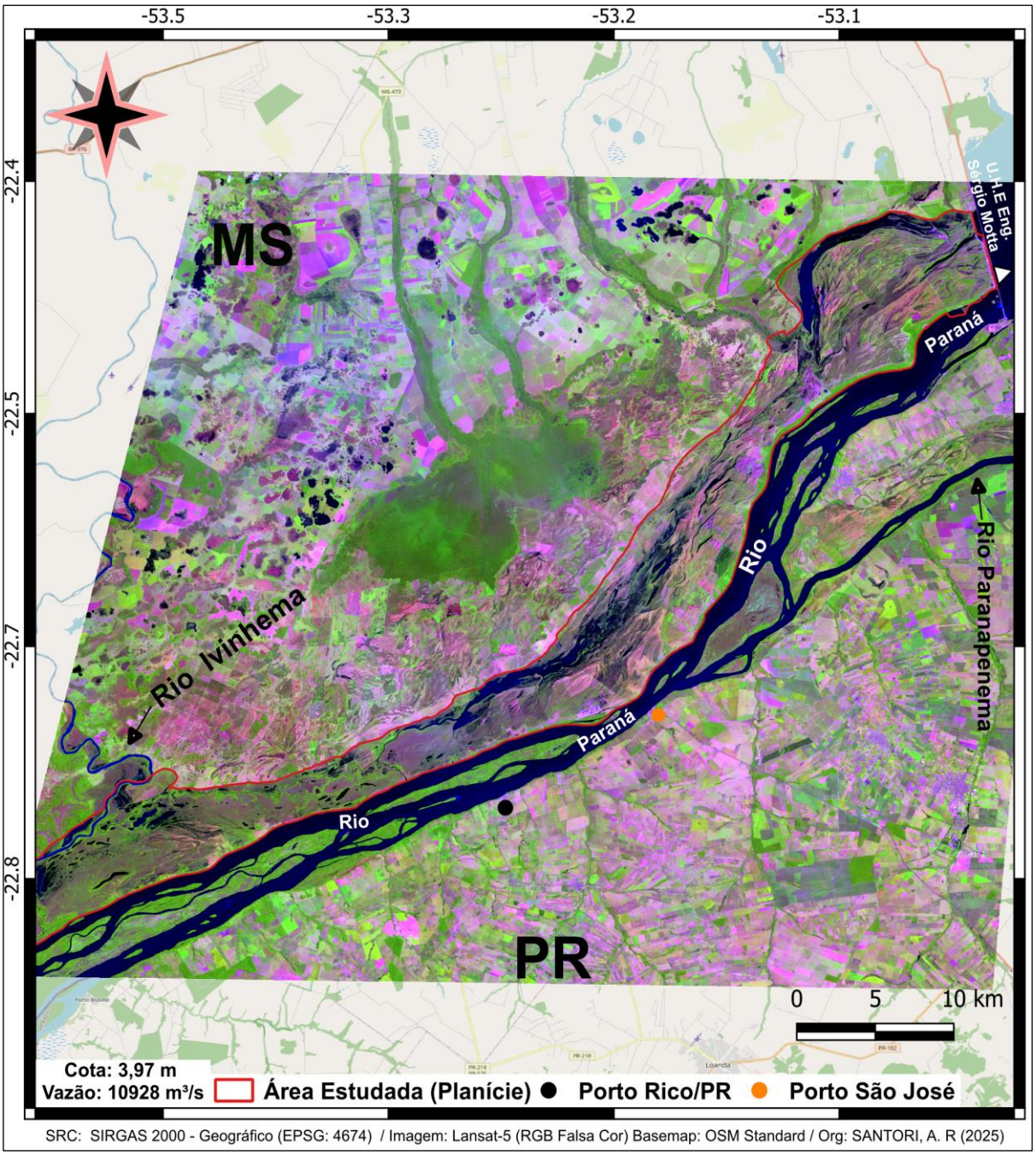


Figura A3 – Imagem Landsat-5 do dia 02 de março de 2006 no setor montante.

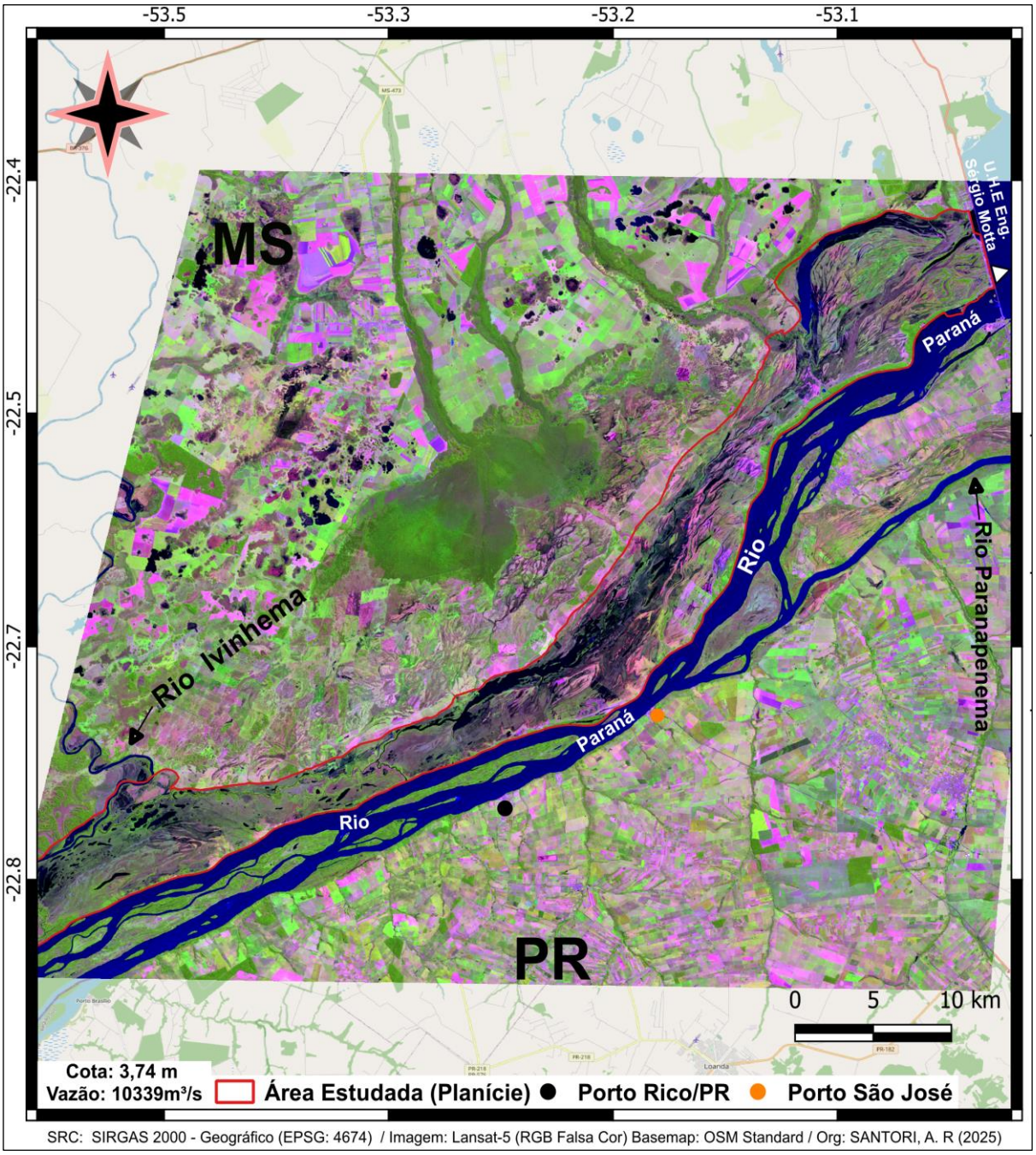


Figura A4 – Imagem Landsat-5 do dia 19 de abril de 2006 no setor montante.

Figura A5 – Imagem Landsat-5 do dia 01 de fevereiro de 2007 no setor montante.

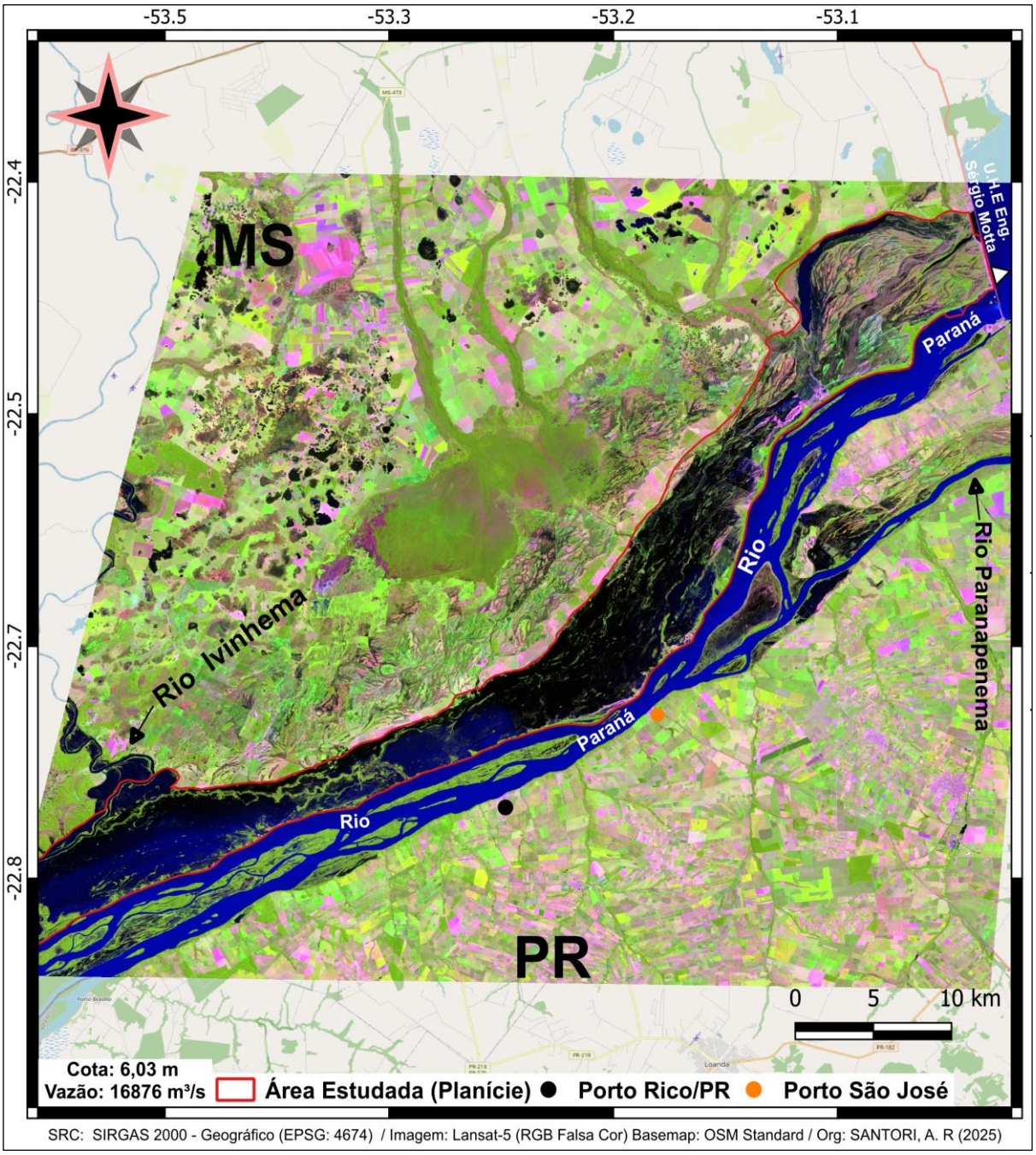


Figura A6 – Imagem Landsat-5 do dia 05 de março de 2007 no setor montante.

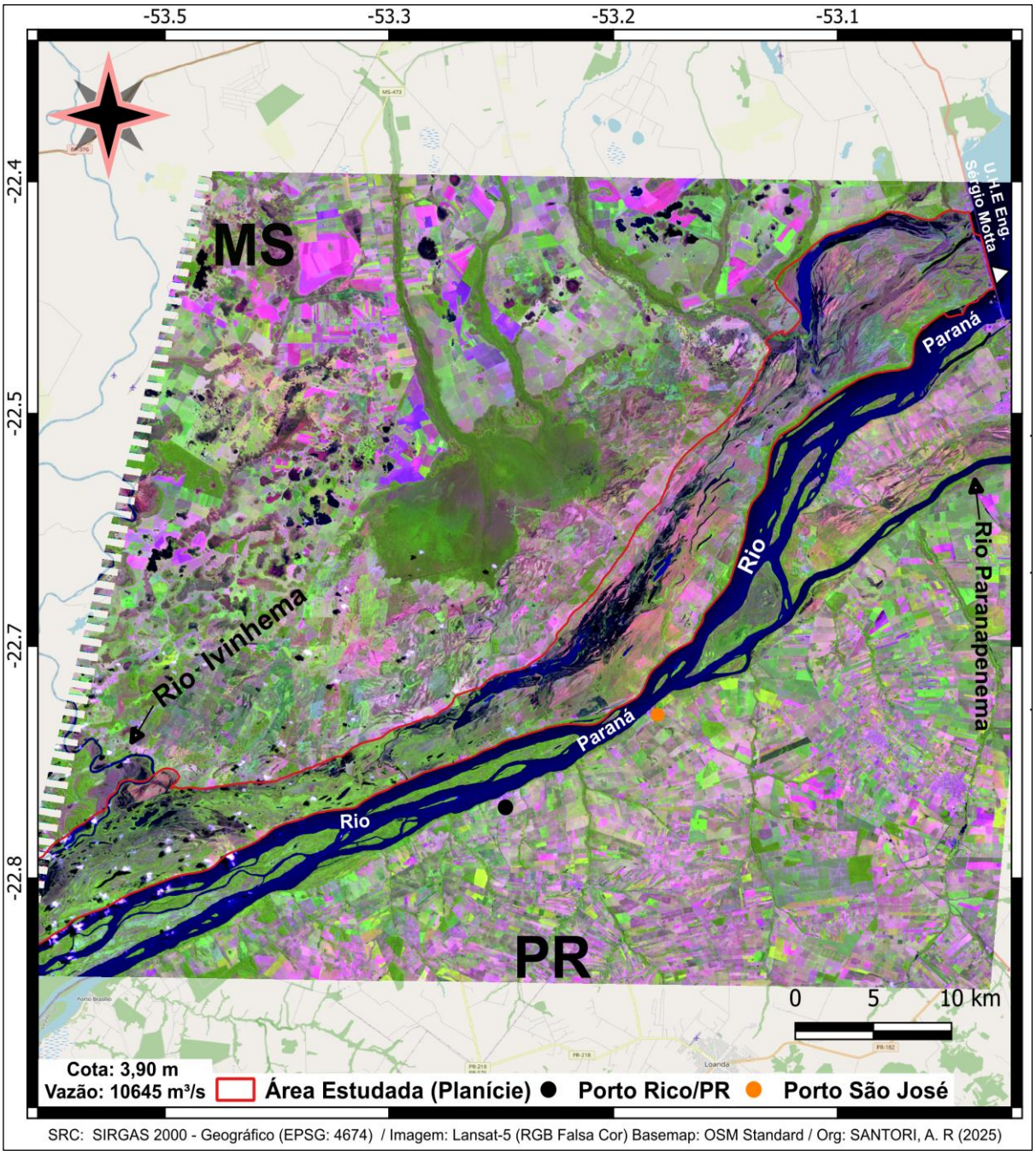


Figura A7 – Imagem Landsat-5 do dia 23 de março de 2008 no setor montante.

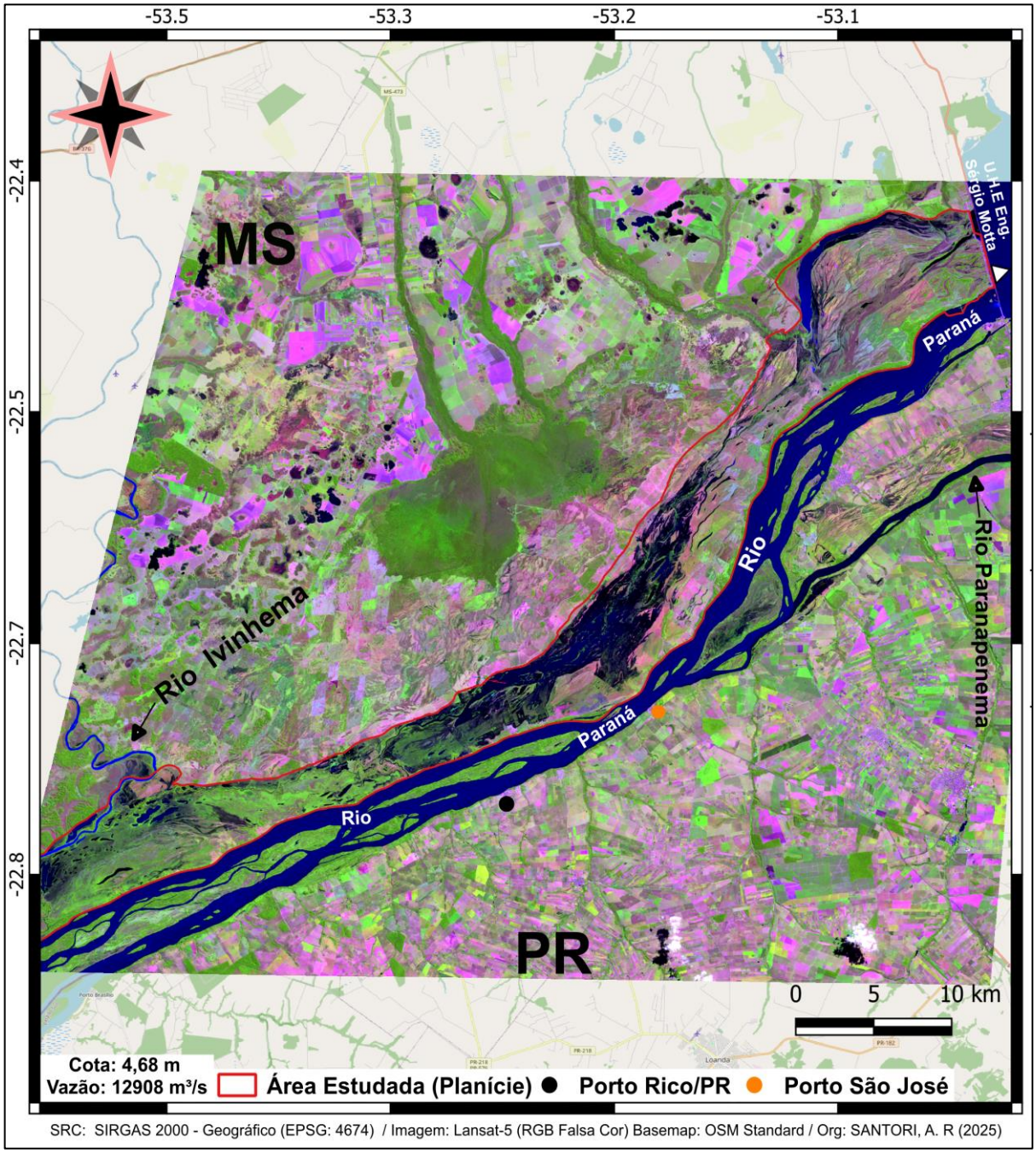


Figura A8 – Imagem Landsat-5 do dia 24 de abril de 2008 no setor montante.

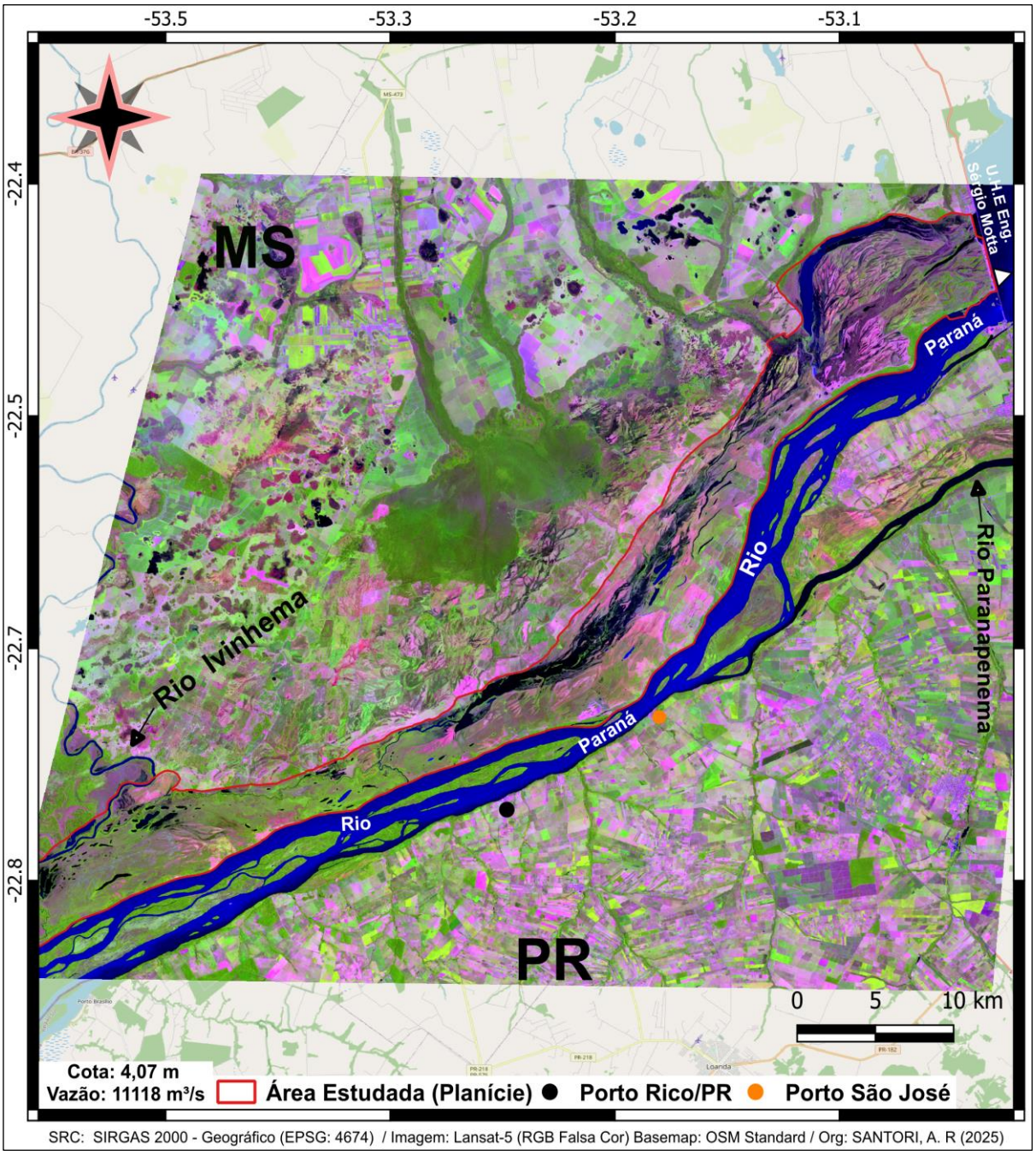


Figura A9 – Imagem Landsat-5 do dia 22 de fevereiro de 2009 no setor montante.

Figura A10 – Imagem Landsat-5 do dia 24 de janeiro de 2010 no setor montante.

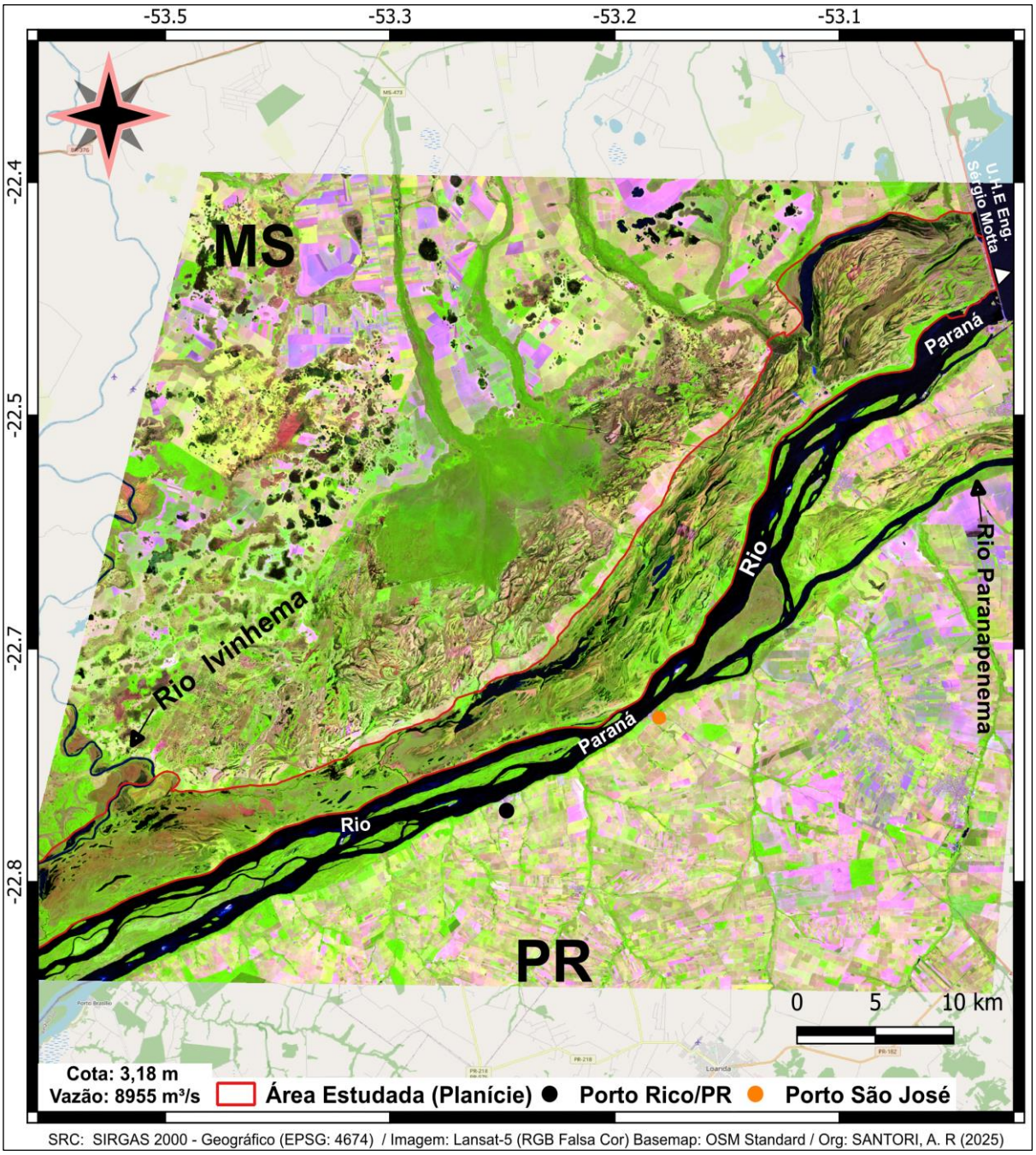


Figura A11 – Imagem Landsat-5 do dia 08 de novembro de 2010 no setor montante.

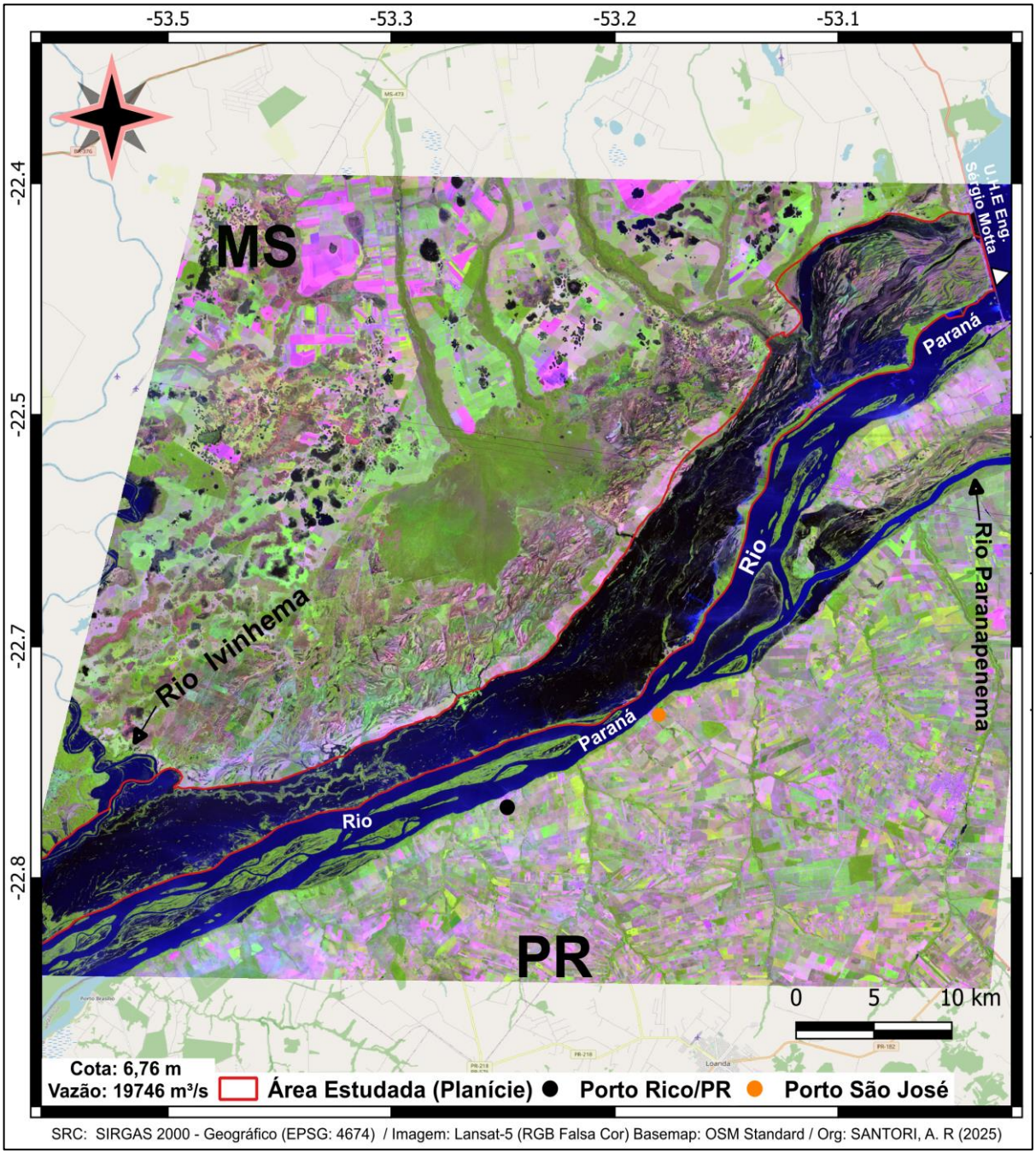


Figura A12 – Imagem Landsat-5 do dia 16 de março de 2011 no setor montante.

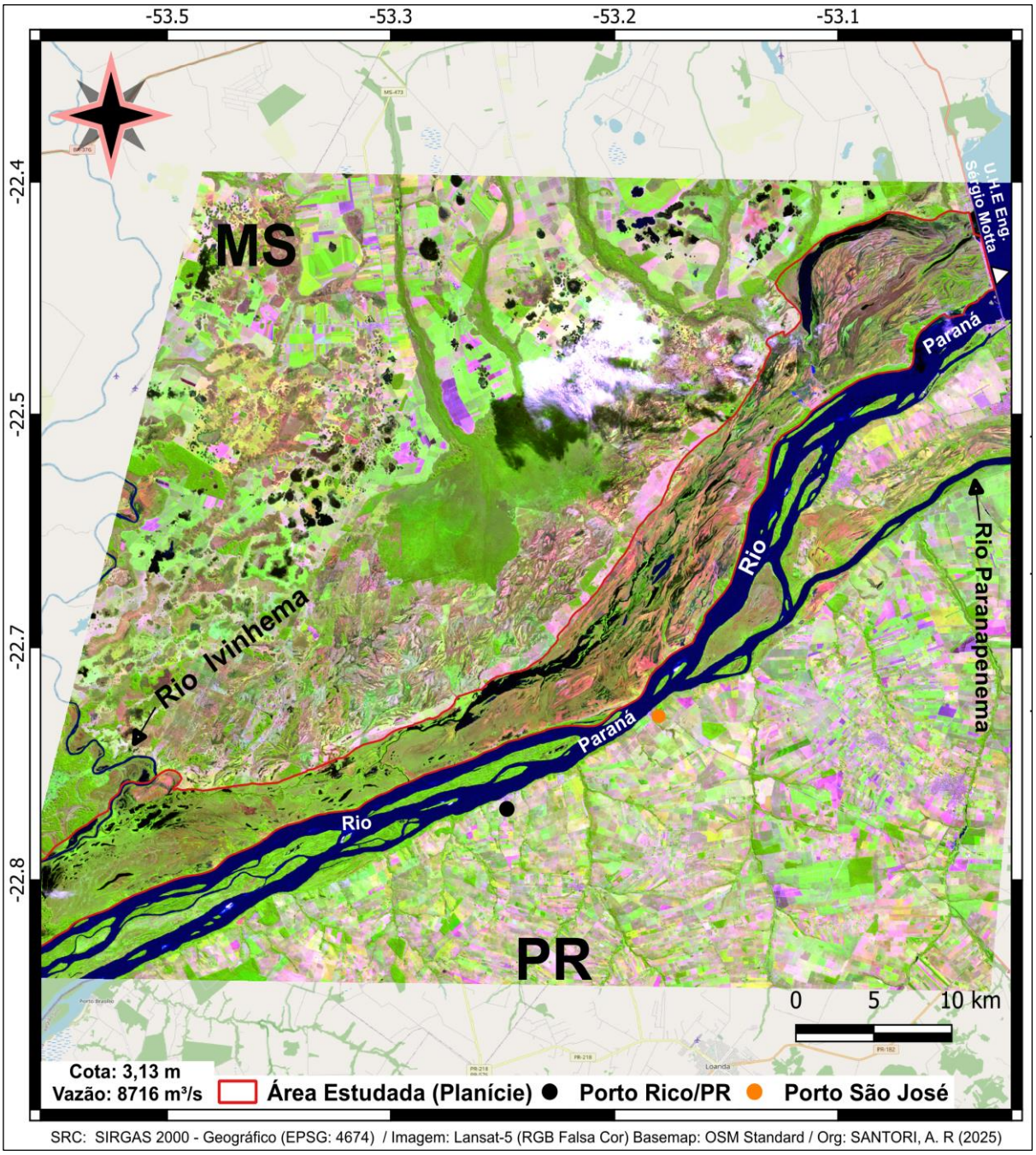


Figura A13 – Imagem Landsat-5 do dia 19 de maio de 2011 no setor montante.

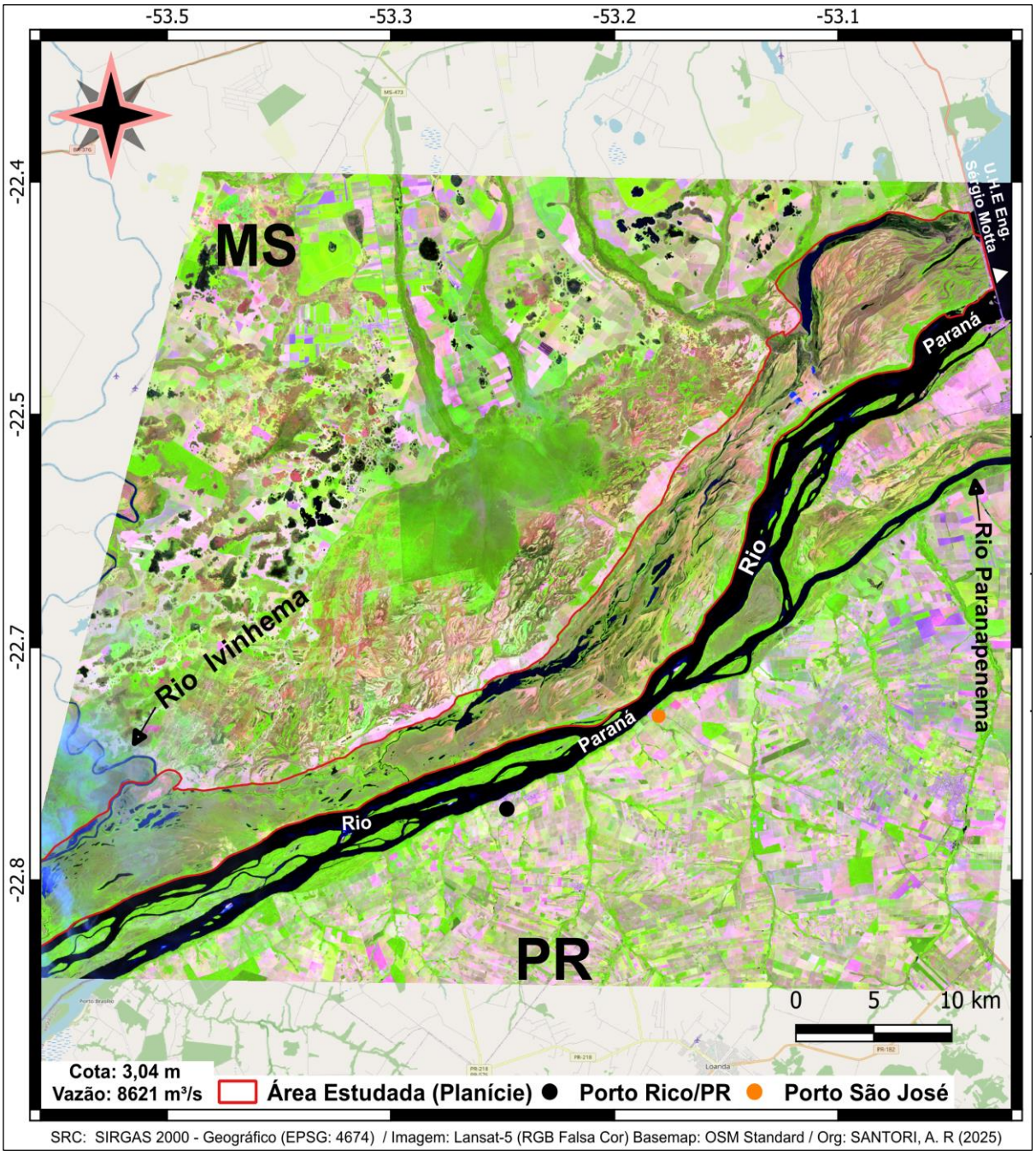


Figura A14 – Imagem Landsat-8 do dia 18 de dezembro de 2013 no setor montante.

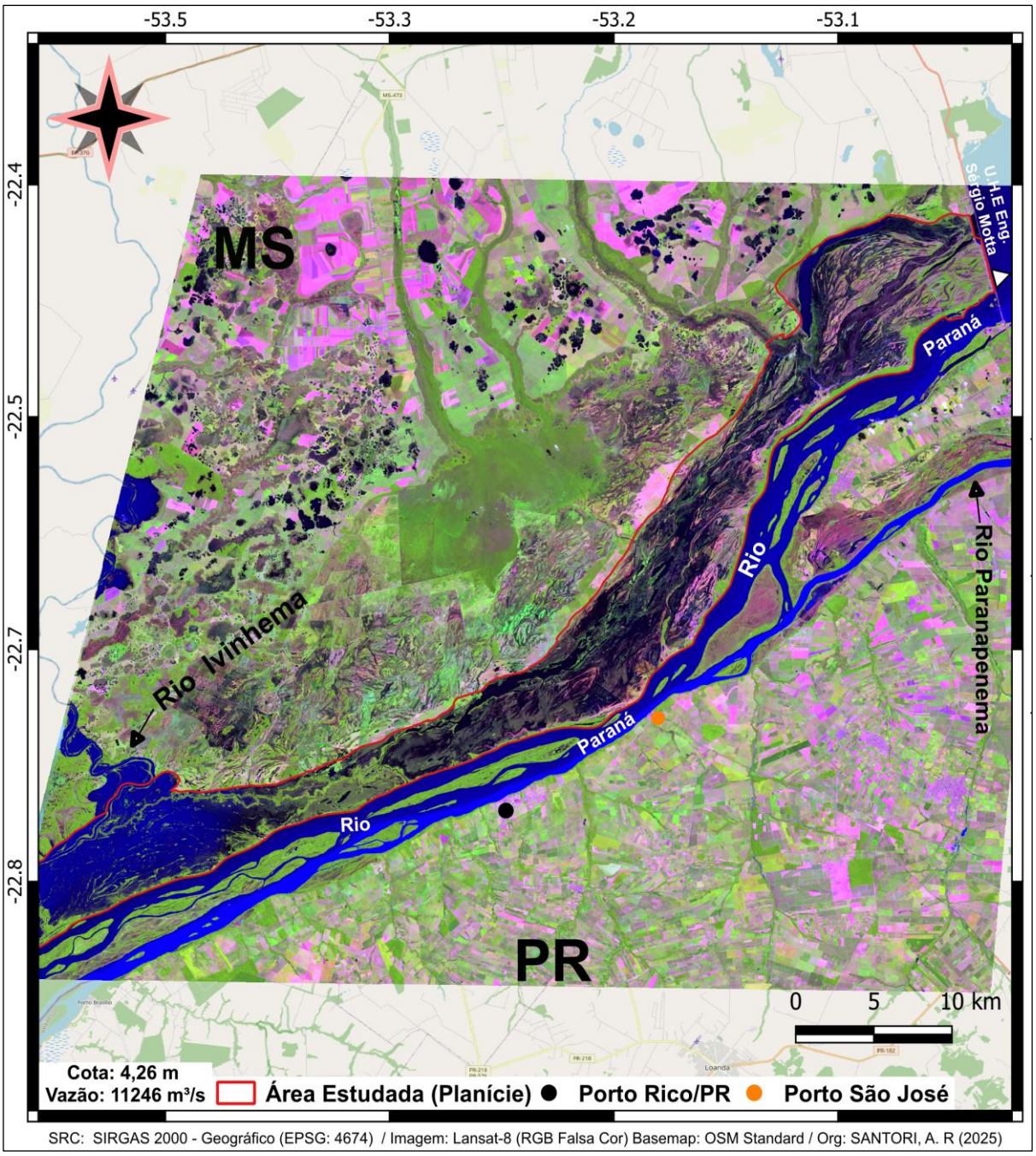


Figura A15 – Imagem Landsat-8 do dia 13 de março de 2016 no setor montante.

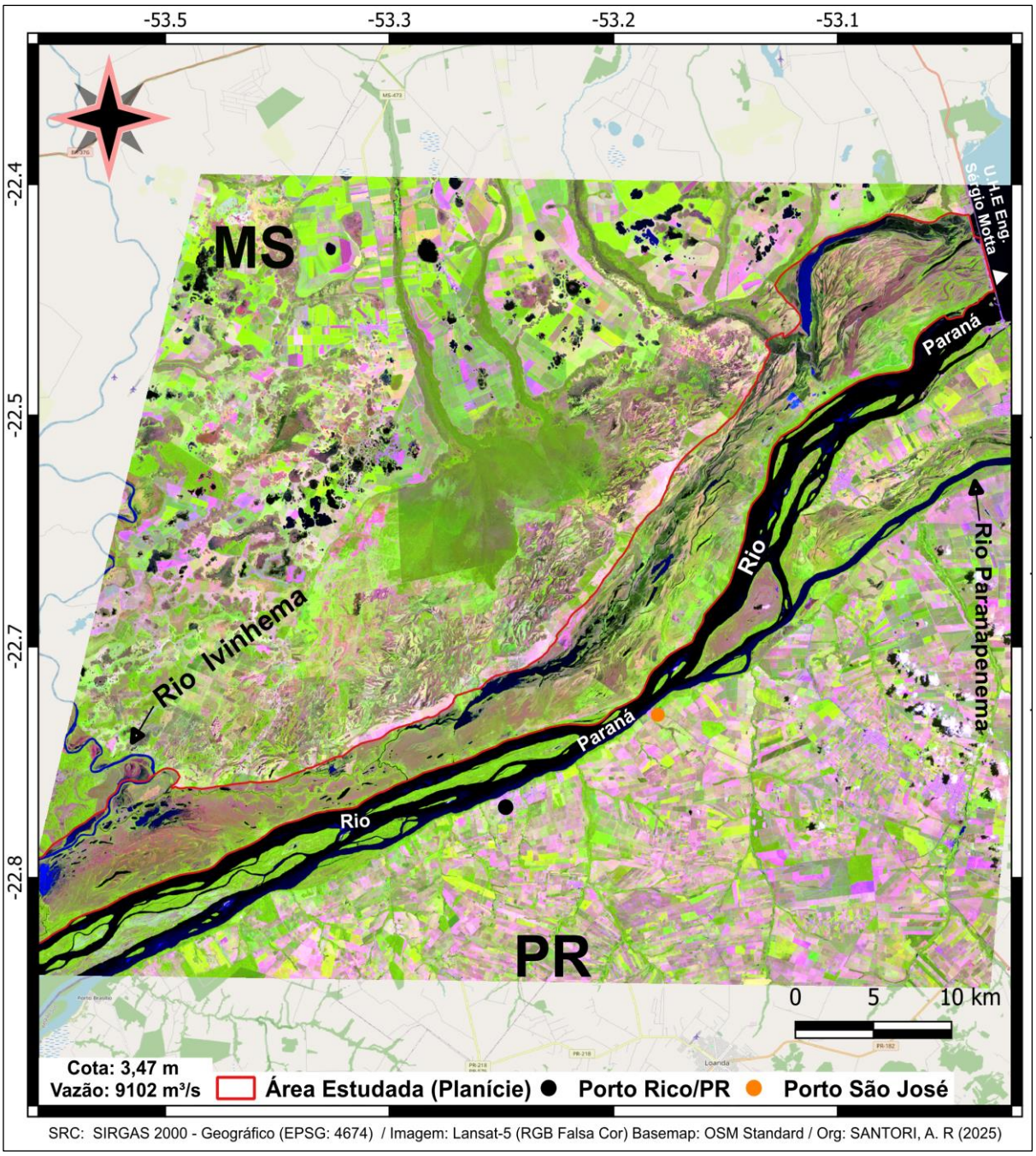


Figura A16 – Imagem Landsat-8 do dia 27 de janeiro de 2017 no setor montante.

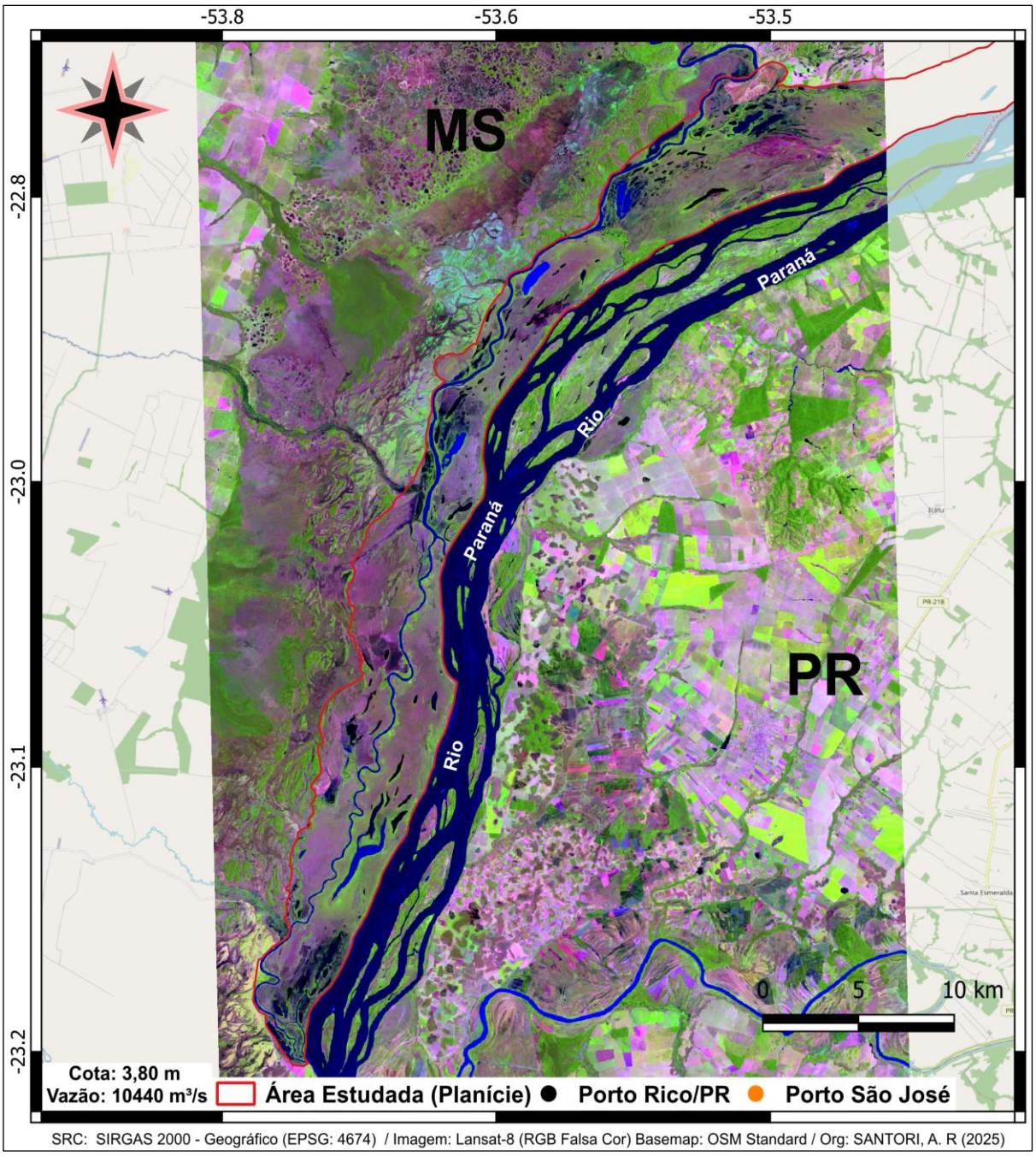


Figura A17 – Imagem Landsat-5 do dia 10 de fevereiro de 2002 no setor jusante.

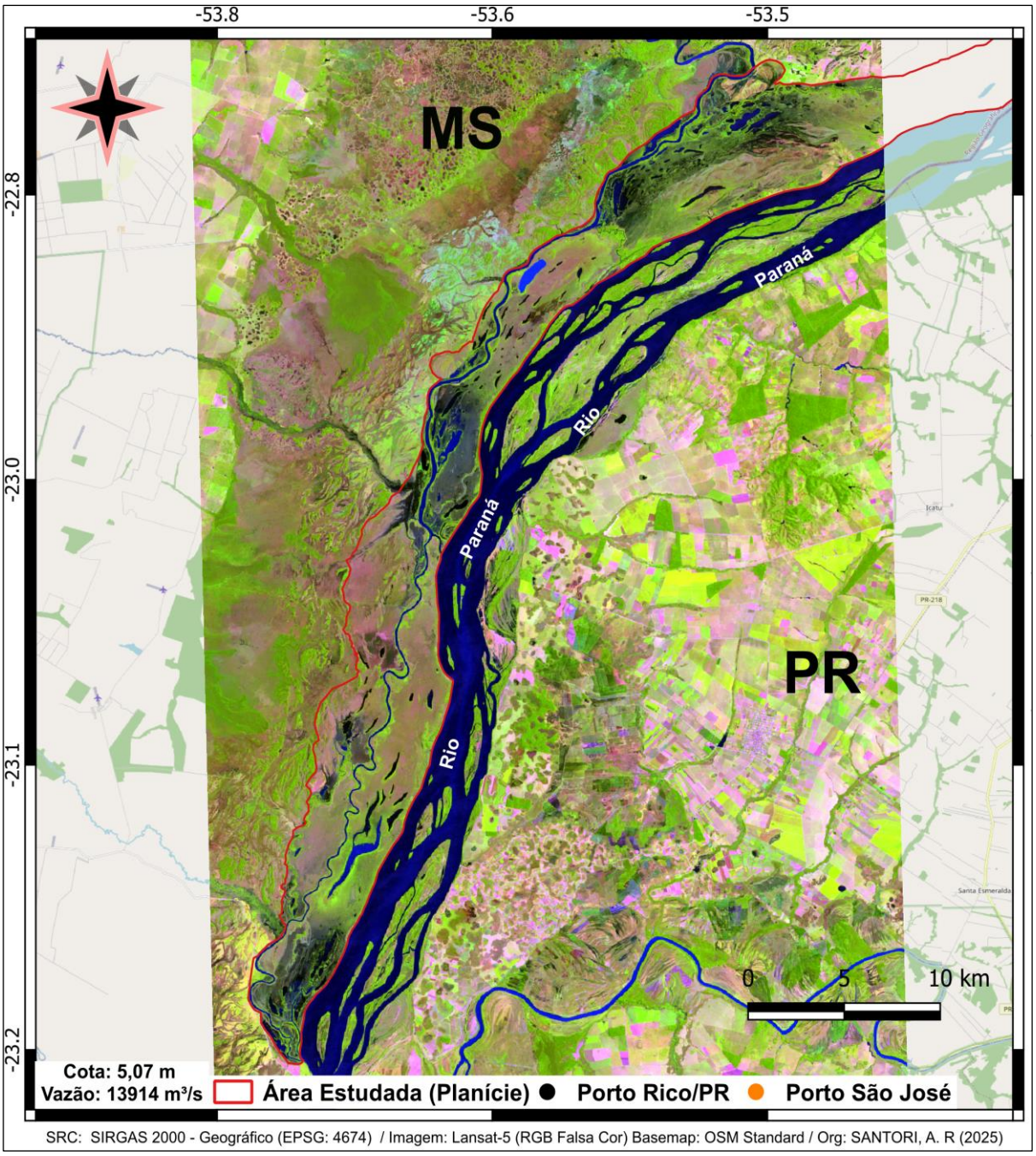


Figura A18 – Imagem Landsat-5 do dia 26 de fevereiro de 2002 no setor jusante.

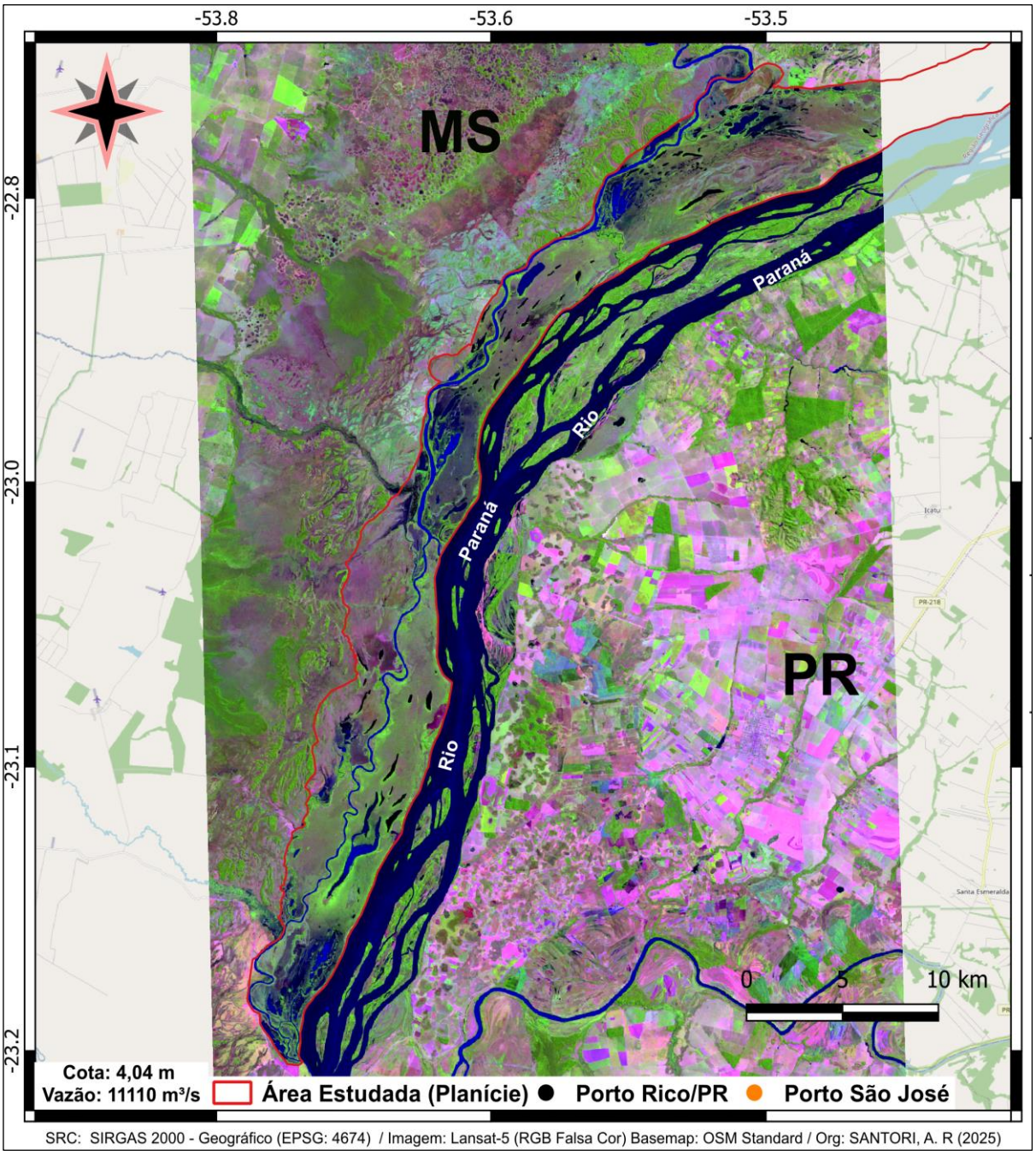


Figura A19 – Imagem Landsat-5 do dia 30 de março de 2002 no setor jusante.

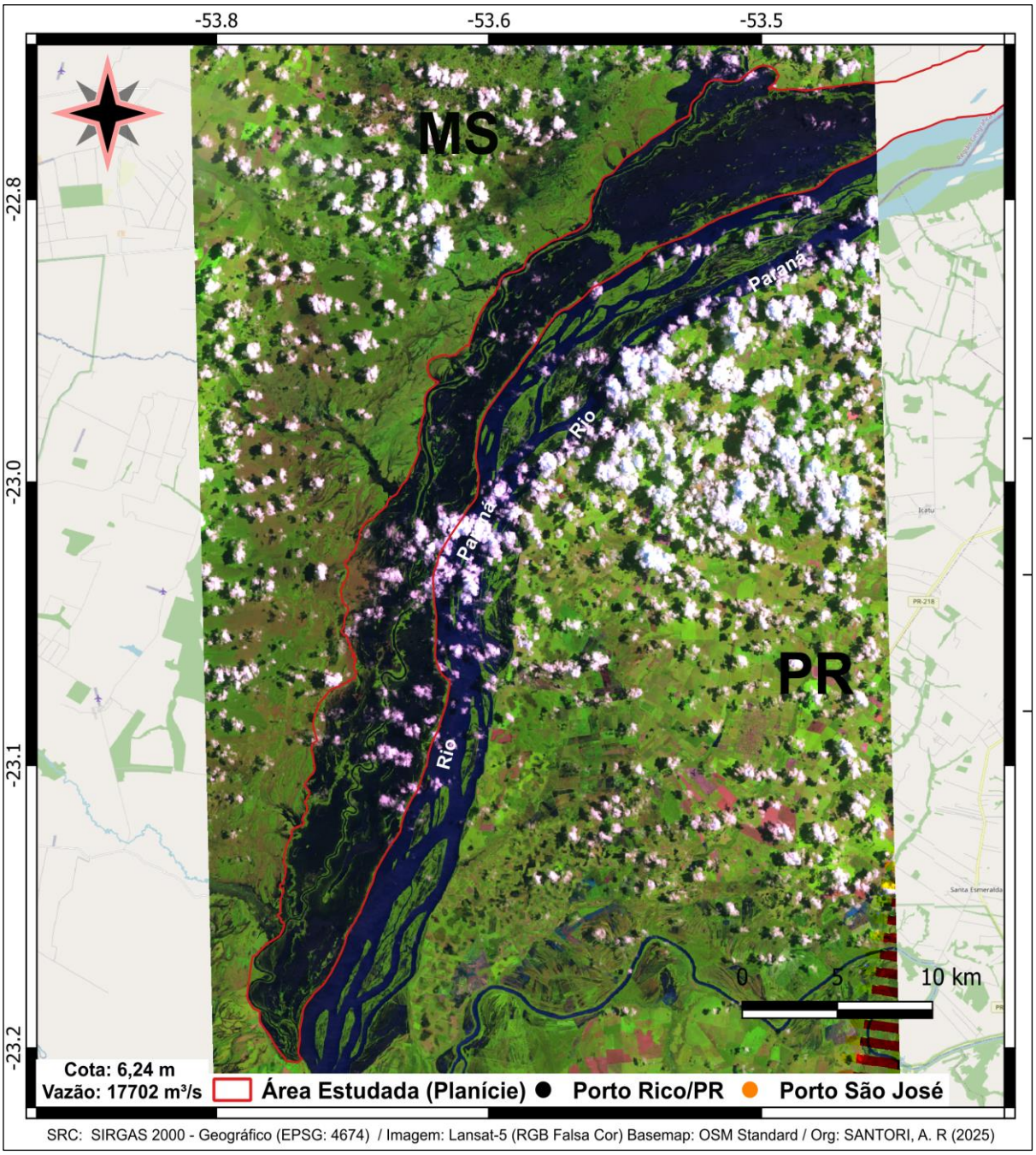


Figura A20 – Imagem Landsat-5 do dia 08 de fevereiro de 2007 no setor jusante.

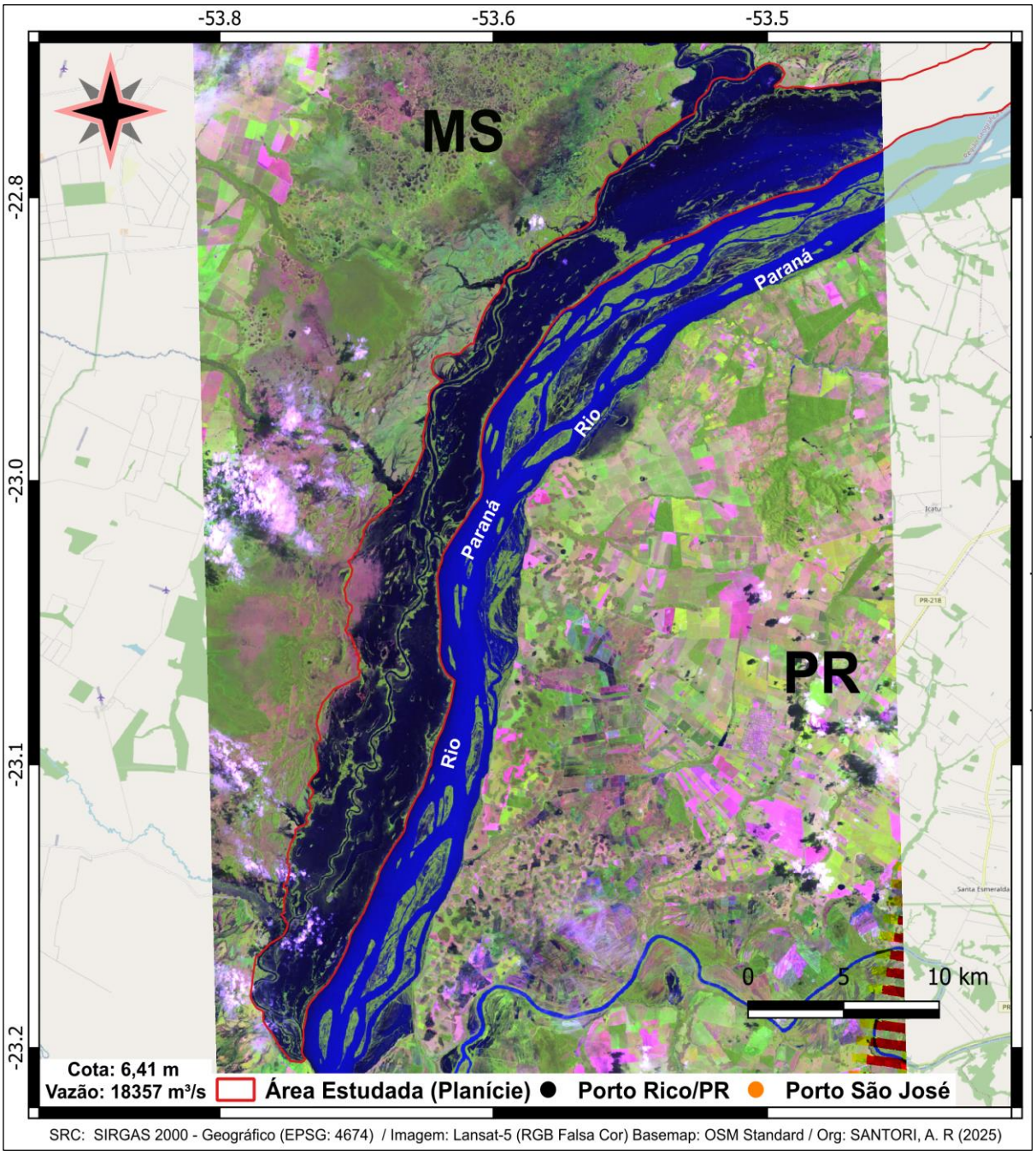


Figura A21 – Imagem Landsat-5 do dia 24 de fevereiro de 2007 no setor jusante.

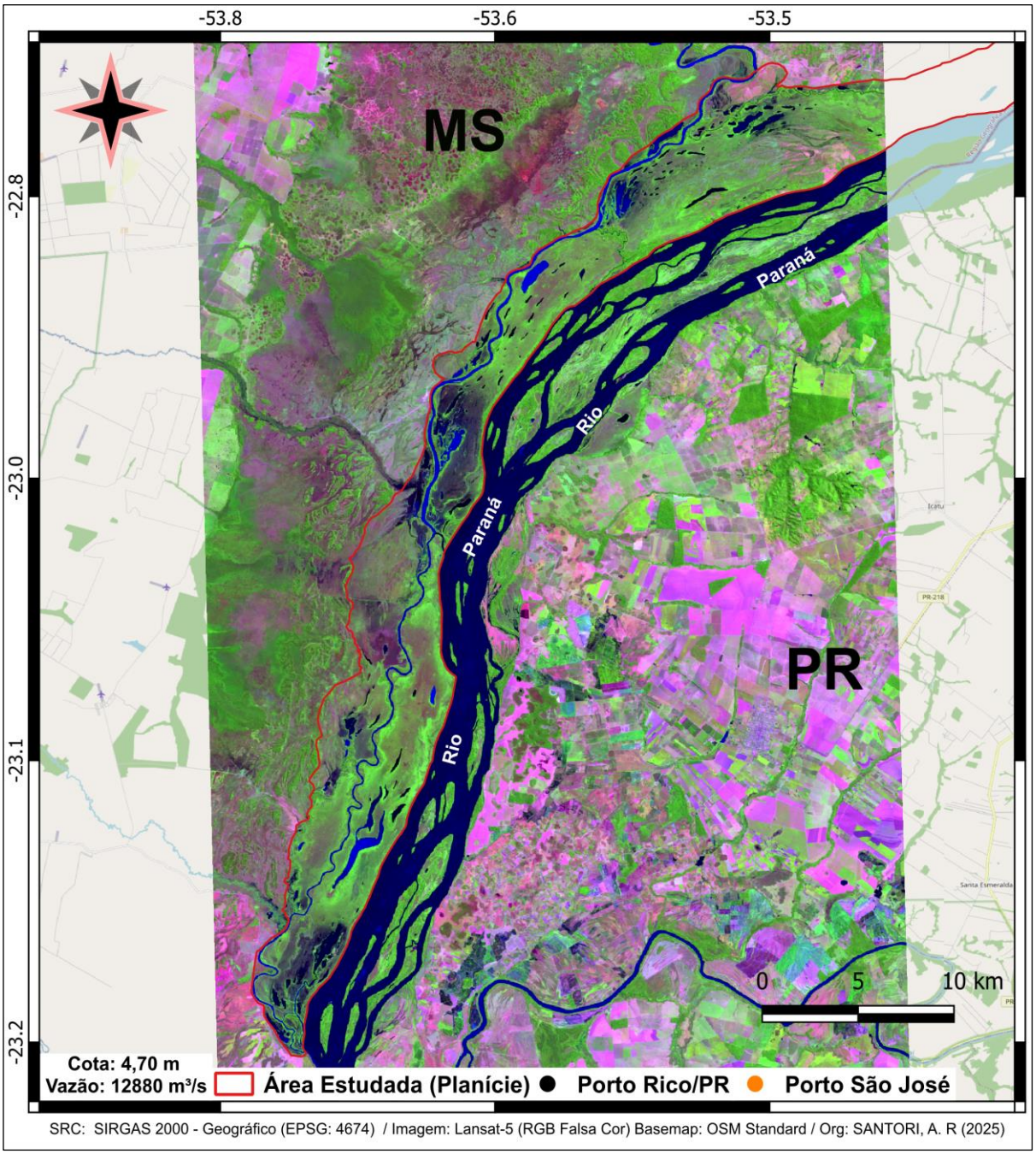


Figura A22 – Imagem Landsat-5 do dia 02 de abril de 2009 no setor jusante.

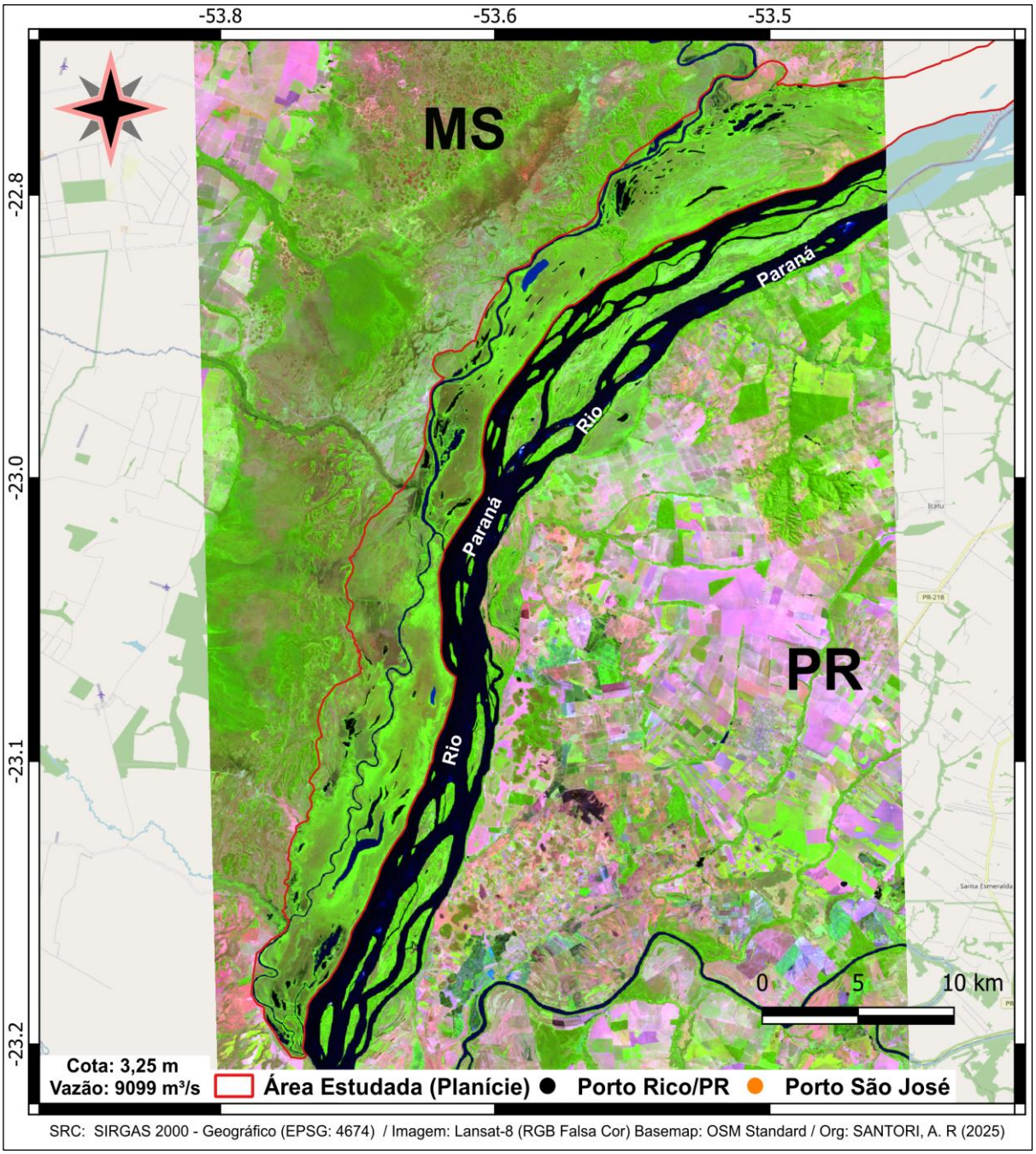


Figura A23 – Imagem Landsat-5 do dia 18 de abril de 2009 no setor jusante.

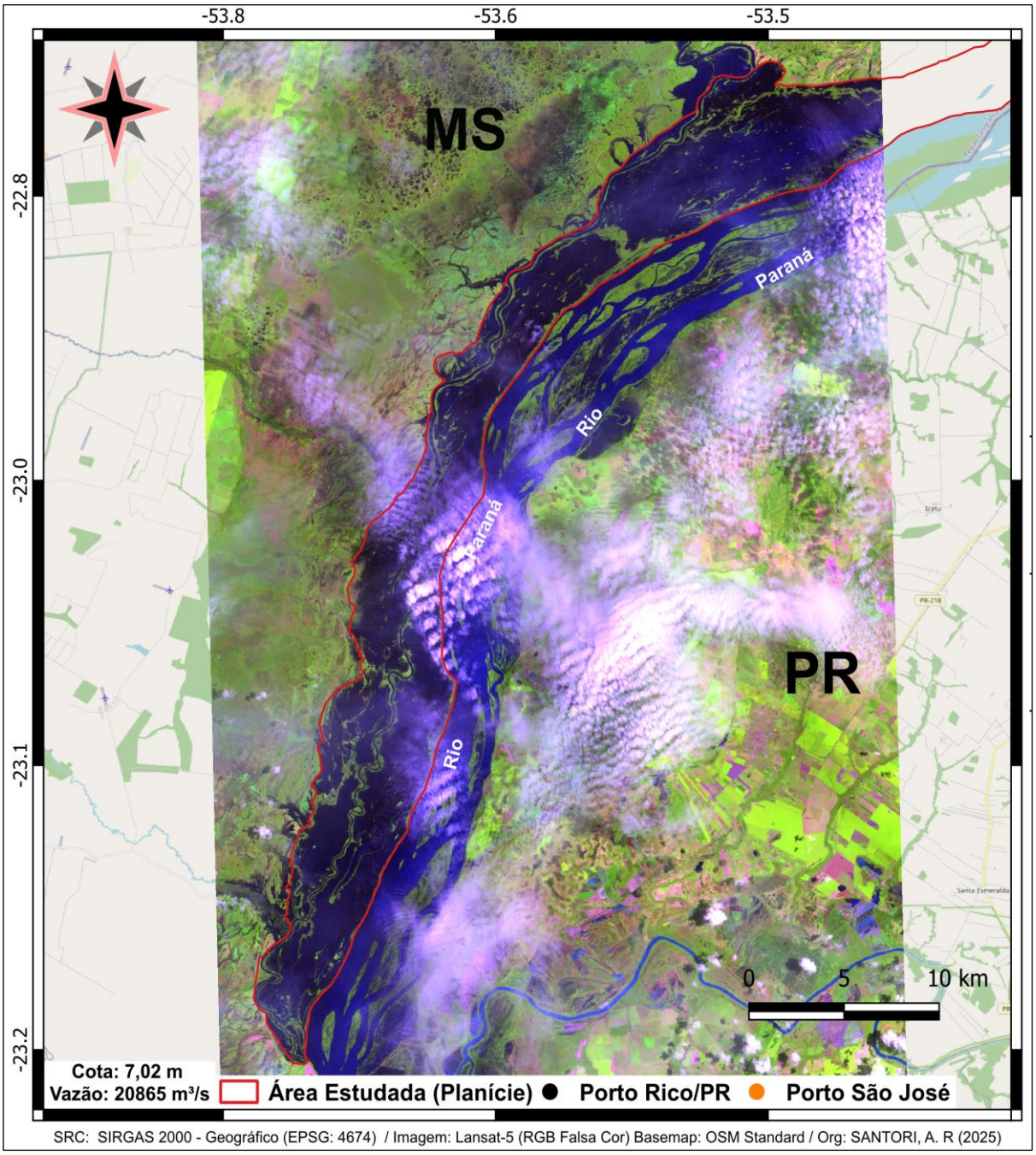


Figura A24 – Imagem Landsat-5 do dia 31 de janeiro de 2010 no setor jusante.

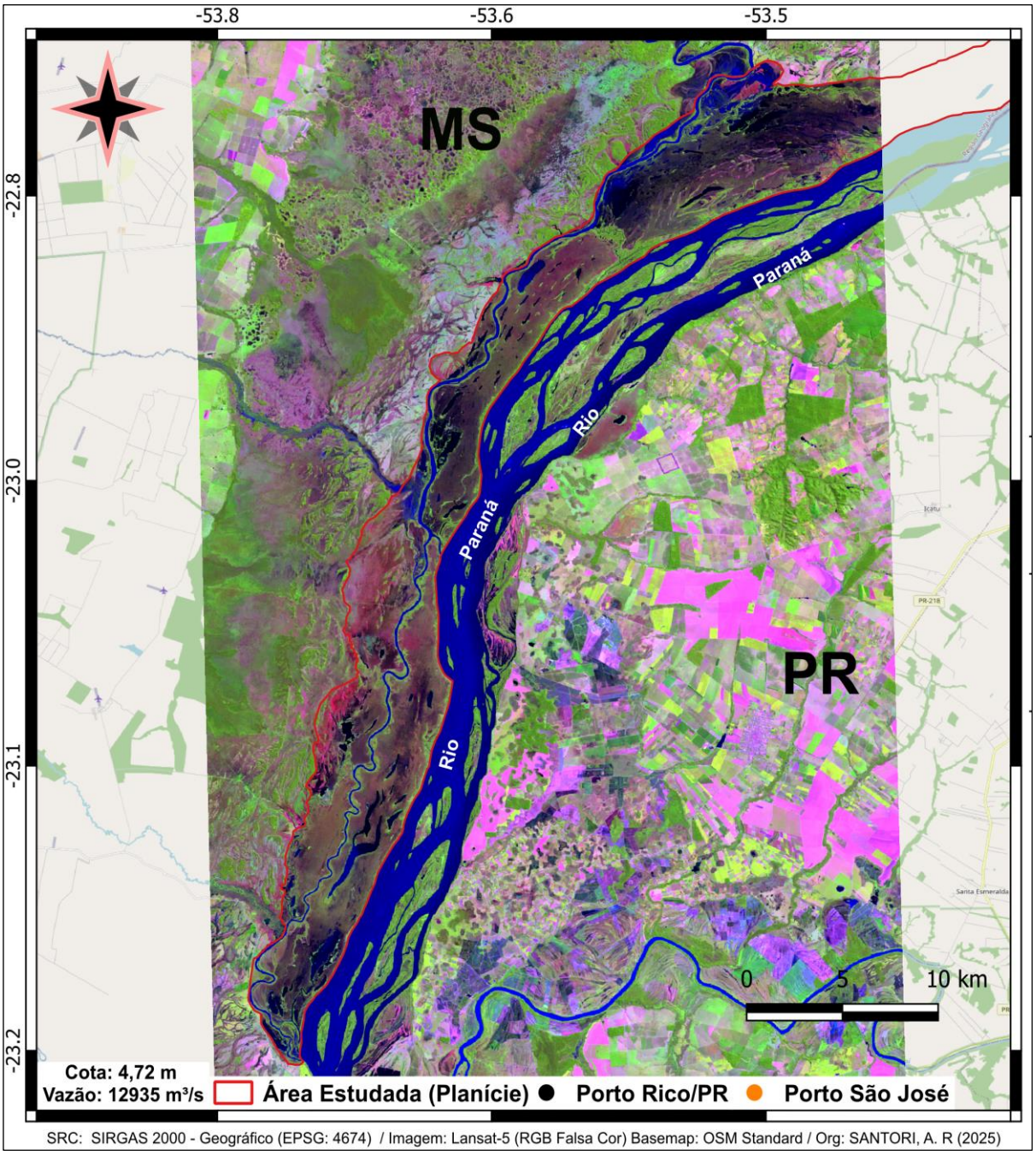


Figura A25 – Imagem Landsat-5 do dia 08 de abril de 2011 no setor jusante.

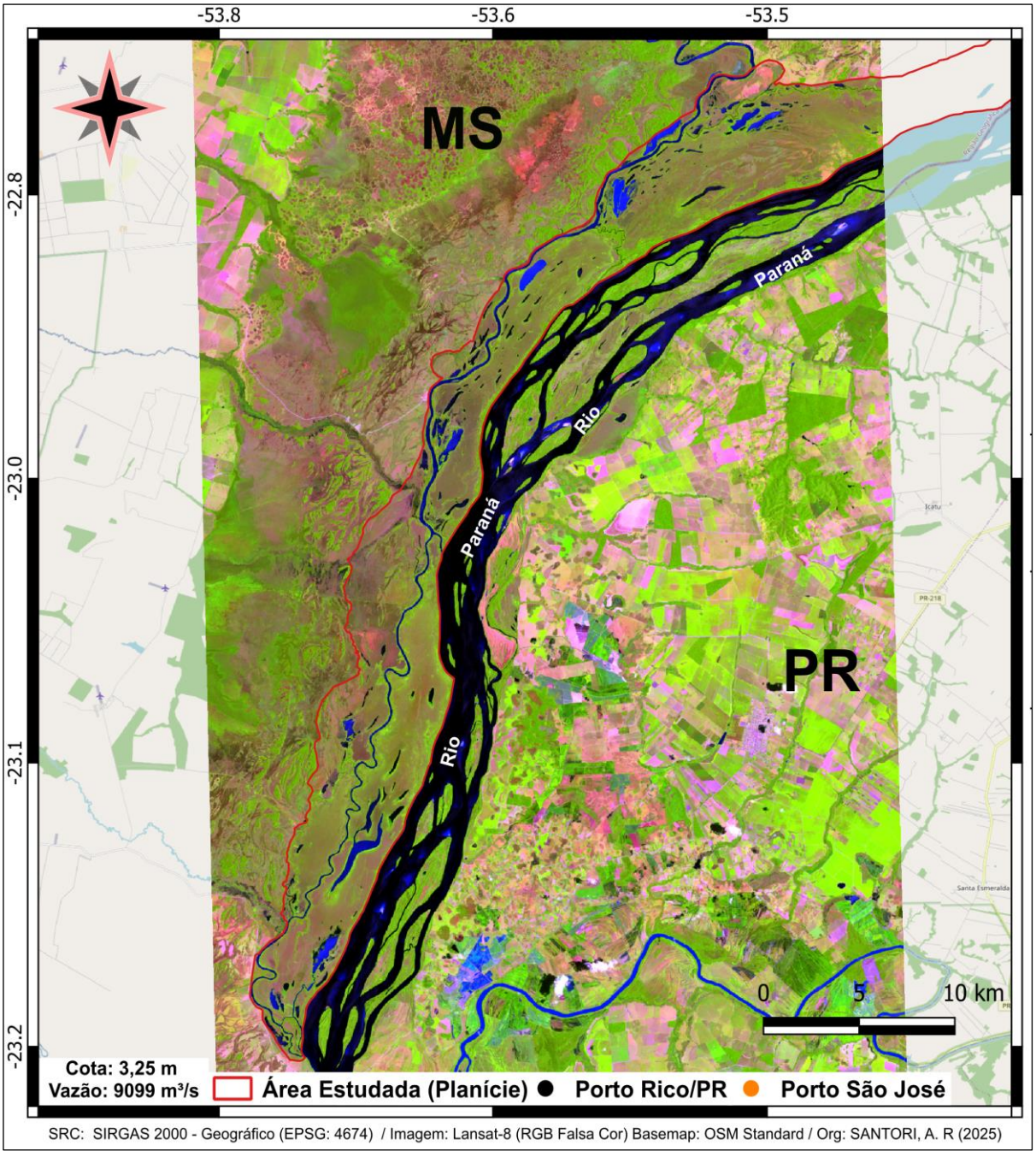


Figura A26 – Imagem Landsat-8 do dia 10 de janeiro de 2014 no setor jusante.

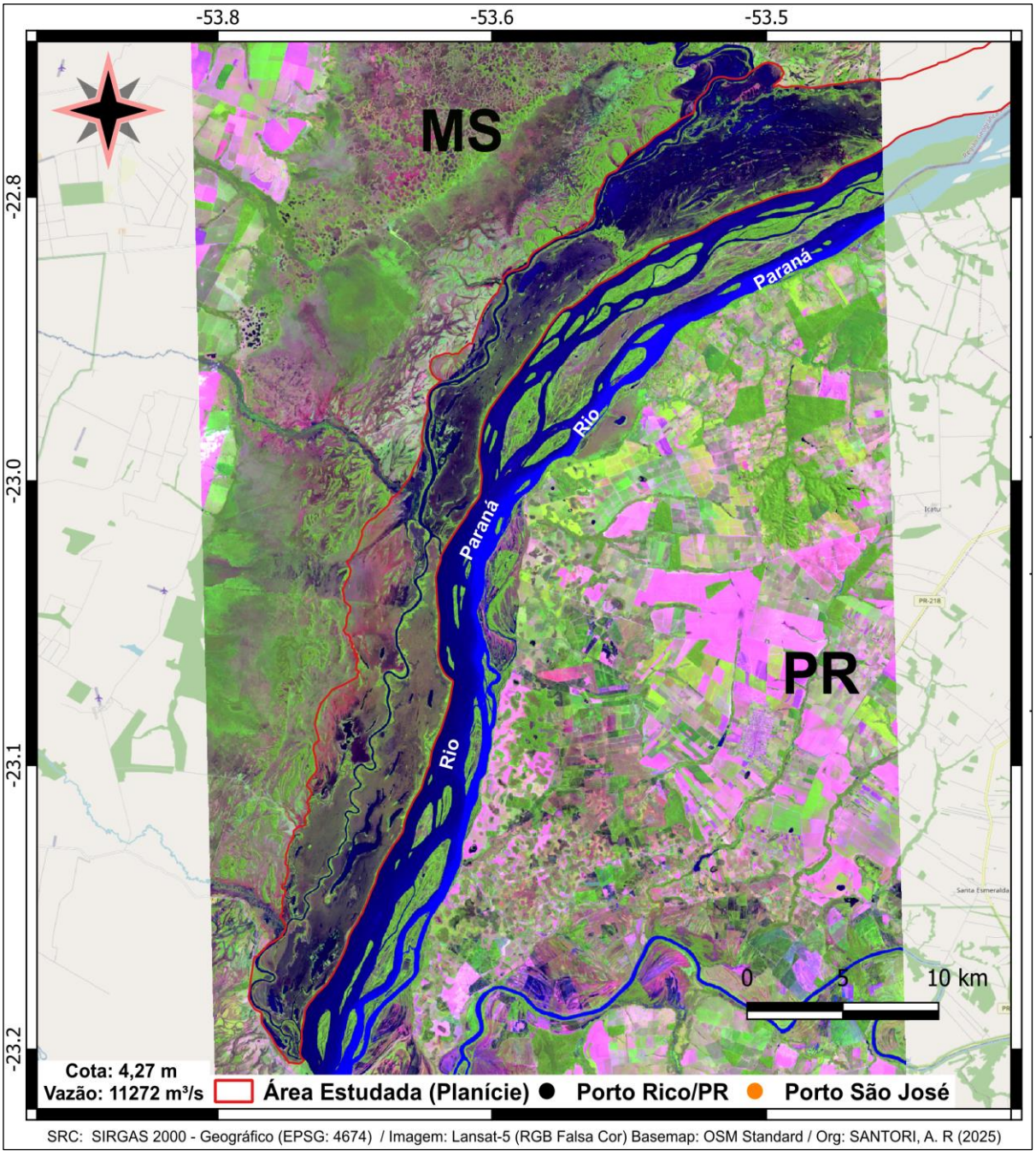


Figura A27 – Imagem Landsat-8 do dia 20 de março de 2016 no setor jusante.

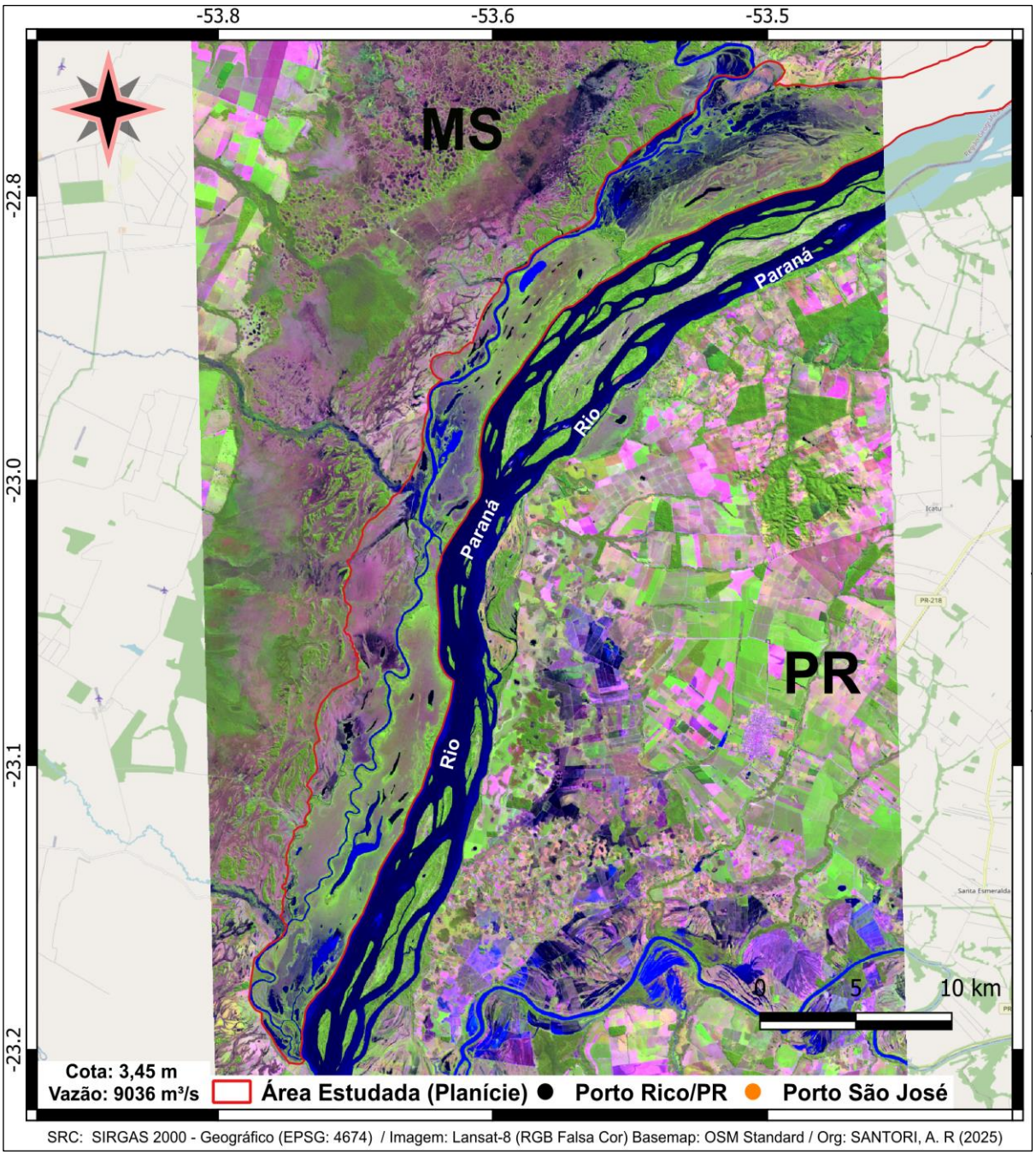


Figura A28 – Imagem Landsat-8 do dia 26 de maio de 2017 no setor jusante.

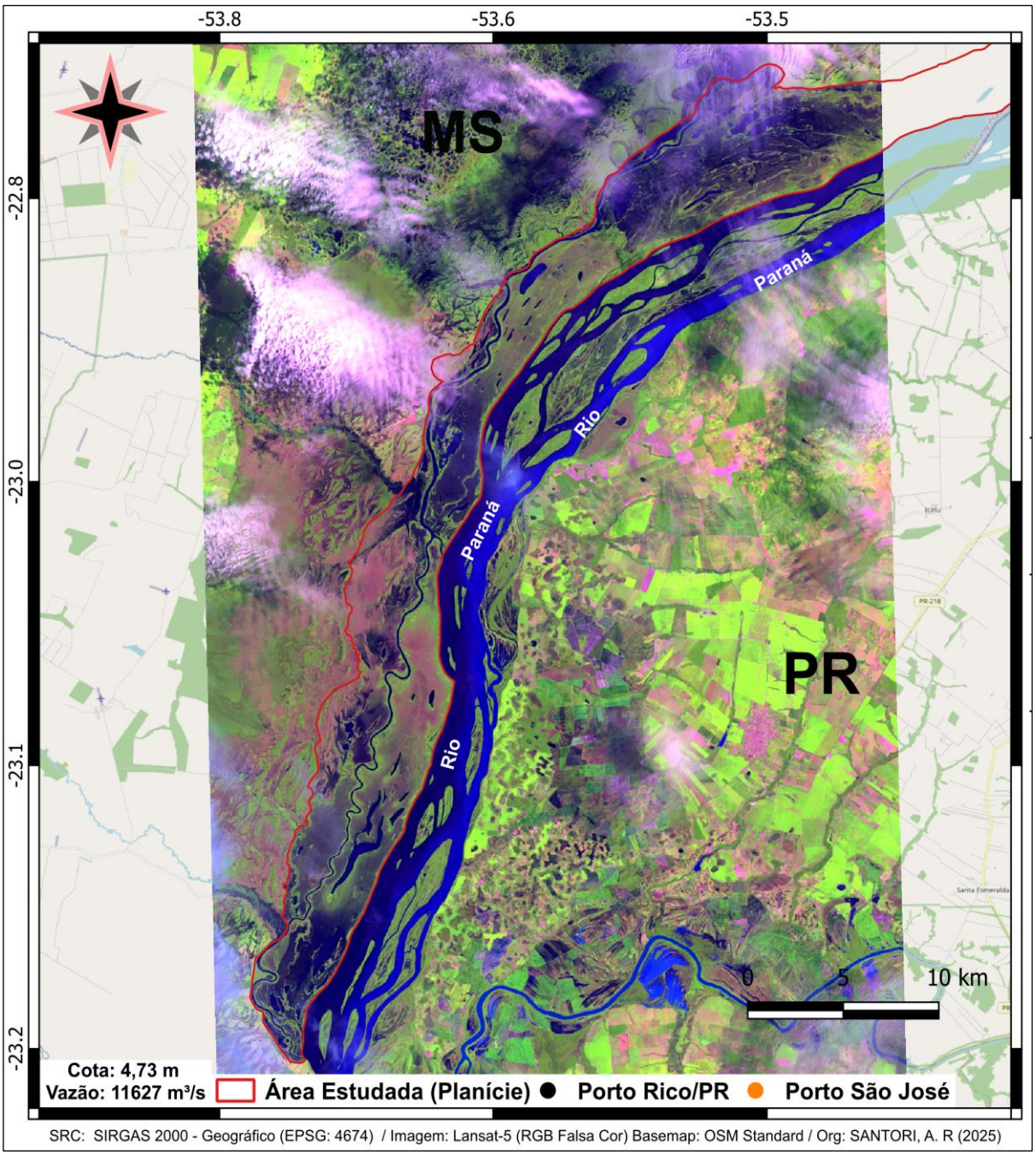


Figura A29 – Imagem Landsat-8 do dia 21 de janeiro de 2018 no setor jusante.

ANEXO B – Cartas de Índice de Água por Diferença Normalizada

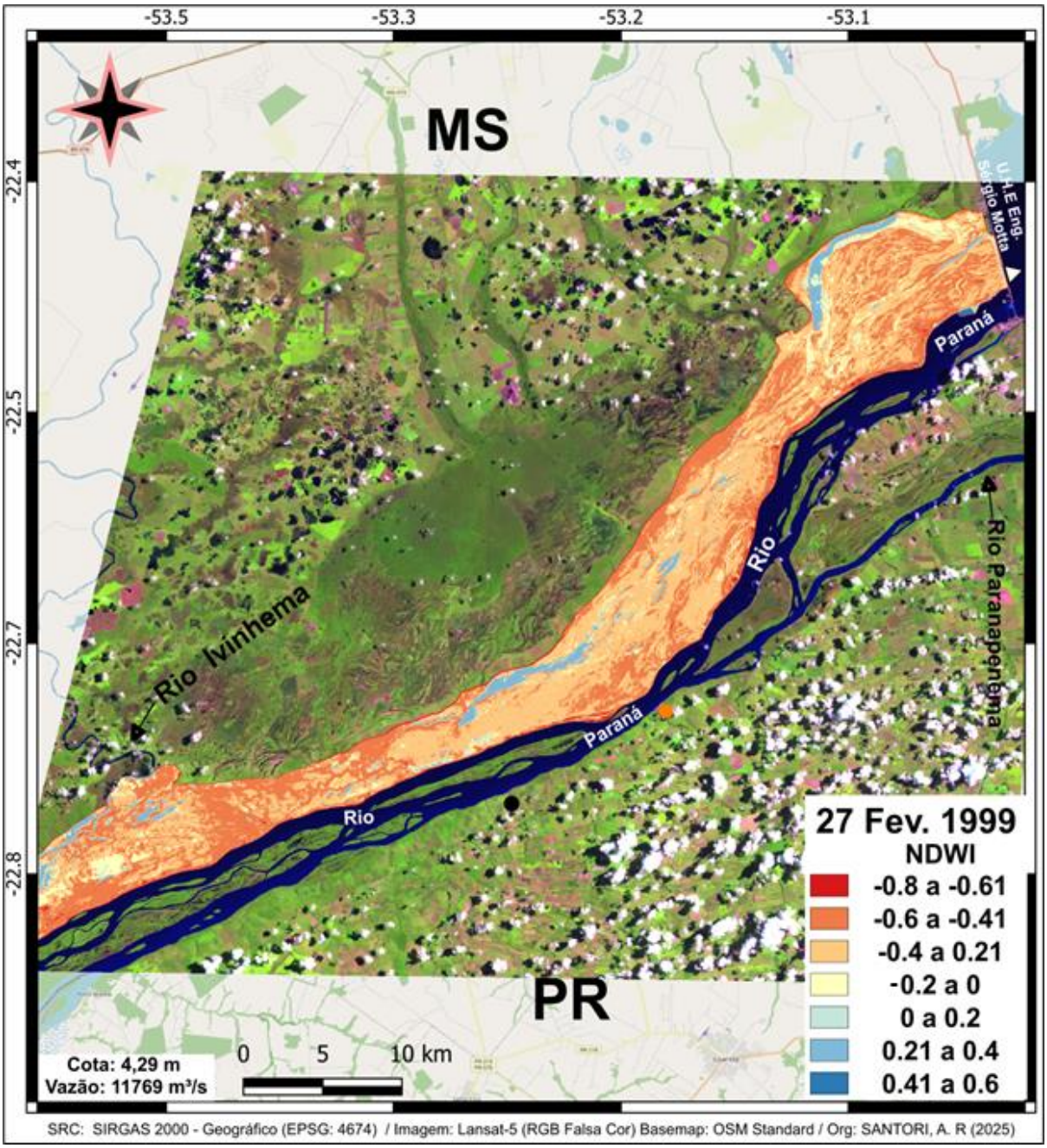


Figura B1 – Imagem NDWI do dia 27 de fevereiro de 1999 no setor montante.

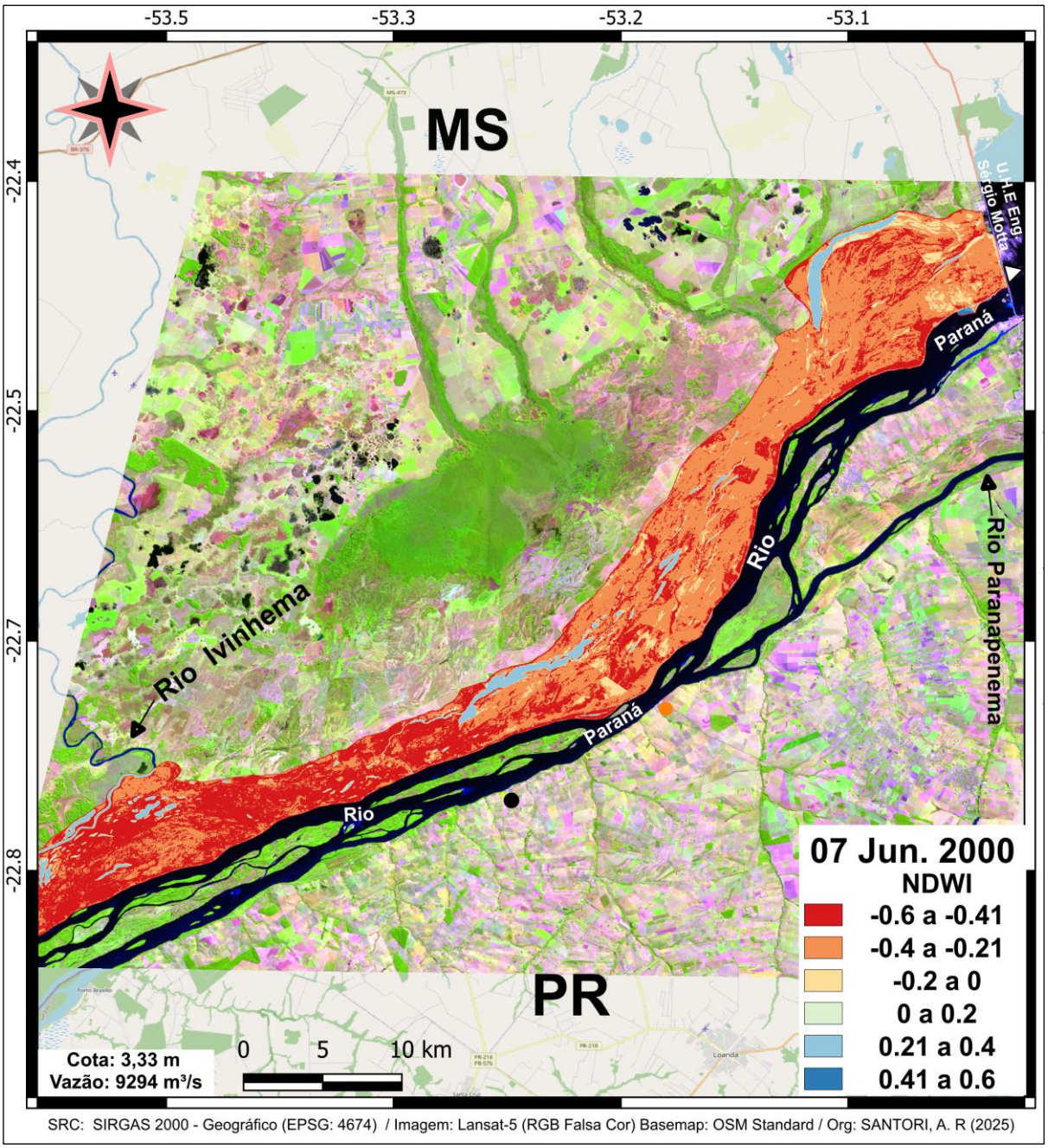


Figura B2 – Imagem NDWI do dia 07 de julho de 2000 no setor montante.

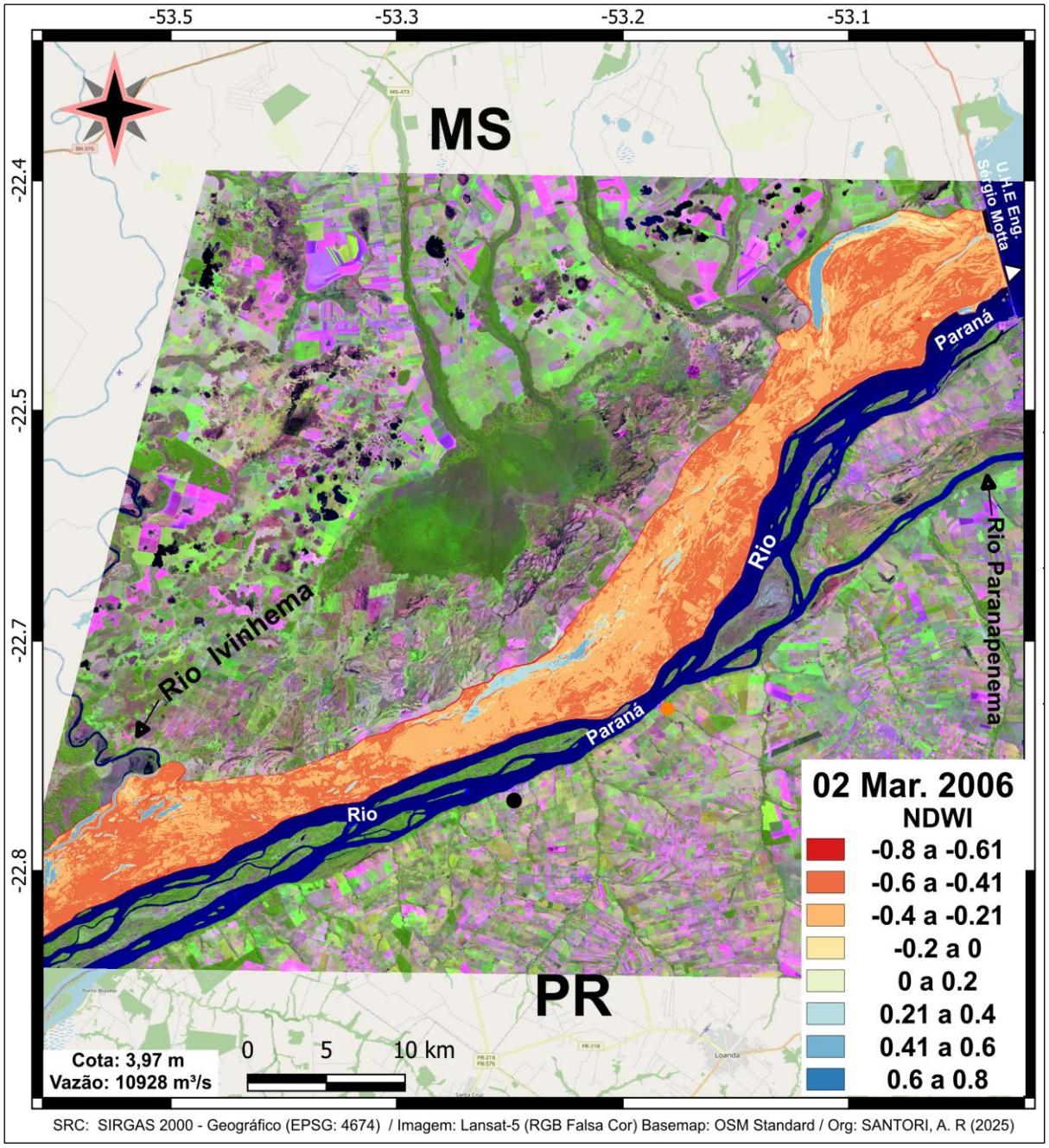


Figura B3 – Imagem NDWI do dia 02 de março de 2006 no setor montante.

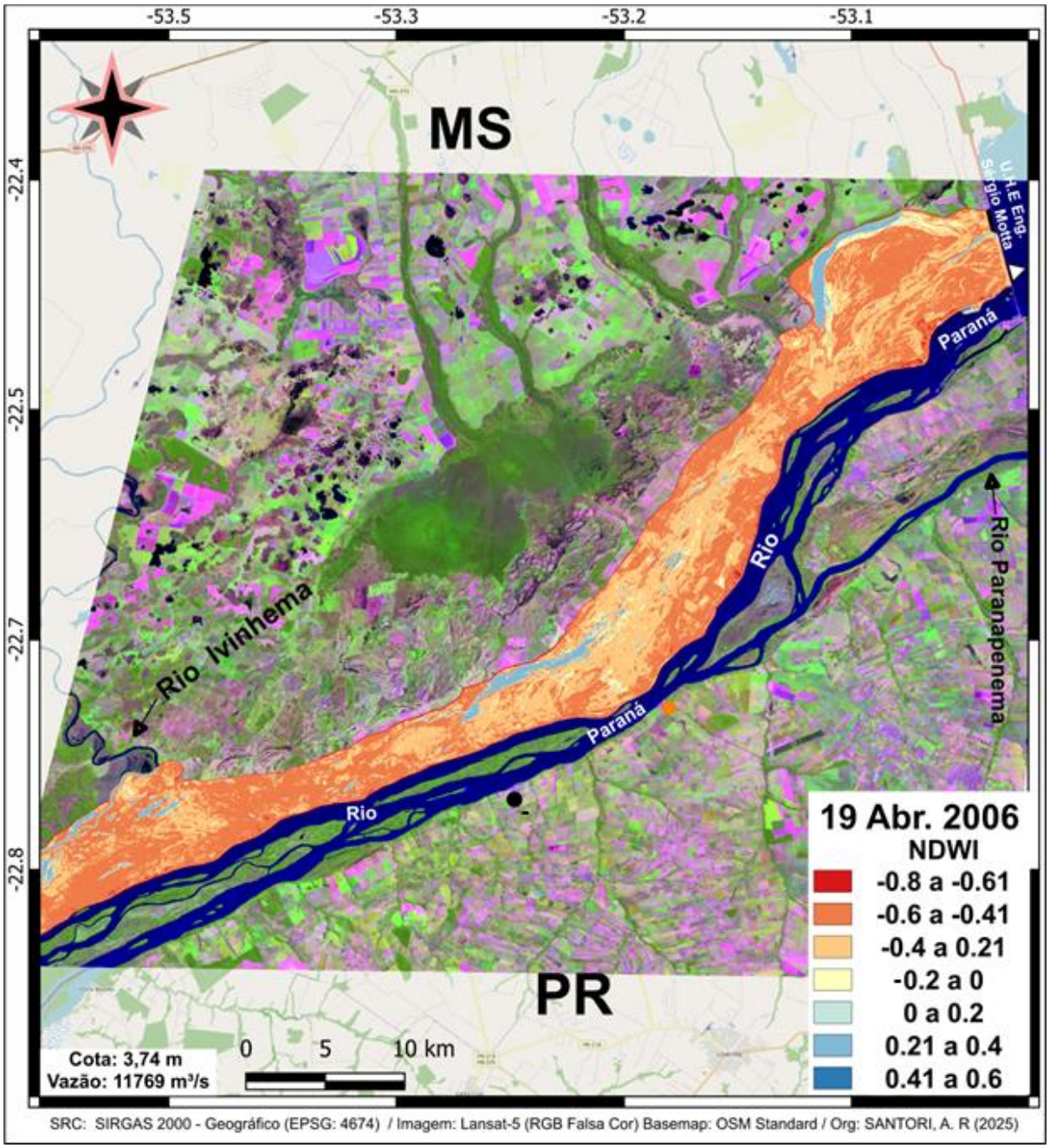


Figura B4 – Imagem NDWI do dia 19 de abril de 2006 no setor montante.

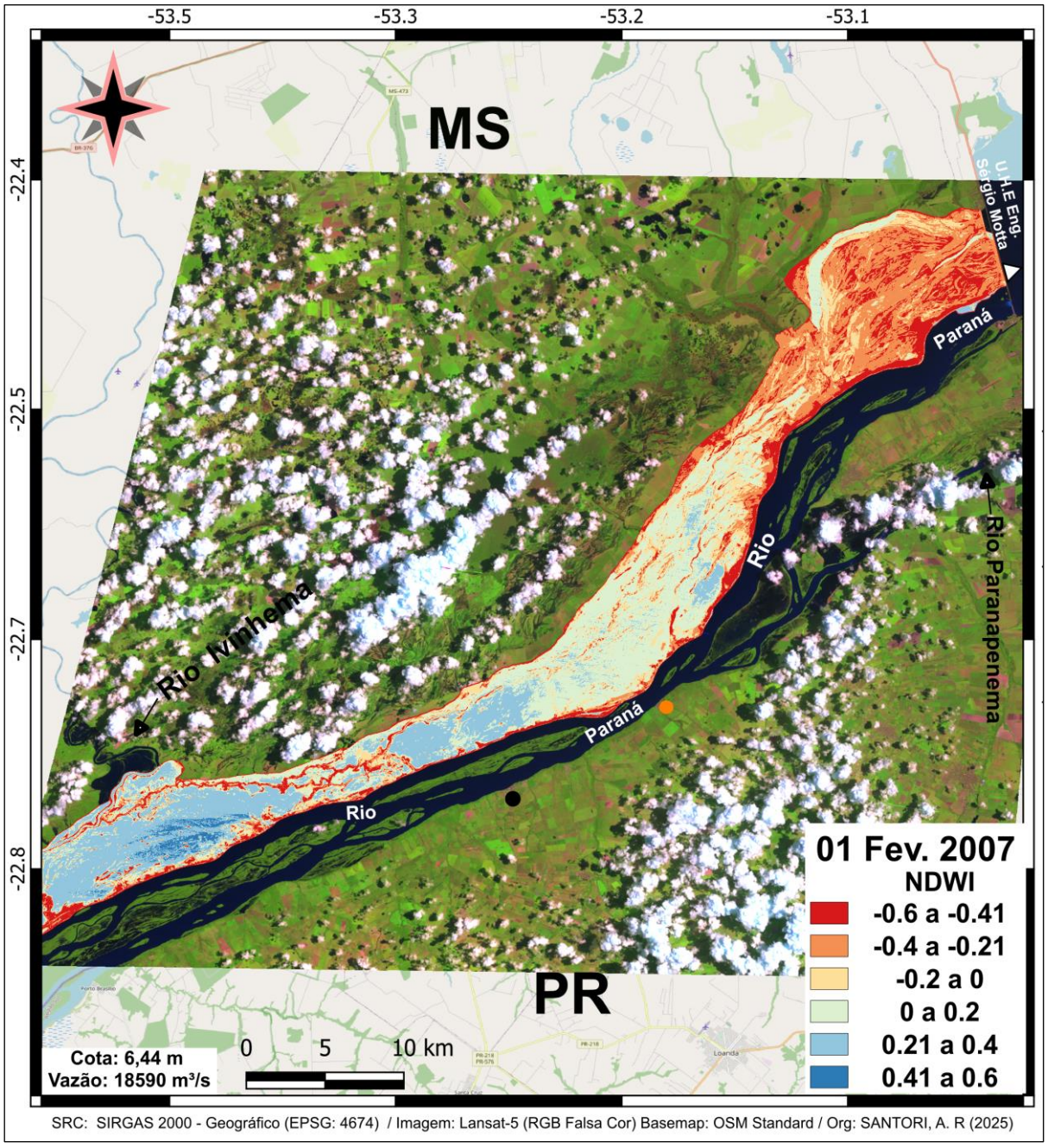


Figura B5 – Imagem NDWI do dia 01 de fevereiro de 2007 no setor montante.

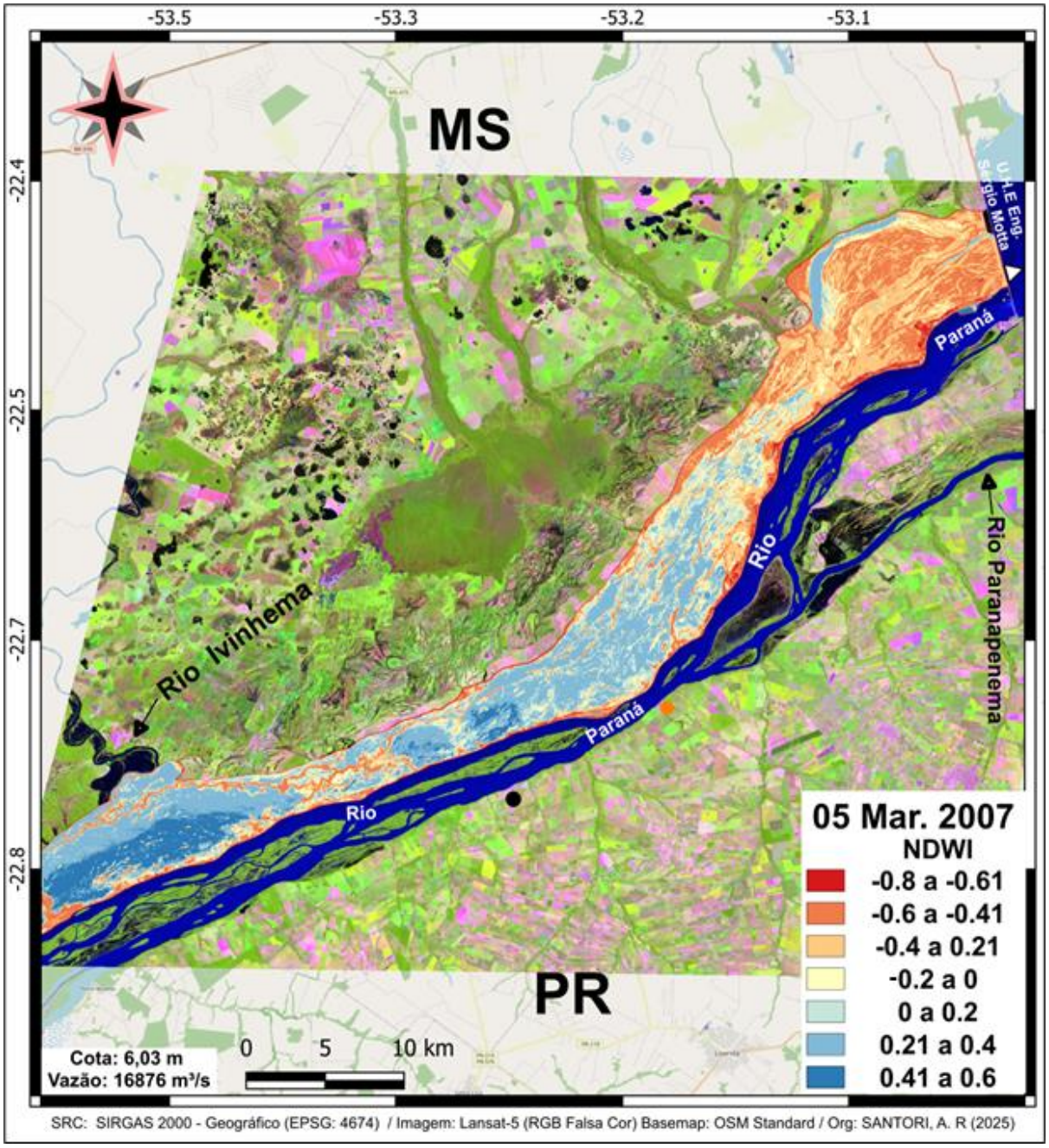


Figura B6 – Imagem NDWI do dia 05 de março de 2007 no setor montante.

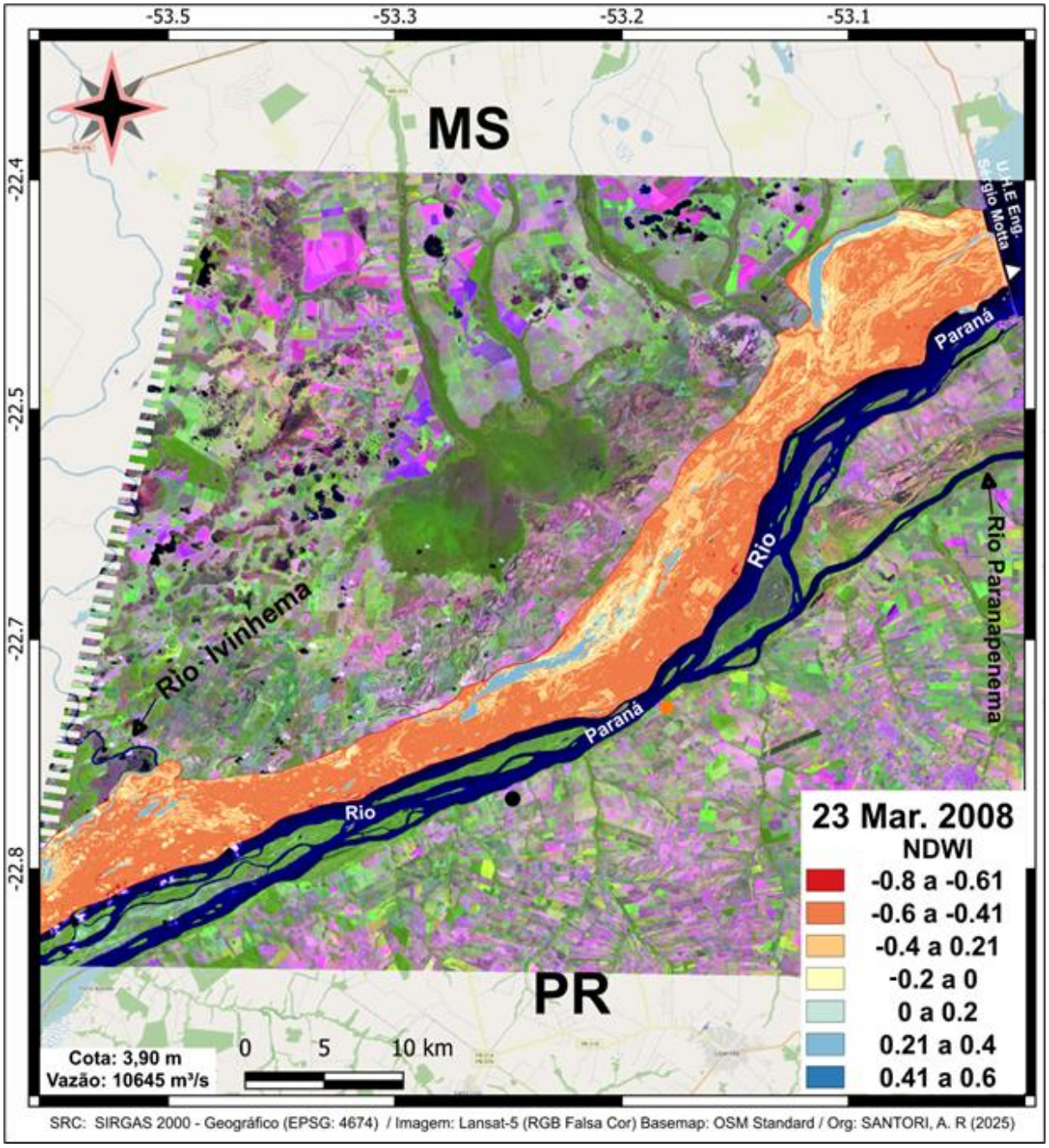


Figura B7 – Imagem NDWI do dia 23 de março de 2008 no setor montante.

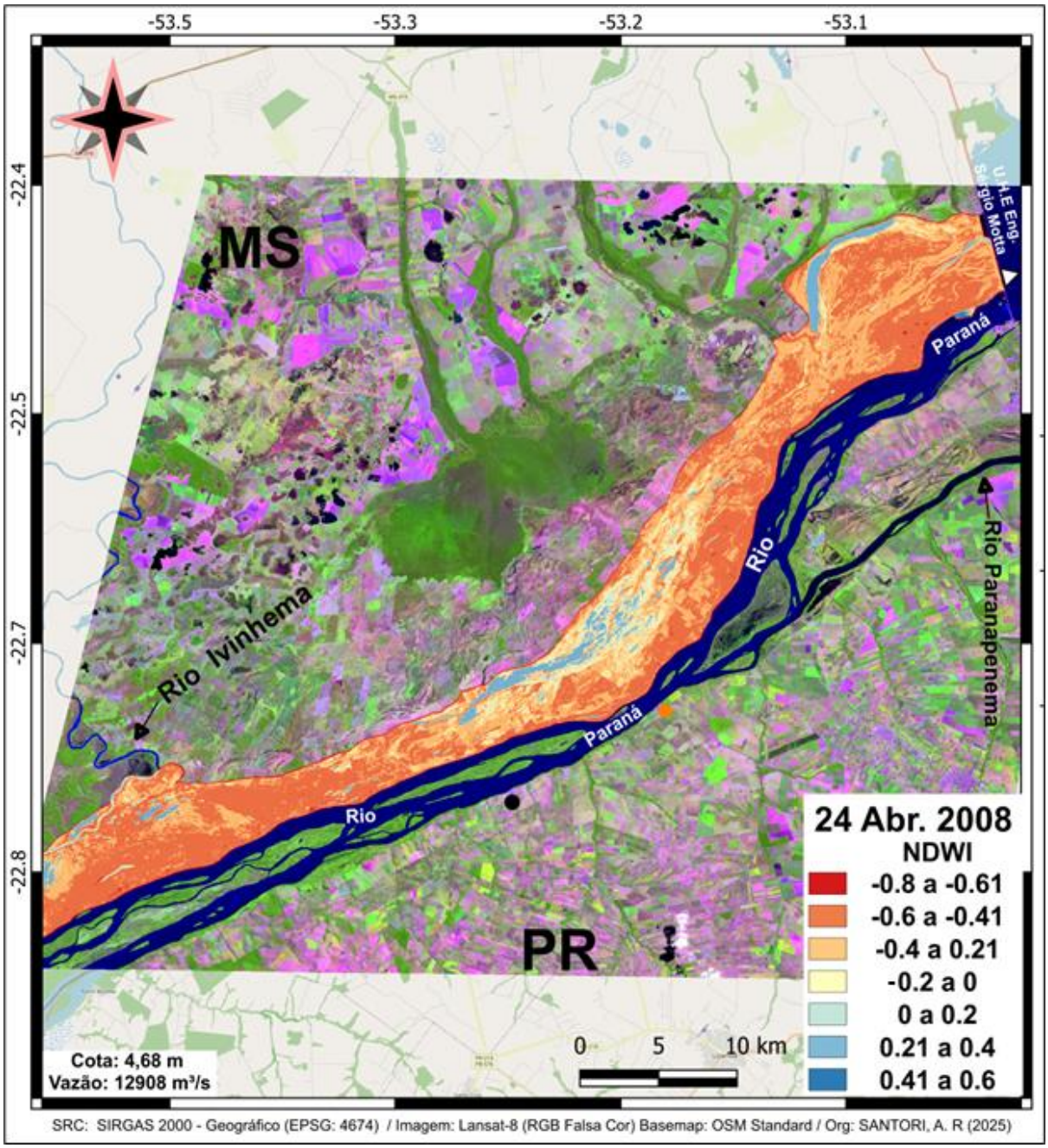


Figura B8 – Imagem NDWI do dia 24 de abril de 2008 no setor montante.

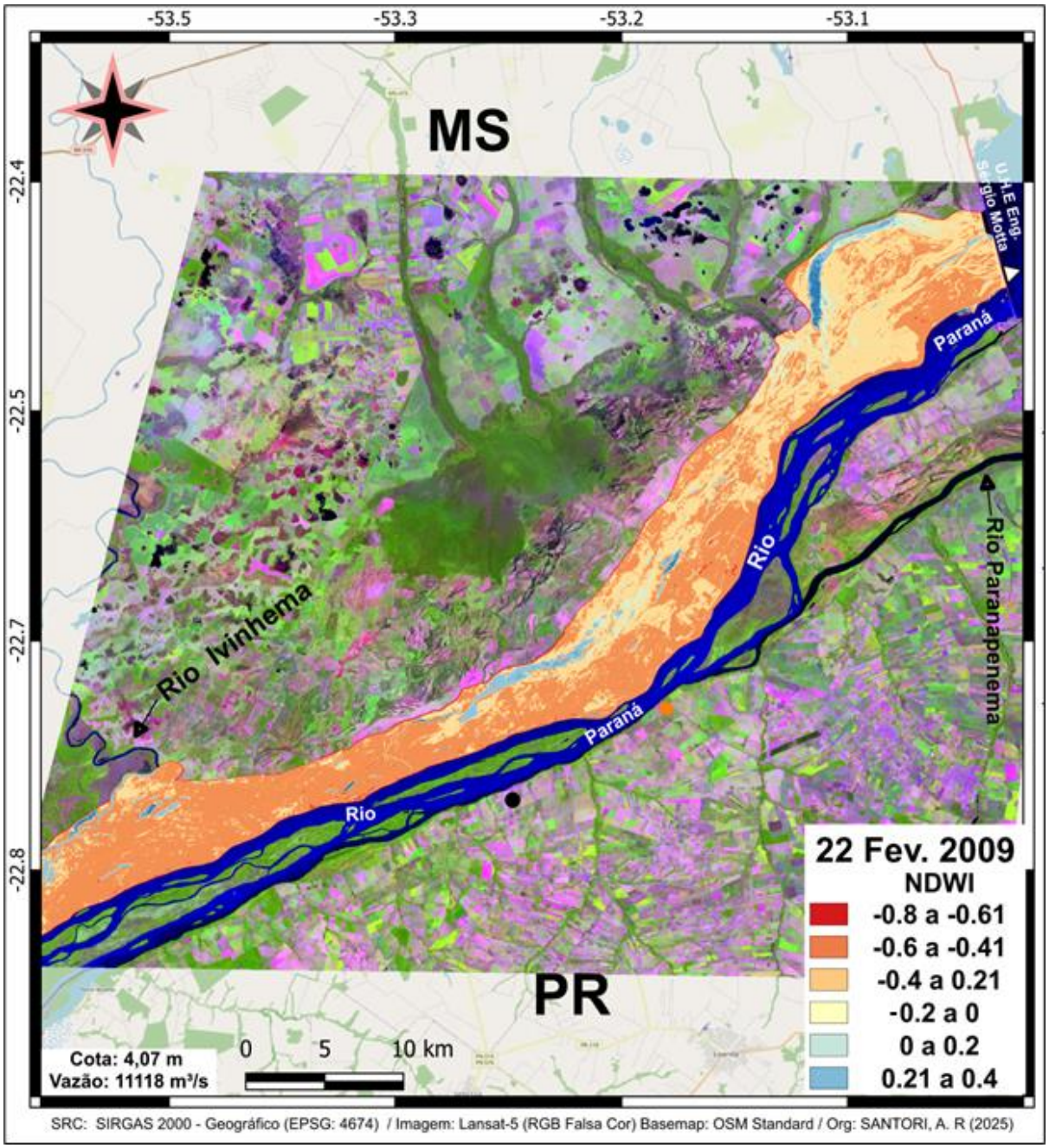


Figura B9 – Imagem NDWI do dia 22 de fevereiro de 2009 no setor montante.

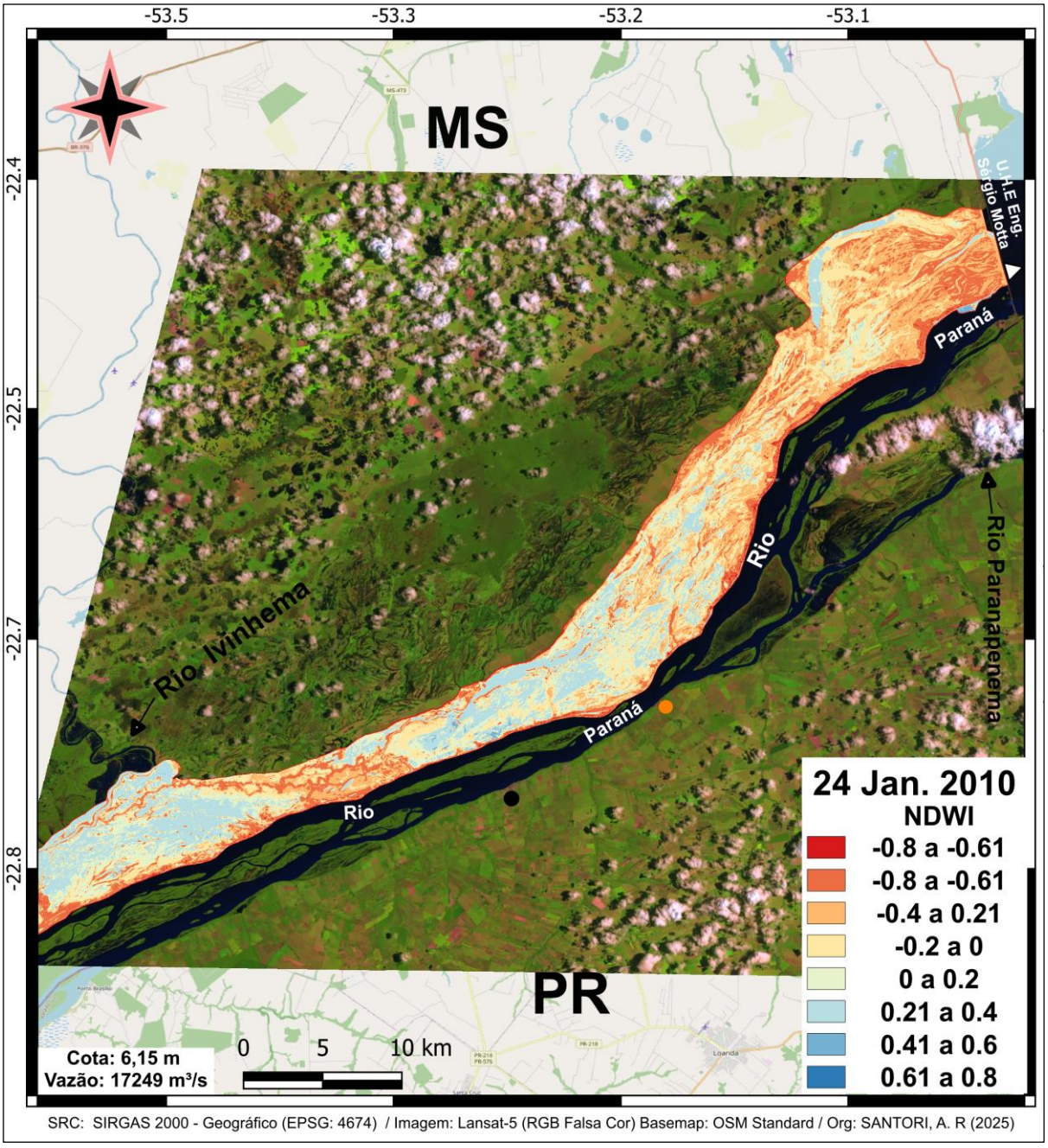


Figura B10 – Imagem NDWI do dia 24 de janeiro de 2010 no setor montante.

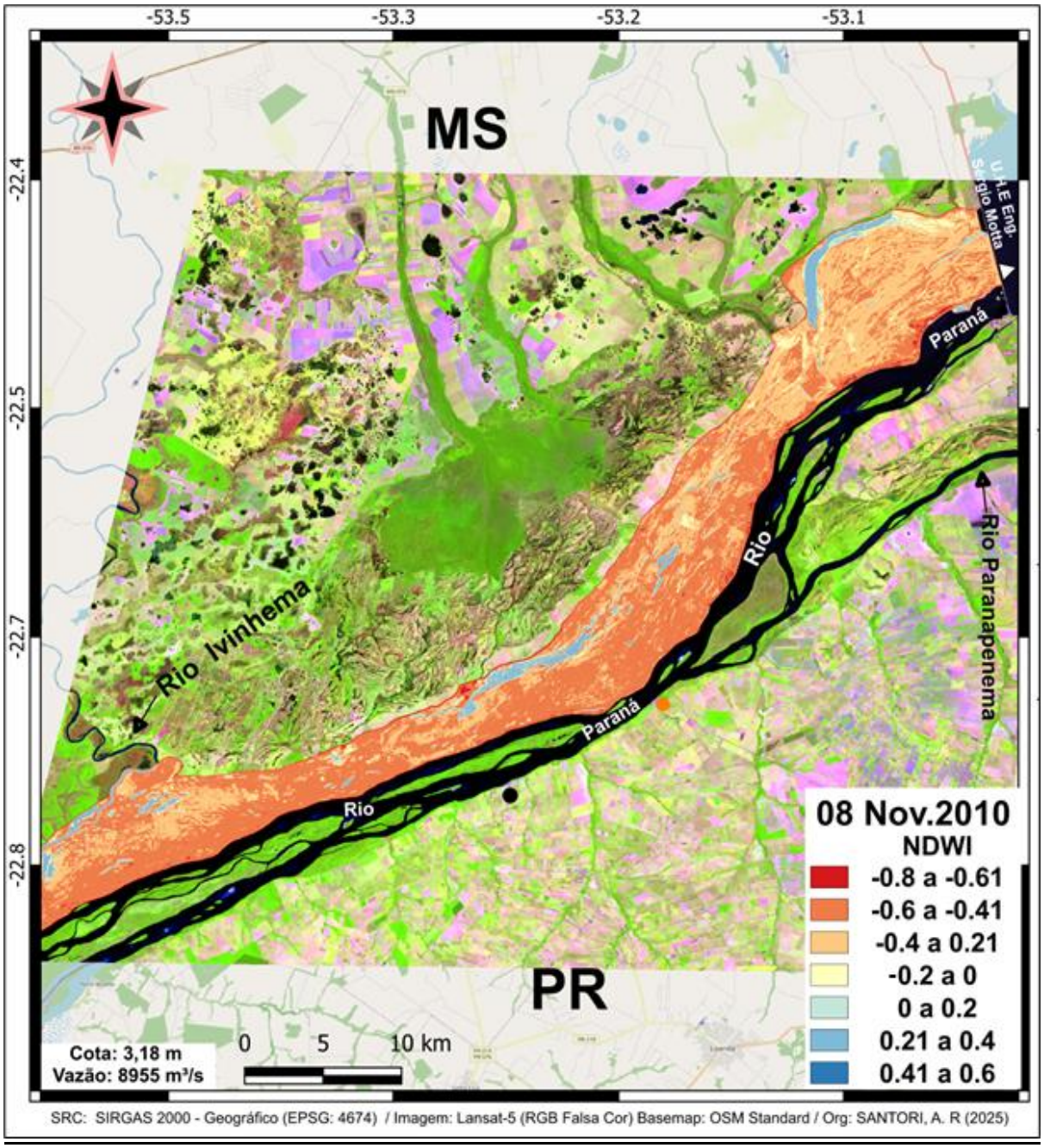


Figura B11 – Imagem NDWI do dia 08 de novembro de 2010 no setor montante.

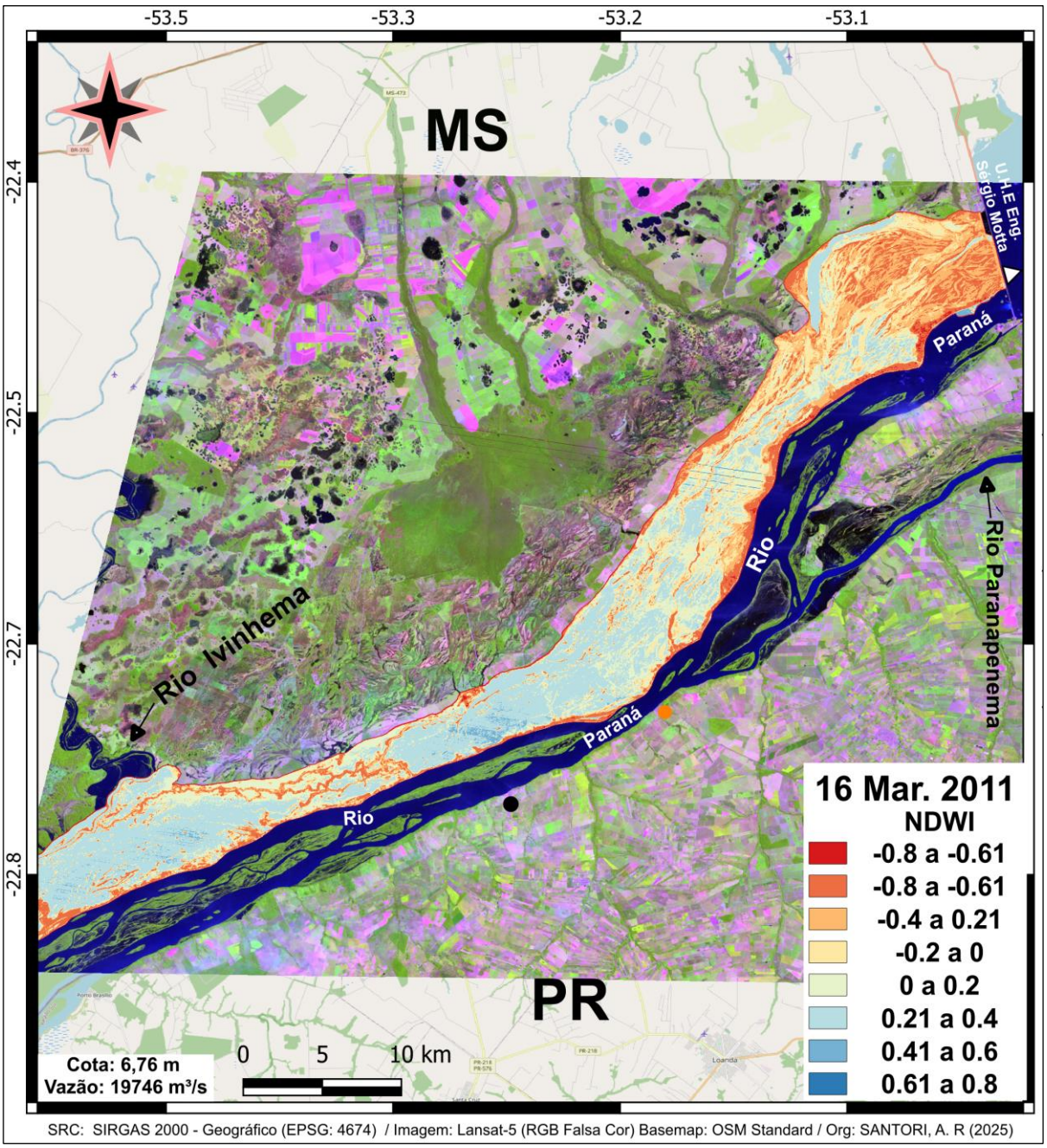


Figura B12 – Imagem NDWI do dia 16 de março de 2011 no setor montante.

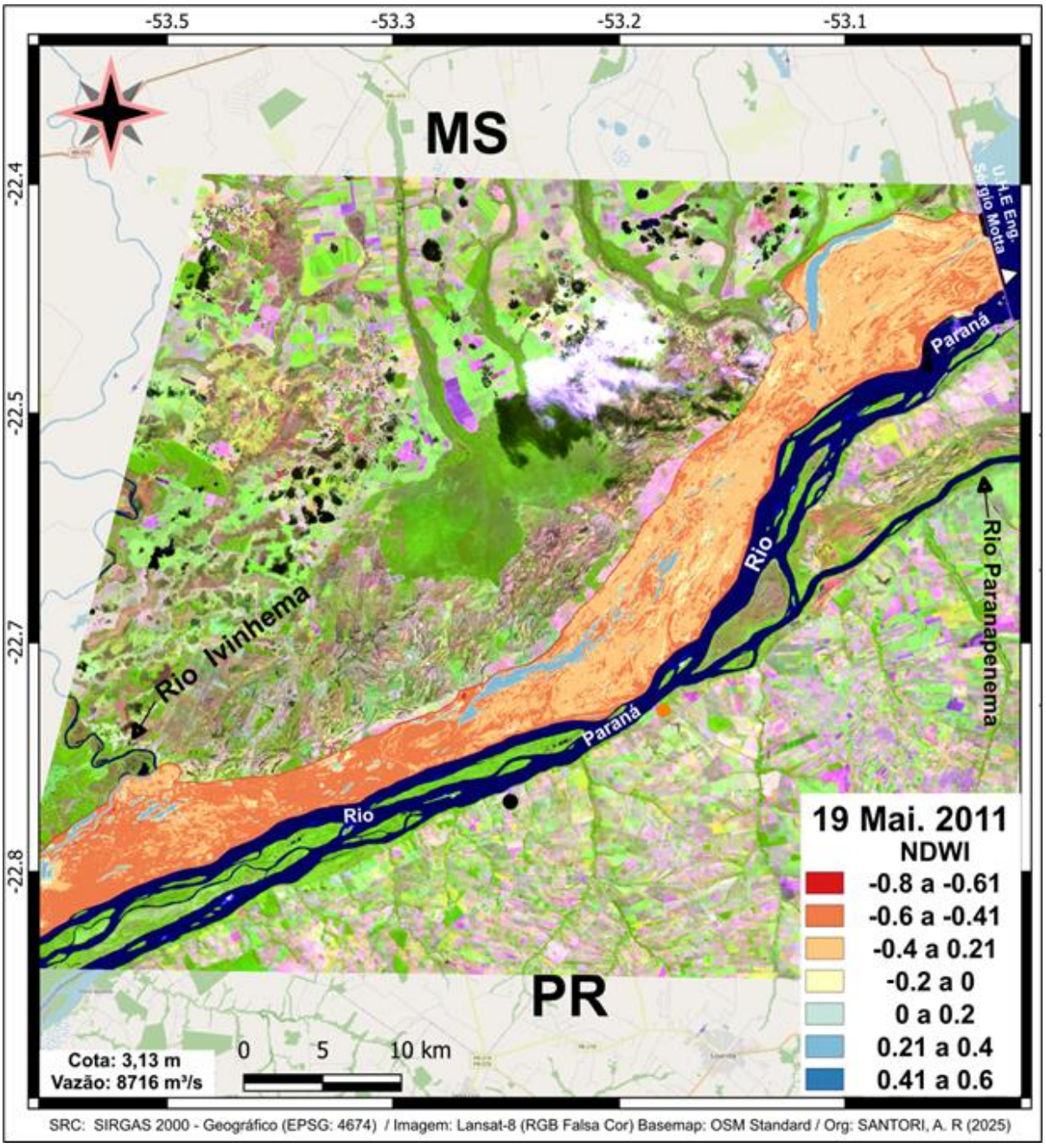


Figura B13 – Imagem NDWI do dia 19 de maio de 2011 no setor montante.

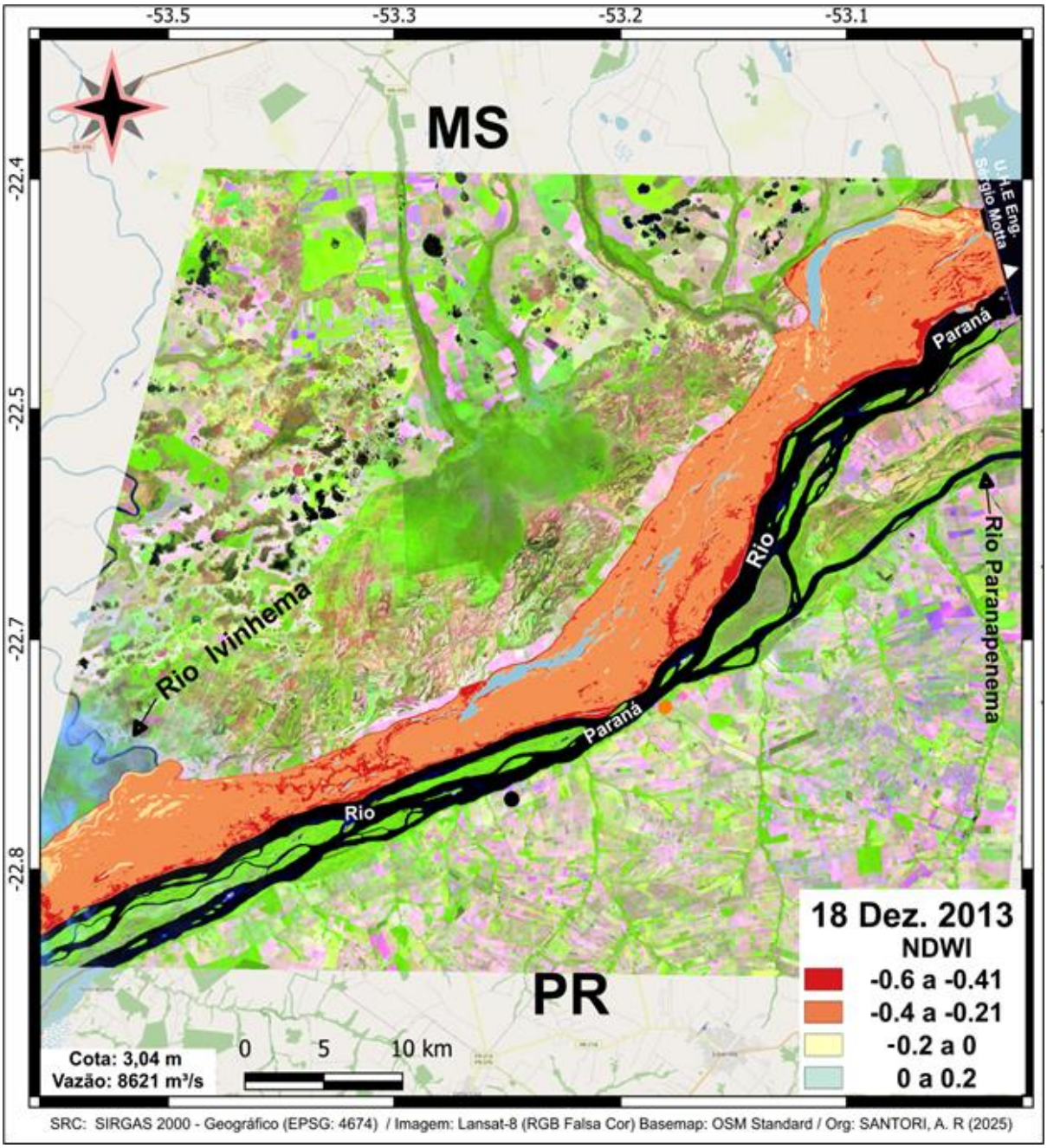


Figura B14 – Imagem NDWI do dia 18 de dezembro de 2013 no setor montante.

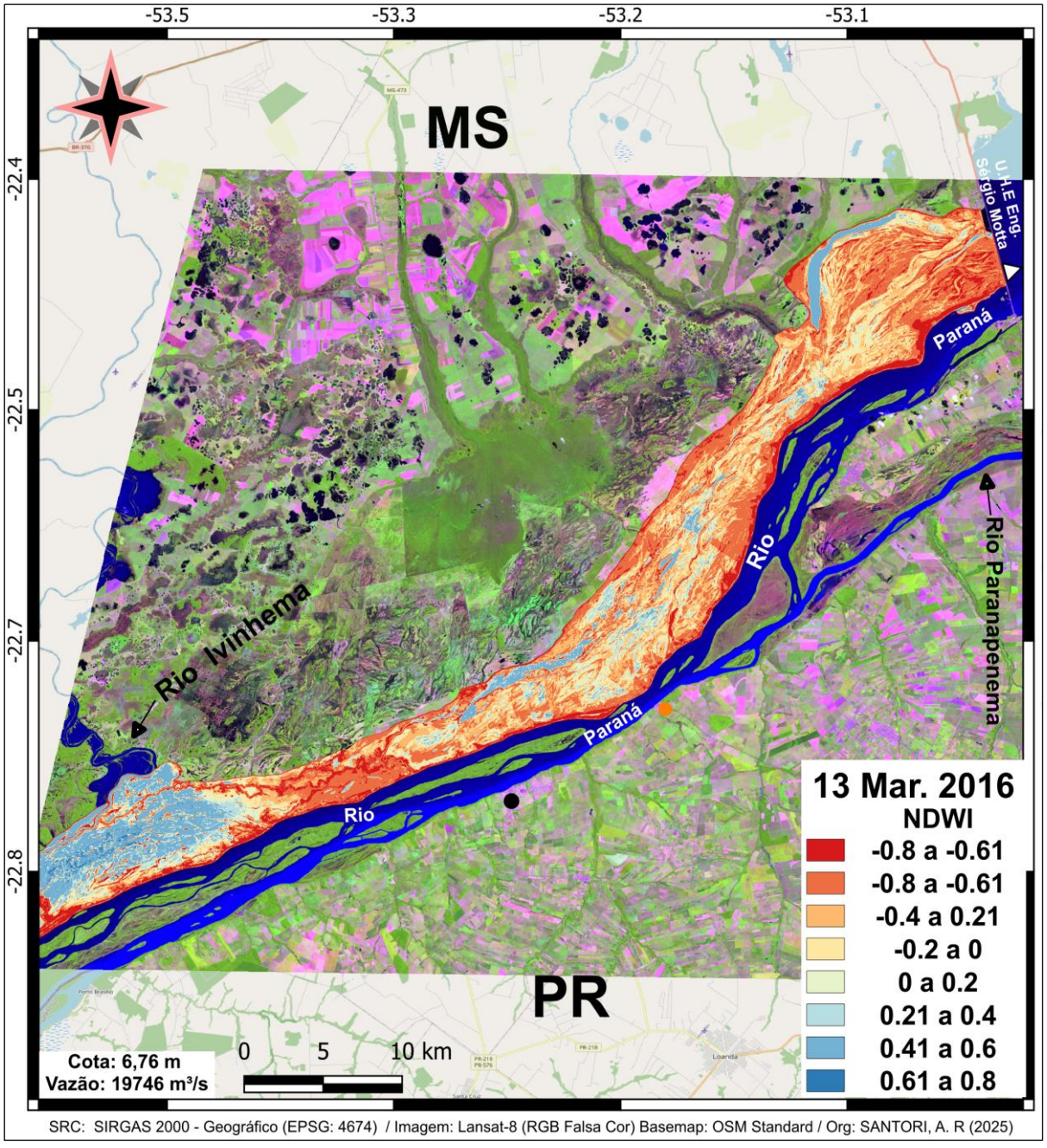


Figura B15 – Imagem NDWI do dia 13 de março de 2016 no setor montante.

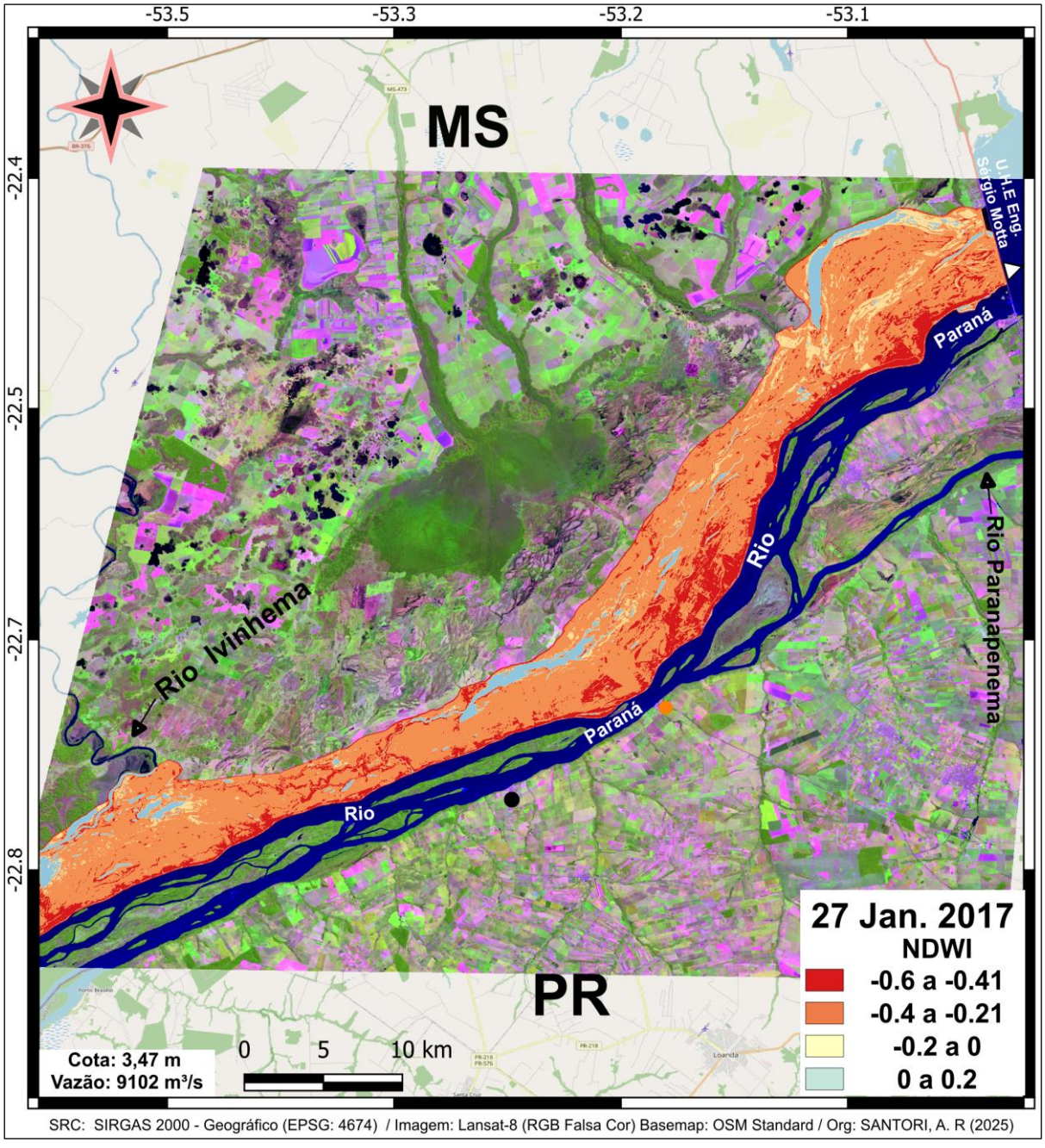


Figura B16 – Imagem NDWI do dia 27 de janeiro de 2017 no setor montante.

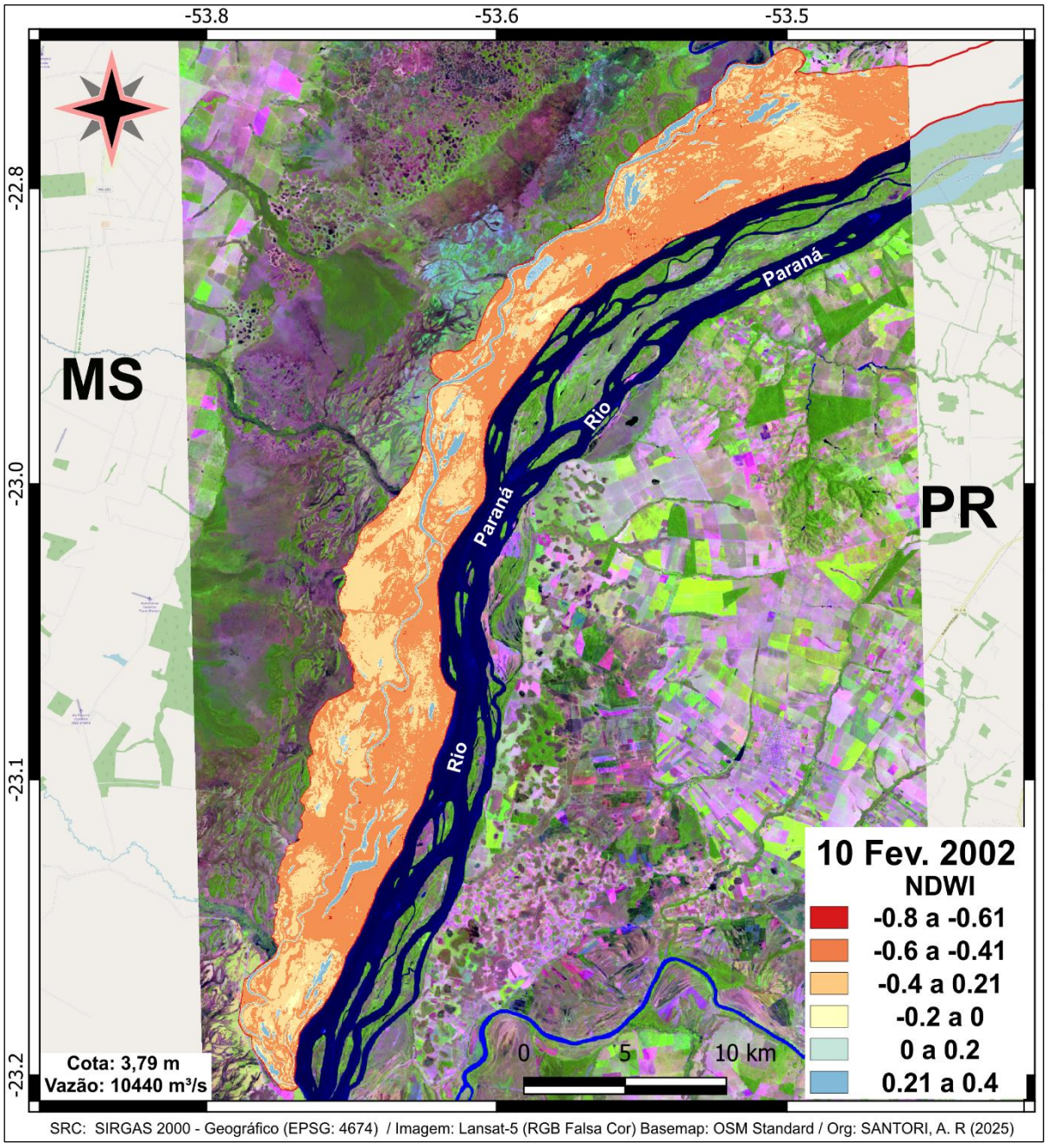


Figura B17 – Imagem NDWI do dia 10 de fevereiro de 2002 no setor jusante.

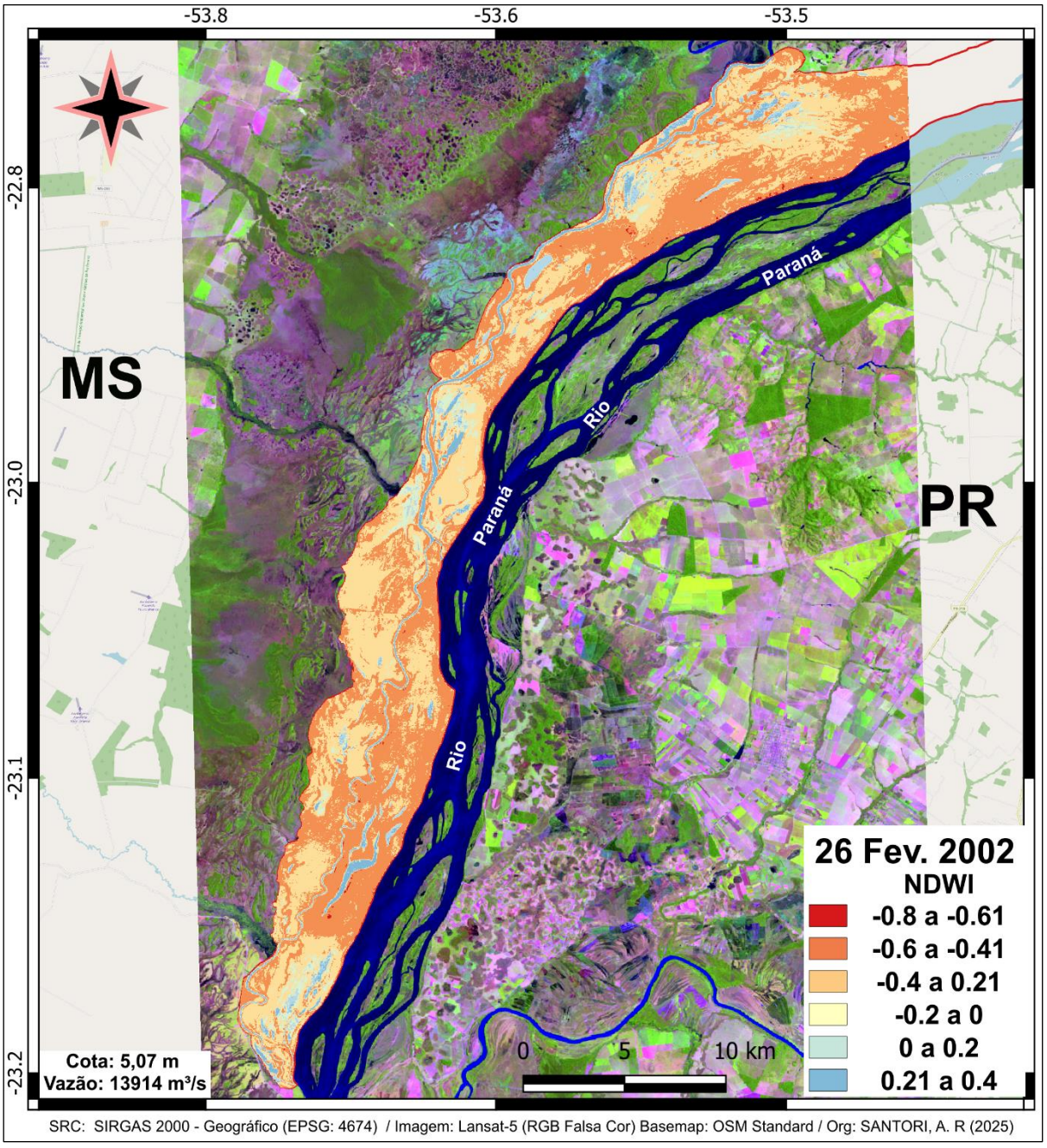


Figura B18 – Imagem NDWI do dia 26 de fevereiro de 2002 no setor jusante.

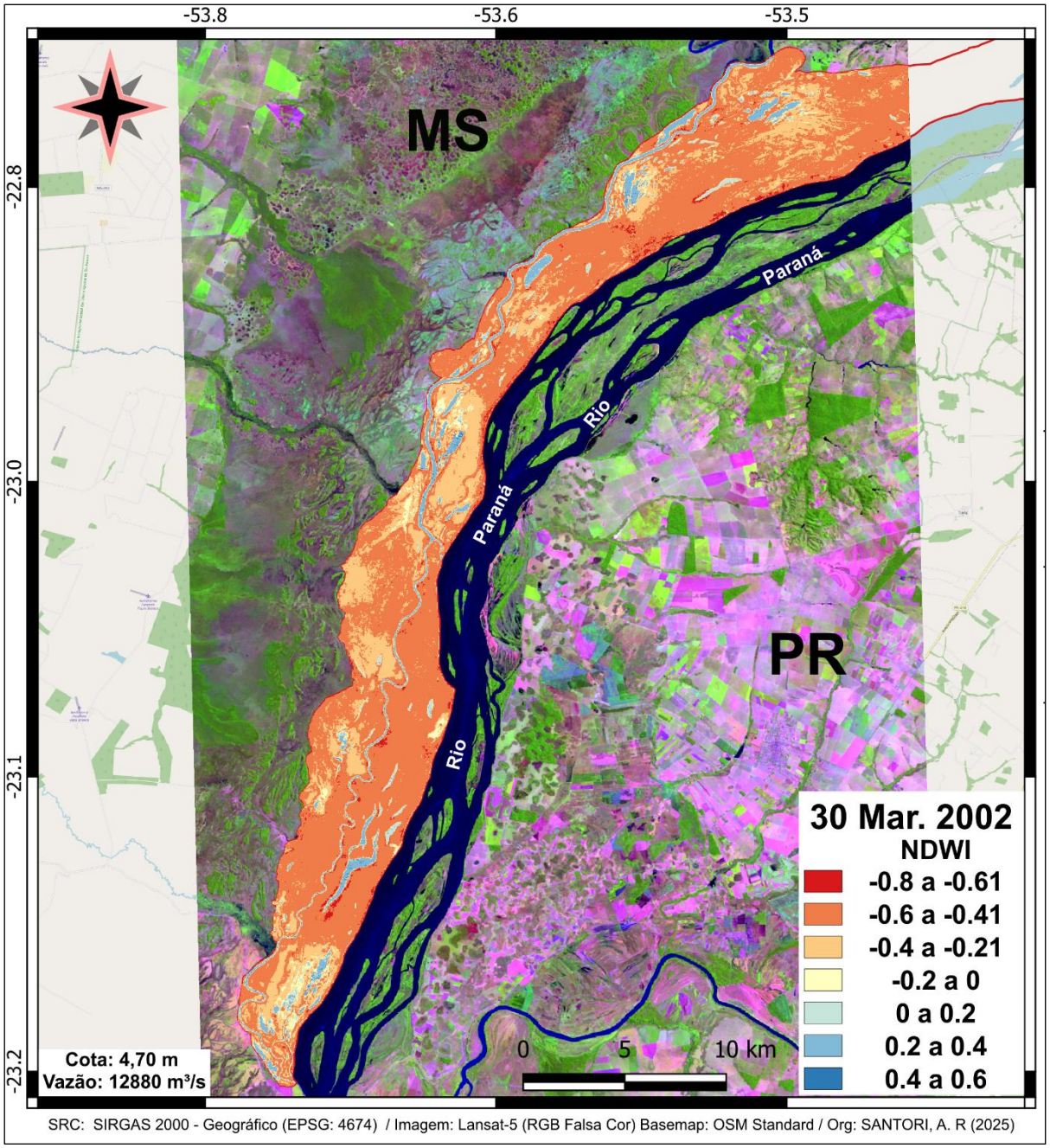


Figura B19 – Imagem NDWI do dia 30 de março de 2002 no setor jusante.

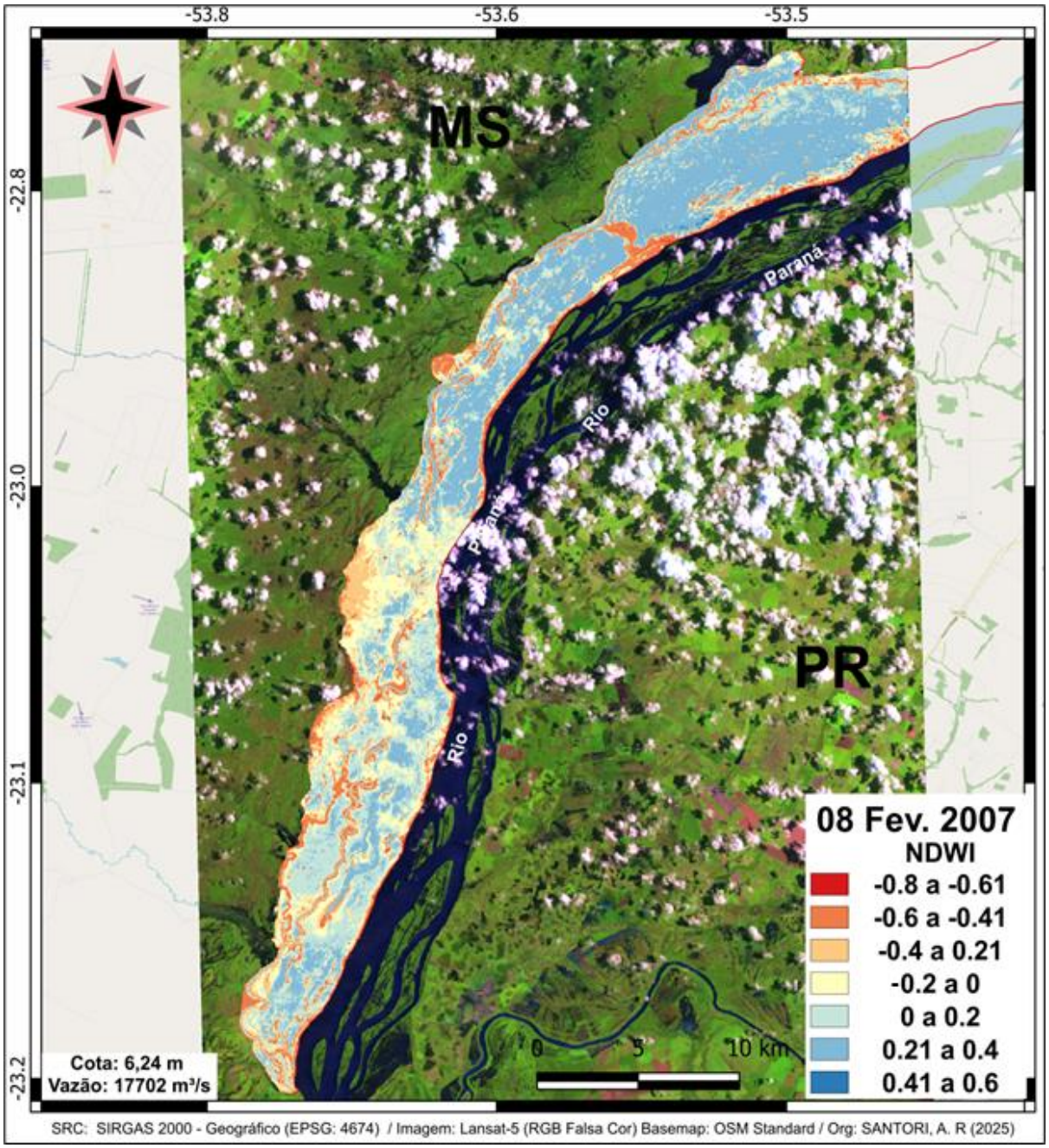


Figura B20 – Imagem NDWI do dia 08 de fevereiro de 2007 no setor jusante.

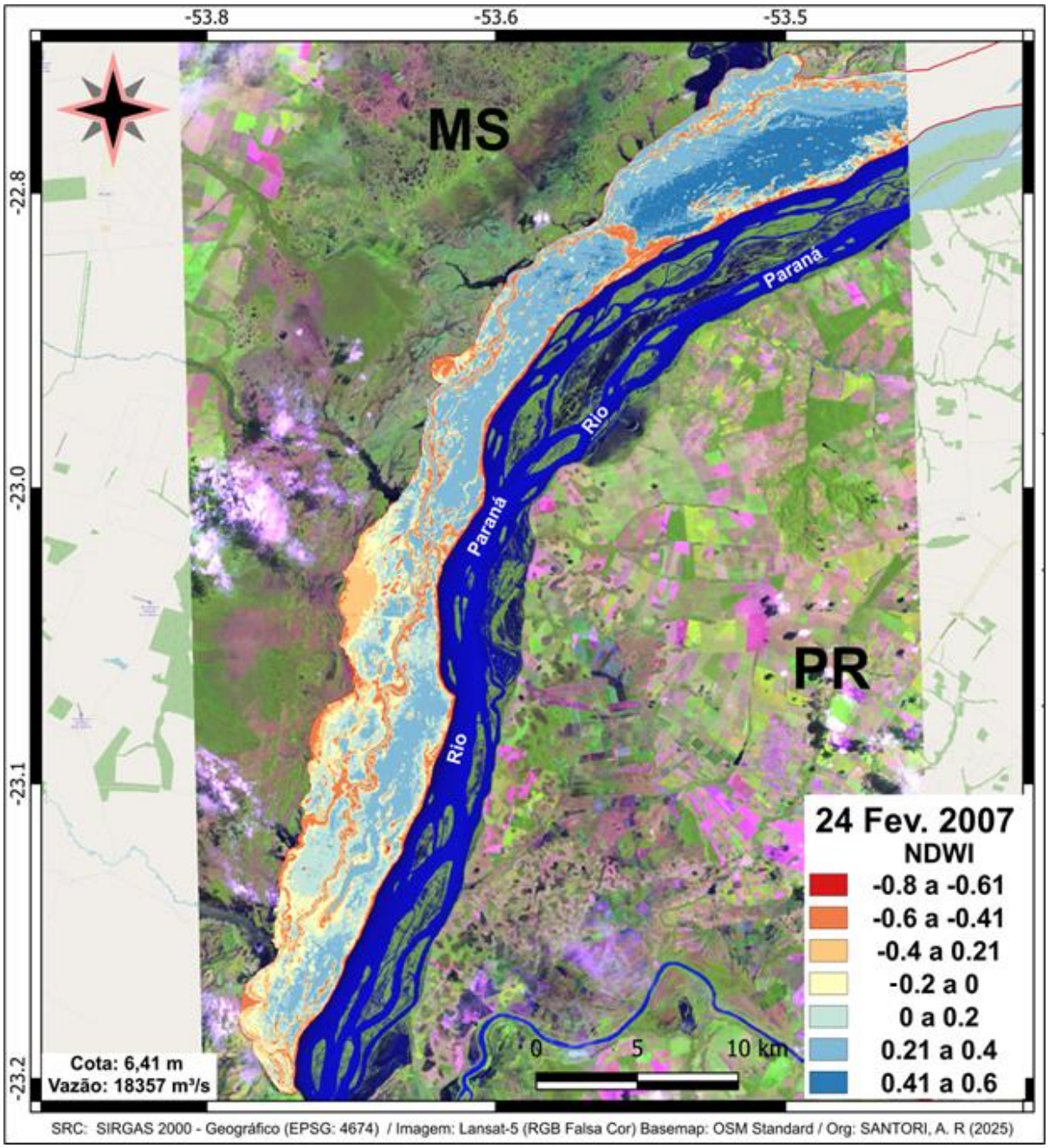


Figura B21 – Imagem NDWI do dia 24 de fevereiro de 2007 no setor jusante.

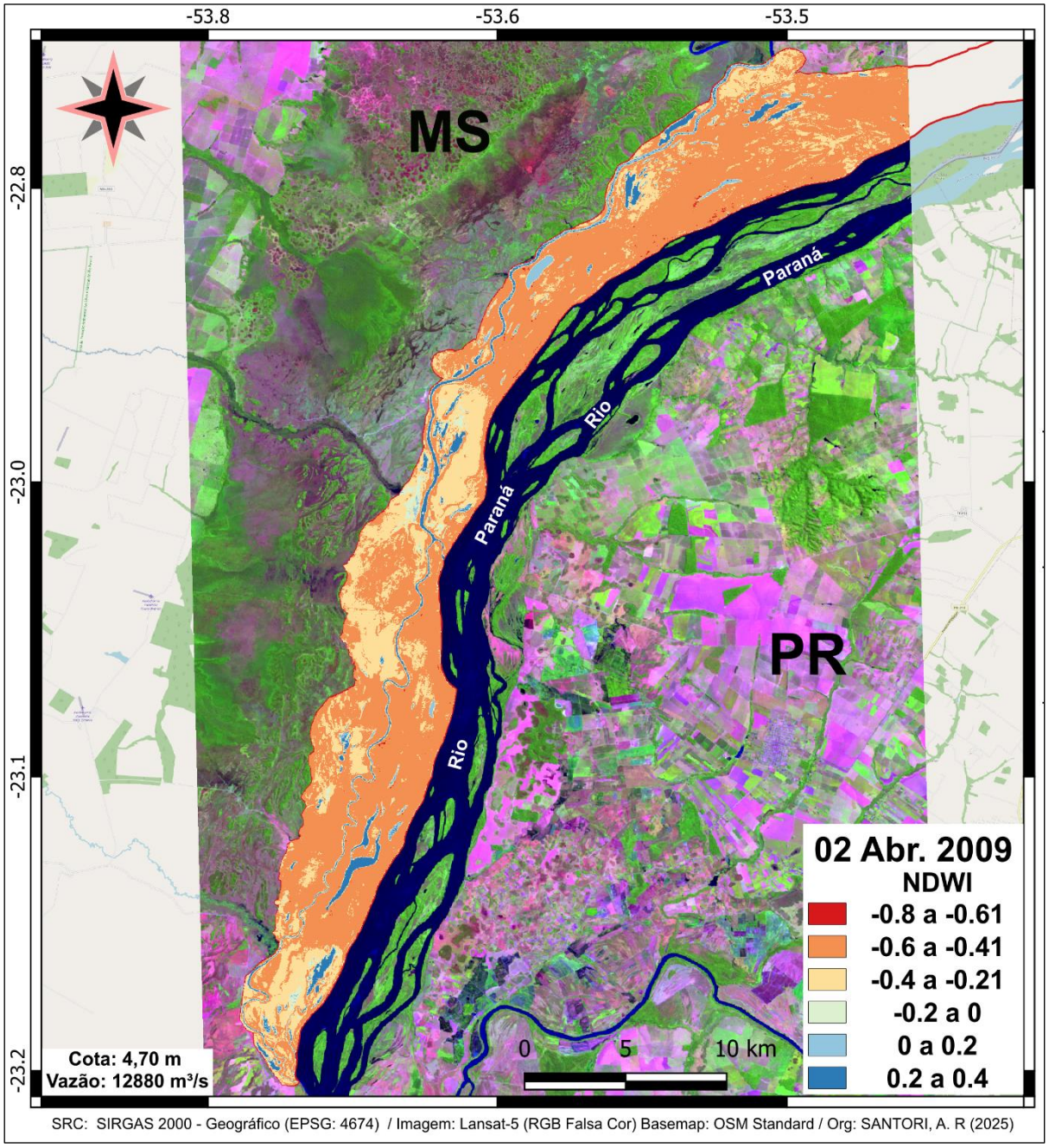


Figura B22 – Imagem NDWI do dia 02 de abril de 2009 no setor jusante.

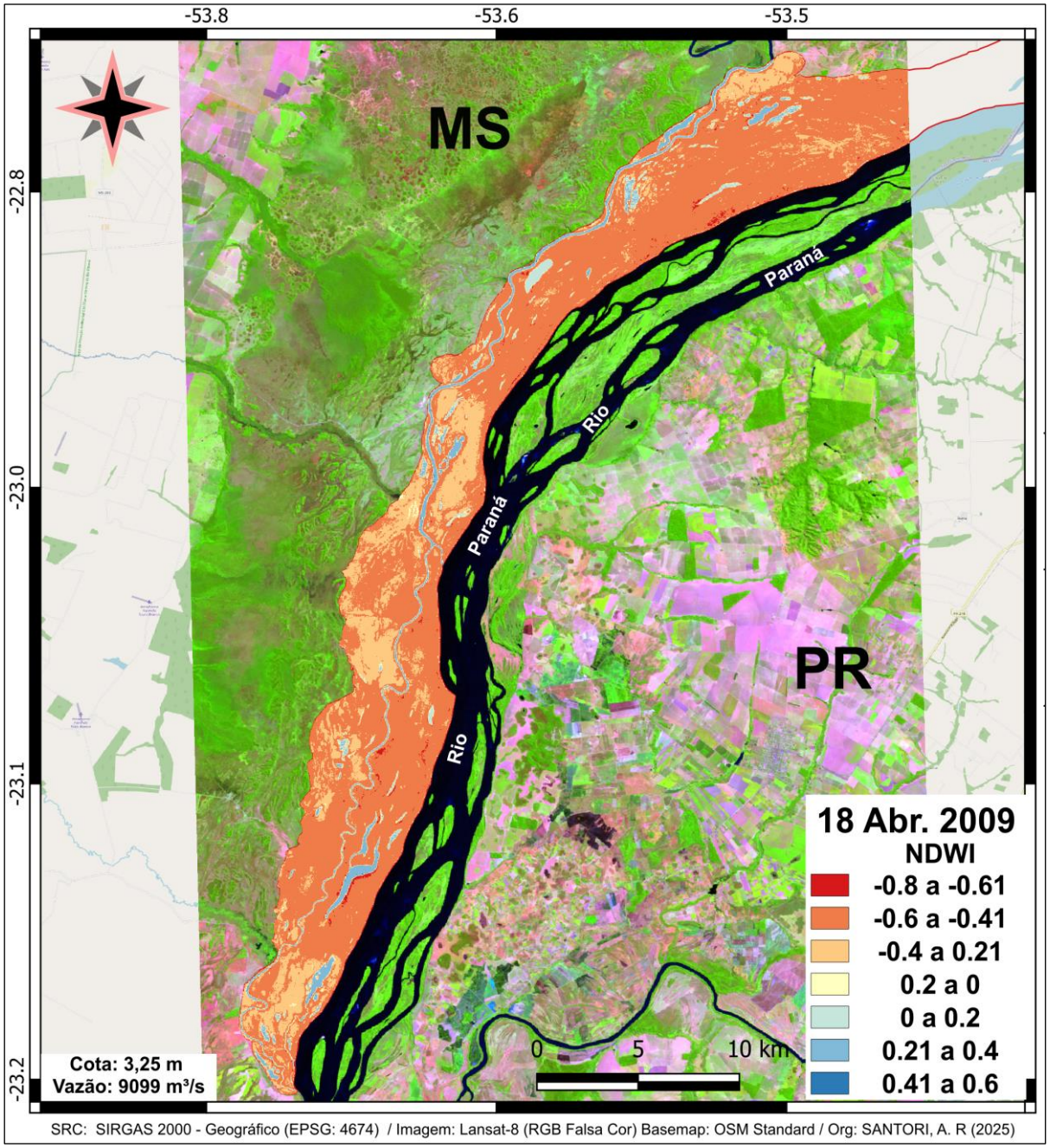


Figura B23 – Imagem NDWI do dia 18 de abril de 2009 no setor jusante.

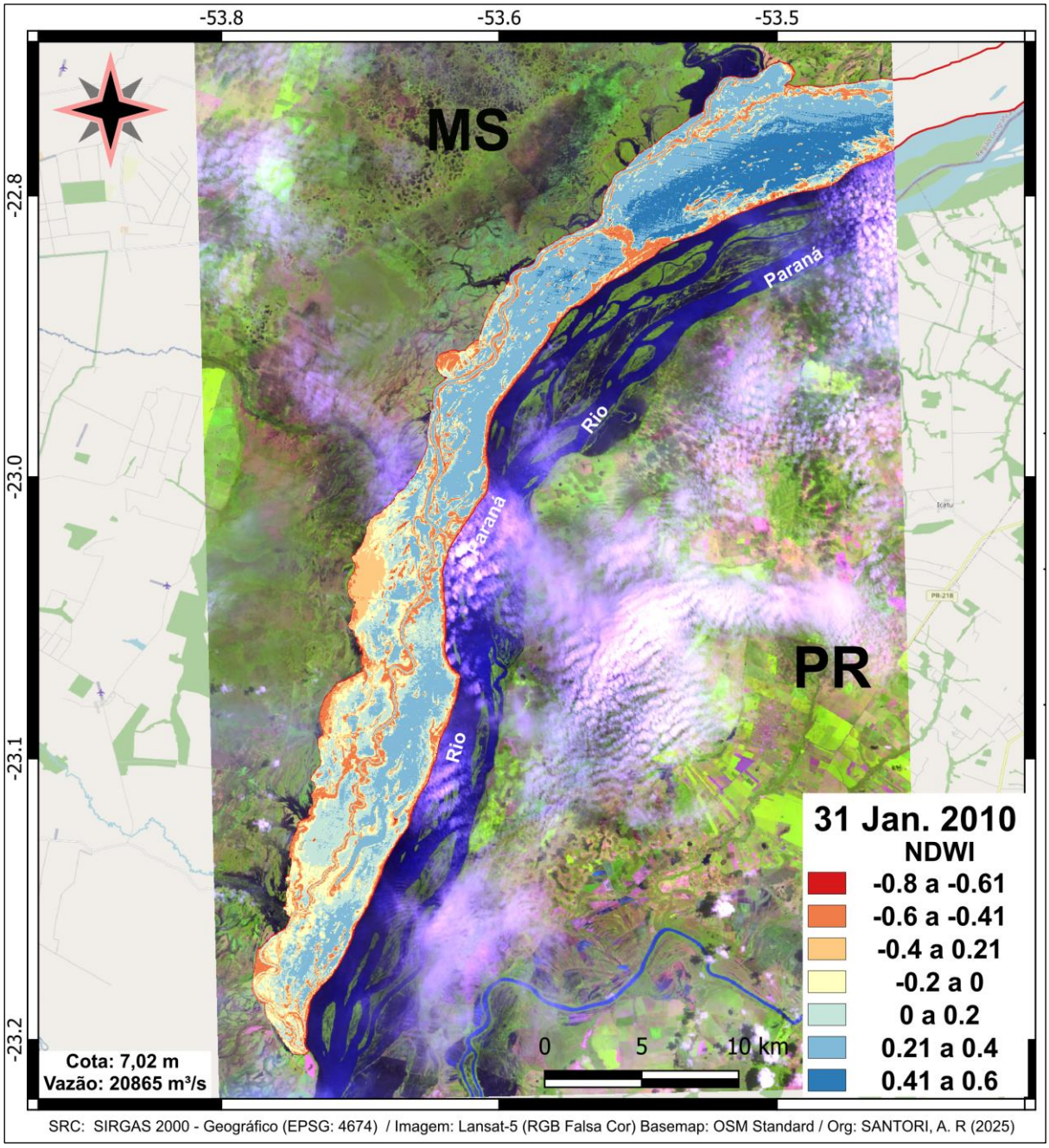


Figura B24 – Imagem NDWI do dia 31 de janeiro de 2010 no setor jusante.

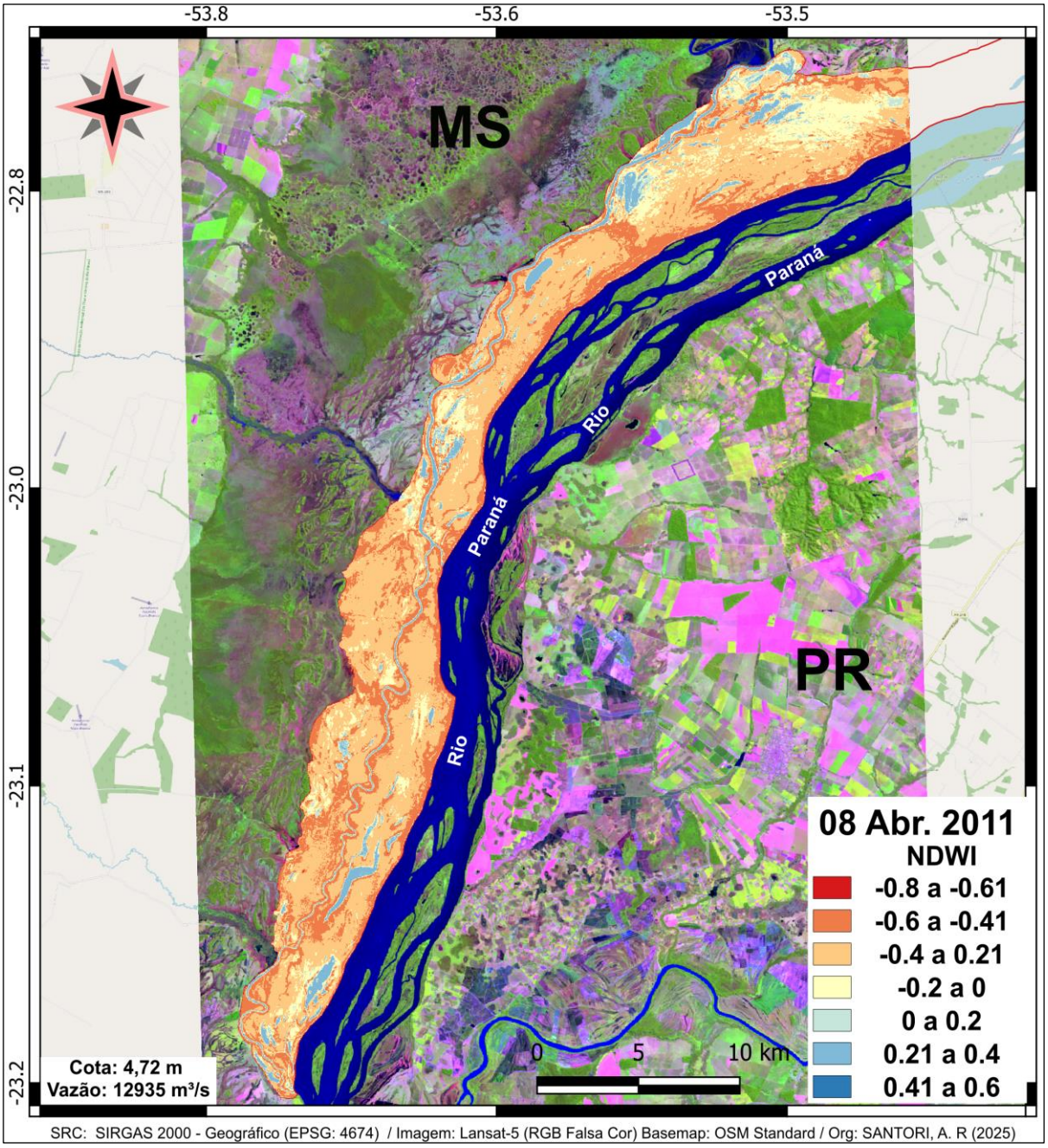


Figura B25 – Imagem NDWI do dia 08 de abril de 2011 no setor jusante.

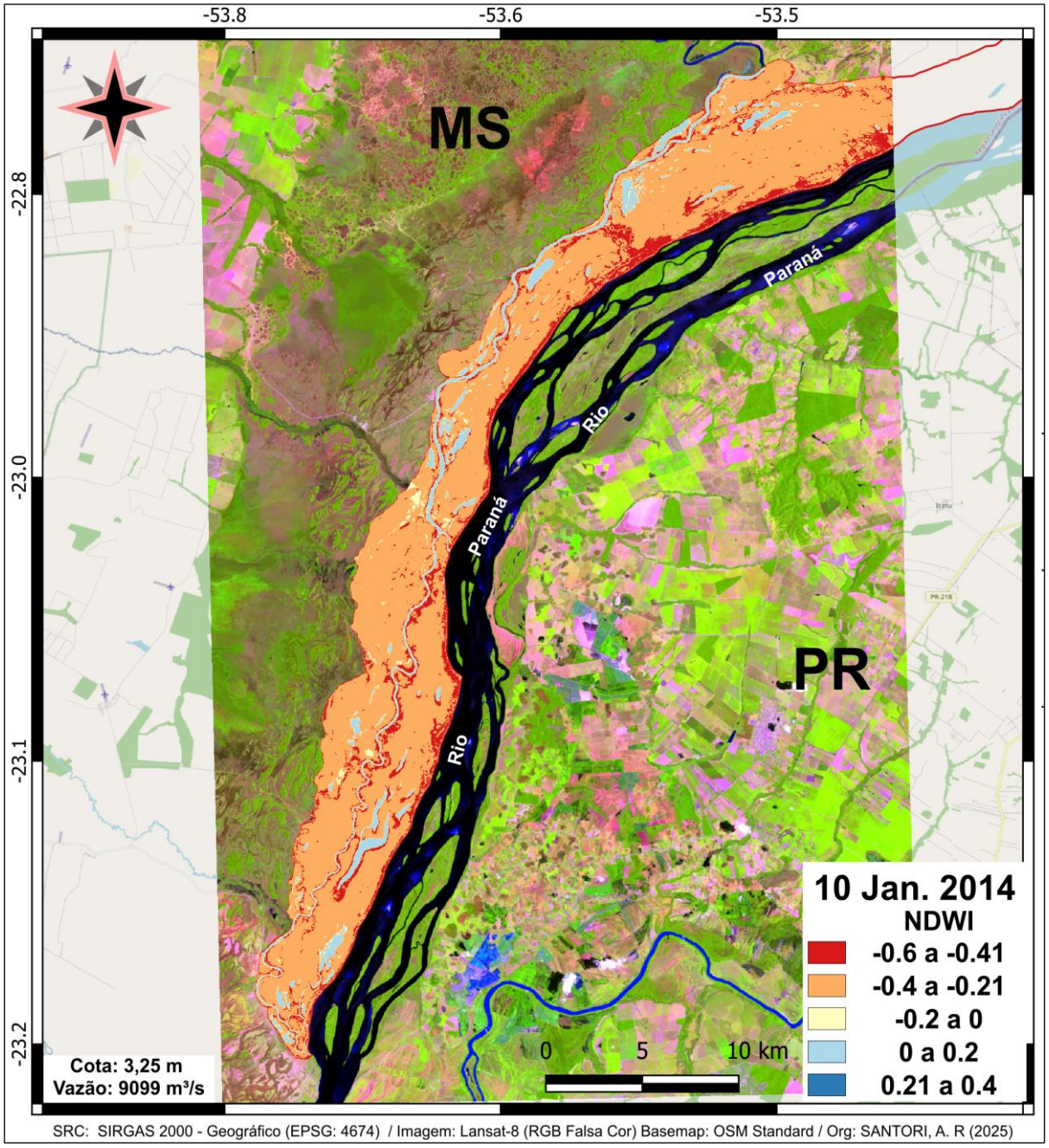


Figura B26 – Imagem NDWI do dia 10 de janeiro de 2014 no setor jusante.

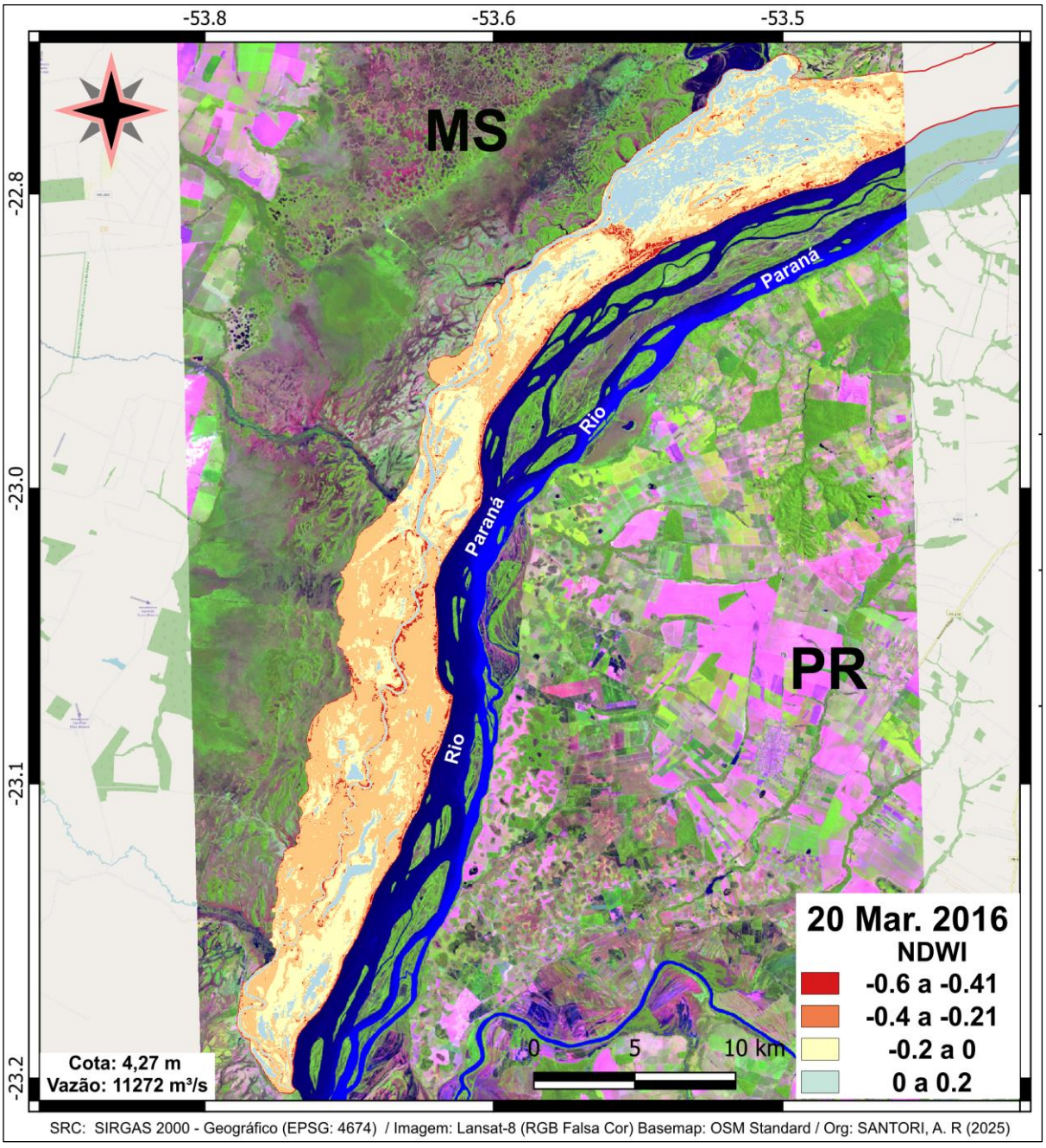


Figura B27 – Imagem NDWI do dia 20 de março de 2016 no setor jusante.

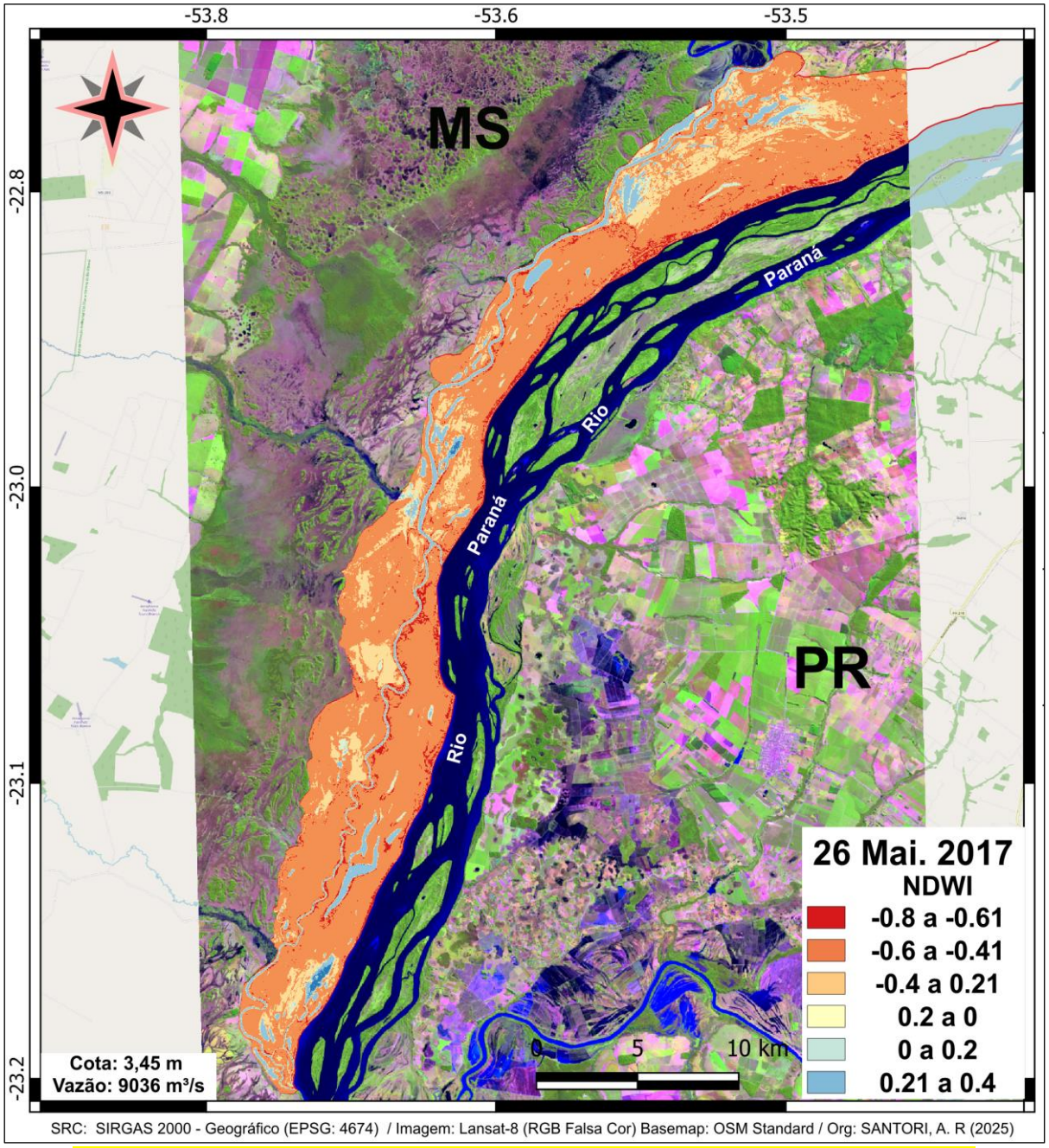


Figura B28 – Imagem NDWI do dia 26 de maio de 2017 no setor jusante.

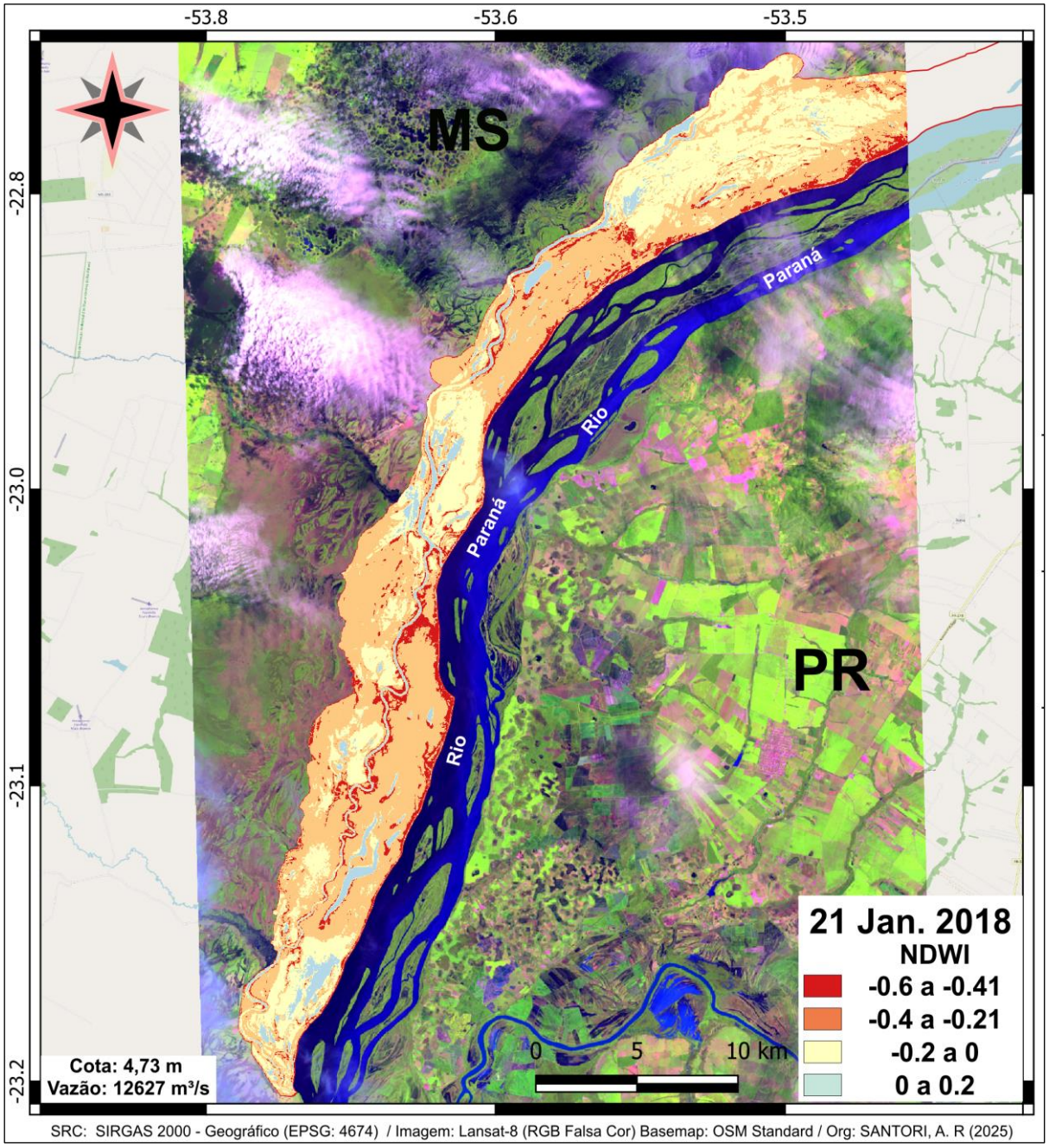


Figura B29 – Imagem NDWI do dia 21 de janeiro de 2018 no setor jusante.