

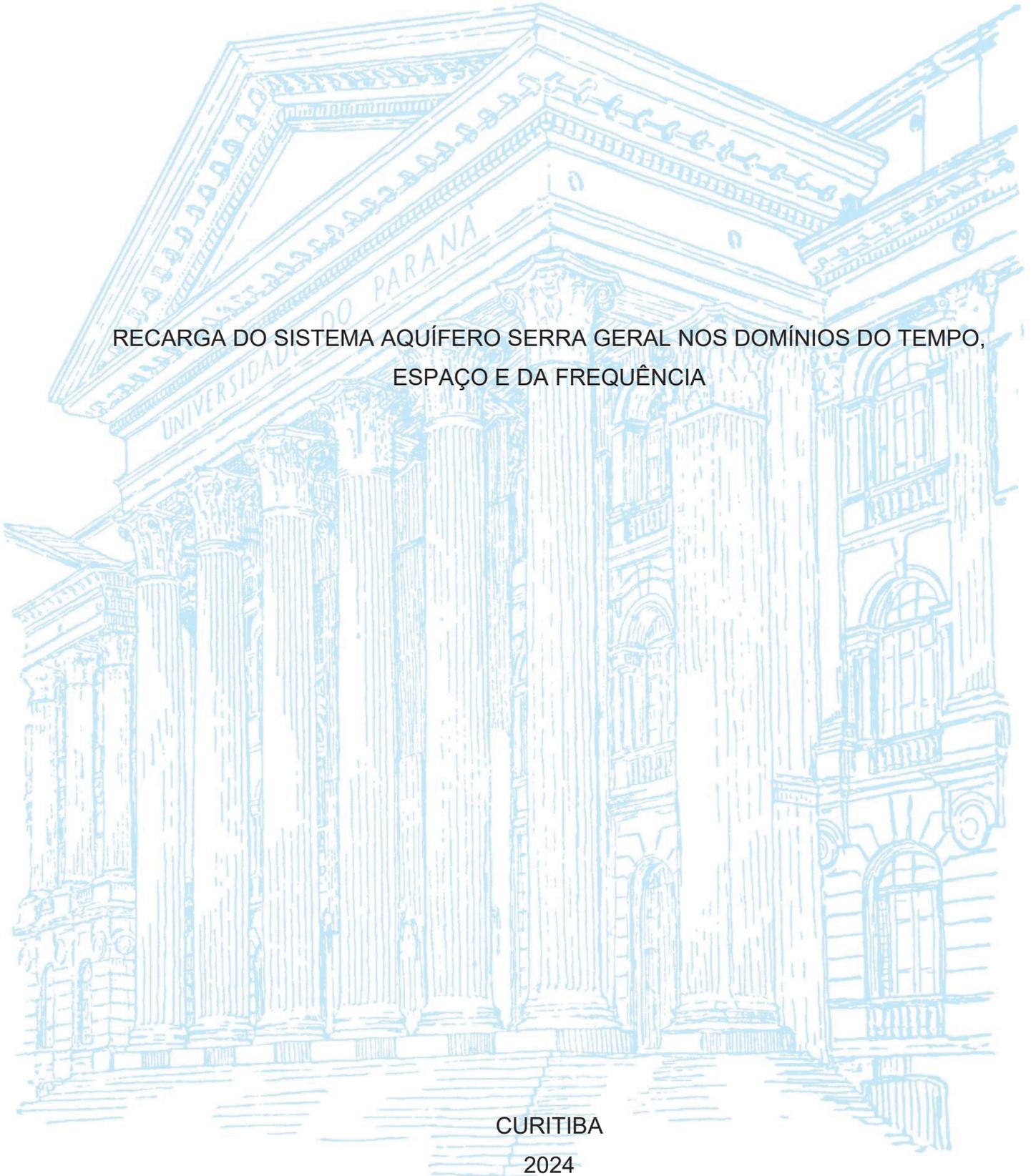
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RODRIGO AGUILAR GUIMARÃES

RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL NOS DOMÍNIOS DO TEMPO,
ESPAÇO E DA FREQUÊNCIA

CURITIBA

2024



RODRIGO AGUILAR GUIMARÃES

RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL NOS DOMÍNIOS DO TEMPO,
ESPAÇO E DA FREQUÊNCIA

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Gustavo Barbosa Athayde

CURITIBA

2024

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Guimarães, Rodrigo Aguilar

Recarga do Sistema Aquífero Serra Geral nos domínios do tempo, espaço e da frequência / Rodrigo Aguilar Guimarães. – Curitiba, 2024.

1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Gustavo Barbosa Athayde

1. Mudanças climáticas. 2. Análise espectral. 3. Desenvolvimento de recursos hídricos. I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Athayde, Gustavo Barbosa. IV. Título.

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **RODRIGO AGUILAR GUIMARÃES** intitulada: **RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL NOS DOMÍNIOS DO TEMPO, ESPAÇO E DA FREQUÊNCIA**, sob orientação do Prof. Dr. GUSTAVO BARBOSA ATHAYDE, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

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

CURITIBA, 05 de Agosto de 2024.

Assinatura Eletrônica

16/12/2024 18:54:49.0

GUSTAVO BARBOSA ATHAYDE

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

17/12/2024 15:05:28.0

LEILA LIMBERGER

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

16/12/2024 19:56:20.0

RODRIGO LILLA MANZIONE

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE EST. PAULISTA JÚLIO DE MESQUITA FILHO)

Dedicatória

Dedico este trabalho a todos que acreditam na importância de direcionar seus esforços profissionais para o estudo dos temas fundamentais de nossos tempos, sem cair no negacionismo que paralisa nosso avanço como sociedade pensante.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não seria possível sem a disponibilização de dados do Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas (LPH), portanto é justo que o primeiro agradecimento seja destinado à toda a equipe técnica que o compõe hoje e que o compôs durante as fases de coleta de dados do Projeto Hidrosfera entre 2017 e 2021. Dessa forma, direciono esta menção ao meu orientador Prof. Dr. Gustavo Barbosa Athayde, assim como à coordenadora do LPH Profa. Dra. Camila de Vasconcelos Müller Athayde e às químicas que participaram das campanhas de campo e das análises laboratoriais ao longo do projeto.

Destaco a importância da Me. Tereza Filpi e da Dra. Patrícia Andrade, que além de terem desenvolvido conosco ao primeiro Projeto Hidrosfera também se tornaram grandes amigas minhas e pessoas que fizeram valer minha estadia no mestrado da UFPR. Junto delas, coloco nomes como da Dra. Juliana Schultz, da Me. Amanda Ribeiro da Rocha e da Me. Iohanna Ribeiro, que além de químicas pelas quais sinto profunda admiração também me ajudaram a descobrir a paixão por um novo esporte e a amadurecer a certeza de que a interdisciplinaridade é uma das coisas mais ricas que se pode ter na vida, inclusive nas amizades.

Agradeço também ao meu ex-orientador Prof. Dr. Saulo Pomponet Oliveira, por mais uma vez ter me apresentado novos métodos que se mostraram fundamentais para o desenvolvimento da pesquisa.

Como seria impossível desenvolver uma pesquisa de mestrado sem o apoio familiar, agradeço profundamente aos meus pais Gilson Burigo Guimarães, pelas conversas geológicas e suporte, e em especial à minha mãe Yara Aguilar Guimarães, que sempre foi e segue sendo o núcleo que me permite seguir meus sonhos sabendo que terei um lar quentinho para chegar no final do dia. Obviamente, aos meus irmãos Paula e Bruno Aguilar Guimarães, que foram, são e serão para sempre as pessoas mais importantes da minha vida, sendo difícil separar onde um acaba e o outro termina.

Ainda nos agradecimentos familiares, coloco em evidência o nome da minha avó materna Mila Aguilar, engenheira química e ex-professora da UFPR que, além de referência profissional, permanece sendo a matriarca que garante a união e estabilidade da família, mesmo que de vez em quando nos pague alguns sustos.

Desde o Ensino Médio, ao longo de toda a graduação e agora no mestrado, agradeço aos meus melhores amigos Leonardo Pegoraro, Matheus Reis e Leonardo

Bastos por me tirarem do mundo toda vez que nos encontramos, mesmo que através de debates completamente questionáveis.

Concluindo os agradecimentos pessoais, não haveria como mencionar outra pessoa senão minha ex-colega de curso e agora parceira de pós-graduação Gabriela Velásquez. Se não tivemos a devida proximidade na graduação, essa companhia se tornou a coisa mais especial que poderia receber. À minha melhor amiga, confidente e geóloga que tanto admiro, meu mais sincero obrigado.

Por fim, agradeço aos membros da banca pela disponibilidade e contribuições para o aperfeiçoamento do trabalho, pois a avaliação por pares é fundamental para atingir a qualidade científica que almejo para esta pesquisa.

RESUMO

A compreensão da dinâmica climática de uma região é fundamental para avaliar de forma eficiente os processos de recarga de sistemas aquíferos. Essa avaliação precisa levar em consideração desde aspectos locais até processos e fenômenos de escala continental, tais como eventos atmosféricos com influência global. Nessa perspectiva, a integração de dados hidrogeológicos do aquífero estudado com os processos climáticos sob os quais ele está submetido é fundamental para compreender o sistema de recarga subterrânea. Tendo em vista a relevância da interação entre as oscilações térmicas da superfície marinha do Oceano Pacífico e a atmosfera para o clima da América do Sul, entender como tais eventos contribuem para a dinâmica hidrogeológica numa porção chave do Sul do Brasil se torna objeto de estudo de extrema importância. Dessa forma, esta pesquisa investigou de que forma a recarga do Sistema Aquífero Serra Geral se comporta nos domínios do espaço, tempo e da frequência na área da Bacia Paraná 3, situada no Oeste Paranaense. Junto a isso, buscou-se compreender como os processos de El Niño-Oscilação Sul afetam positiva ou negativamente essa recarga. Para avaliar tal influência, foram utilizadas séries temporais entre 10 e 73 anos de duração referentes ao cálculo da recarga potencial do aquífero obtidas por sensoriamento remoto, tais como pluviometria, umidade do solo, escoamento superficial e evapotranspiração real, assim como séries de oscilação do armazenamento hídrico subterrâneo e oscilações da temperatura da superfície marinha no Oceano Pacífico Equatorial, também por sensoriamento remoto. Além disso, foi utilizado o monitoramento da oscilação do freático na Bacia Hidrográfica Paraná 3 a partir de 29 poços monitorados por até cinco anos em resolução horária, derivados do Projeto Hidrosfera, convênio entre a Universidade Federal do Paraná, Itaipu Binacional e Parque Tecnológico Itaipu. Adicionalmente, foram obtidas 1260 trajetórias de massas atmosféricas durante 240 horas retroativas da chegada delas na área de estudo entre os anos de 2005 e 2023 via o sistema de sensoriamento remoto HYSPLIT, com o objetivo de avaliar mudanças nos padrões atmosféricos no domínio do tempo. As séries temporais tiveram parâmetros estatísticos descritivos calculados, comparados e distribuídos nos domínios do tempo e do espaço, em conjunto com a análise espectral via Transformada Rápida de Fourier para avaliação de semelhanças de sinal no domínio da frequência. Foi observado que a recarga do aquífero se concentra nos meses de maio e outubro, enquanto a descarga se concentra no inverno, tendo a chegada de umidade influenciada pela Amazônia como a principal fonte, sendo ela transportada pelos Jatos de Baixos Níveis da América do Sul até a Bacia Paraná 3. Em termos do tempo de atraso entre eventos de chuva e a recarga do aquífero, há indícios que possivelmente indicam cerca de um mês entre o evento pluvial e a entrada de água no meio freático. Além disso, picos espectrais encontrados para as séries analisadas, incluindo as de oscilação do nível freático, excedem 12 meses de duração, chegando a períodos de mais de 3 anos, sendo que o mesmo ocorre para as séries de variação do armazenamento hídrico pelo satélite GRACE e dos índices referentes à El Niño-Oscilação Sul. Tal conjunto de dados sugere a relação diretamente proporcional da recarga do Sistema Aquífero Serra Geral na Bacia Paraná 3 com a Oscilação Meridional de El Niño, a partir do reforço dos Jatos de Baixos Níveis da América do Sul em eventos de El Niño especialmente intensos.

Palavras-chave: variabilidade climática, segurança hídrica, análise espectral.

ABSTRACT

Understanding the climate dynamics of a region is essential to efficiently evaluate the recharge processes of aquifer systems. This assessment needs to consider everything from local aspects to continental-scale processes and phenomena, such as atmospheric events with global influence. From this perspective, the integration of hydrogeological data from the studied aquifer with the climatic processes to which it is subjected is fundamental to understanding the underground recharge system. Considering the relevance of the interaction between thermal oscillations of the Pacific Ocean sea surface and the atmosphere for the climate of South America, understanding how such events contribute to the hydrogeological dynamics in Southern Brazil becomes an extremely important object of study. Therefore, this research investigated how the recharge of the Serra Geral Aquifer System, the main aquifer in the region, behaves in the domains of space, time, and frequency in the Paran 3 Basin area, in Western Paran. Along with this, how the El Nio-Southern Oscillation processes positively or negatively affect this recharge. To evaluate this influence, time series between 10 and 73 years in length were used to calculate the potential recharge of the aquifer obtained by remote sensing, including parameters such as rainfall, soil moisture, surface runoff, groundwater storage oscillation, real evapotranspiration, and sea surface temperature fluctuations in the Equatorial Pacific Ocean. In addition, in situ monitoring of groundwater fluctuations in the Paran 3 Hydrographic Basin was made using data from 29 wells monitored for up to five years at hourly resolution. These data derived from the Hidrosfera Project, an agreement between the Federal University of Paran, Itaipu Binacional and Parque Tecnolgico Itaipu. Additionally, 1260 trajectories of atmospheric masses were obtained using 240 retroactive hours tracking of their arrival in the study area between the years 2005 and 2023 via the HYSPLIT remote sensing system, aiming for evaluating changes in atmospheric patterns in the time domain. The time series had descriptive statistical parameters calculated, compared, and distributed in the time and space domains, in conjunction with spectral analysis via Fast Fourier Transform to evaluate signal similarities in the frequency domain. It was observed that the recharge of the aquifer is concentrated in the months of May and October, while the discharge is concentrated in winter, with the arrival of moisture from the Amazon as the main source of rainfall, being the humidity transported by the South American Low Level Jets System to the Paran 3 Basin. In terms of the delay time between rain events and aquifer recharge, there is evidence that may suggest a lag time of around a month between the rain event and the entry of water into the water table. Furthermore, spectral peaks found for the analyzed series, including those of water table oscillation, exceed 12 months in duration, reaching periods of more than 3 years, and the same occurs for the water storage variation series obtained by the GRACE satellite and indices referring to the El Nio-Southern Oscillation. This set of data suggests a directly proportional relationship between the recharge of the Serra Geral Aquifer System in the Paran Basin 3 and the El Nio Southern Oscillation, resulting from the reinforcement of the South American Low Level Jets System, especially during intense El Nio events.

Keywords: Climate Variability, Water Security, Spectral Analysis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: localização da BP3 no extremo oeste do Paraná, abrangendo a área de 28 municípios (Fonte: IAT, 2023) e as 18 sub-bacias hidrográficas que compõem a BP3, com tendência de eixos aproximados nas direções EW-NW.	21
Figura 2: hipsometria da BP3 com destaque para os contornos das sub-bacias hidrográficas.	22
Figura 3: contexto geológico da área de estudo, com as unidades da Província Magmática do Paraná aflorantes na área da BP3 correspondendo às formações Paranapanema e Pitanga. Adaptado de Licht (2018).	24
Figura 4: diferentes produtividades das unidades aflorantes do SASG no Paraná. Notar a maior produtividade da unidade aflorante no extremo oeste do estado (adaptado de MMA 2015).	26
Figura 5: mapa potenciométrico e compartimentos hidroestruturais do SASG no Paraná (Fonte: Athayde et al. 2012).	27
Figura 6: tipos climáticos vigentes no Brasil e trajetórias das massas de ar produtoras de tempo no estado do Paraná (adaptado de Zandonadi (2013)).	31
Figura 7: decêndios relativos ao início e fim do período chuvoso no estado do Paraná. Fonte: adaptado de Pereira et al. (2008) e organizado pelo autor.	33
Figura 8: volume total médio de chuva (mm) durante a estação chuvosa em cada região do Paraná. Fonte: adaptado de Pereira et al. (2008).	34
Figura 9: esquema ilustrativo das fases de ENOS, com a posição do máximo térmico próximo da América do Sul em períodos de El Niño e da Oceania em fases de La Niña (adaptado de NOAA 2023a).	36
Figura 10: cartografia recente das anomalias de TSM monitoradas pela NOAA, referente à data de 29 de agosto de 2023, mostrando uma fase atual de El Niño (NOAA 2023a).	38
Figura 11: mudanças nas vazões fluviais do Rio Cauca (Colômbia) em fases de El Niño (azul), La Niña (vermelho) e interfásica (preto). Fonte: adaptado de Poveda et al. (2011).	39
Figura 12: localização dos 34 poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera em relação às sub-bacias hidrográficas da BP3.	43
Figura 13: exemplo de arquivo exportado pelo sistema HYSPLIT, demonstrando as trajetórias horizontais e verticais das massas atmosféricas rastreadas por 240 horas prévias à chegada na BP3 em alturas de 100, 500 e 1.000 m acima do solo.	48

Figura 14: legenda da escala de representação percentílica utilizada na pesquisa, demonstrando a preferência pela representação mais evidente dos percentis mais elevados.	52
Figura 15: ilustração da decomposição da série temporal no domínio do tempo para o domínio da frequência feito pela Transformada Rápida de Fourier.	54
Figura 16: cartografia das medianas da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses de janeiro a abril nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.	62
Figura 17: cartografia das medianas da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses de maio a agosto nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.	63
Figura 18: cartografia das medianas da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses de setembro a dezembro nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.	64
Figura 19: cartografia das medianas médias da recarga potencial via sensoriamento remoto da série entre os anos de 2000 e 2021 nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.	66
Figura 20: cartografia dos desvios padrões médios da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.	67
Figura 21: recargas e descargas mensais médias por bacia hidrográfica obtidas a partir da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera espacializadas na área da BP3.73	
Figura 22: densidades das 840 trajetórias de 240 horas retroativas de massas atmosféricas com 500 e 1000 m acima do solo rumo à BP3 obtidas pelo sistema HYSPLIT da NOAA nos meses de julho, outubro e dezembro entre os anos de 2005 e 2022.	76
Figura 23: trajetórias atmosféricas de 500 m de altura em relação ao solo dos meses de julho, outubro e dezembro do intervalo entre 2005 e 2023 para fases ativas de El Niño e La Niña.	78
Figura 24: oscilações do nível freático observadas no poço PSFF04 (linha azul) em comparação com a recarga potencial calculada (linha vermelha) para este ponto ao longo do tempo. Notar.	79
Figura 25: recargas potenciais medianas para os meses de outubro nos anos de 2017 e 2019 em cada uma das bacias hidrográficas analisadas nesta pesquisa.	80

Figura 26: rastreo das massas de ar que alcançaram a BP3 no evento significativo de outubro de 2017.	81
Figura 27: rastreo das massas de ar que alcançaram a BP3 no evento significativo de outubro de 2019.	84
Figura 28: cartografia das velocidades medianas de aumento do nível estático nos poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera.	87
Figura 29: cartografia das velocidades medianas de diminuição do nível estático nos poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera.	88
Figura 30: comparação entre as tendências de recarga e de descarga do SASG pelos métodos da recarga potencial calculada por sensoriamento remoto e pelo monitoramento <i>in situ</i> na rede Hidrosfera, incluindo sugestão de comparação com 30 dias de avanço para os valores da recarga potencial calculada, garantindo um encaixe melhor perante os dados diretos.	97
Figura 31: disposições espaciais das anomalias térmicas da superfície do mar nos meses de outubro de diferentes fases ENOS comparadas com as curvas de variação da TSM e recarga potencial do SASG na área de estudo. O mês de outubro de 2015 representa um evento de El Niño tipo PEL, enquanto o mesmo mês em 2017 está em uma fase pouco intensa de La Niña, em 2019 se observa um evento menos intenso de El Niño tipo PEC e em 2020 um intenso evento de La Niña tipo PEC. Fonte: adaptado de NOAA (2023).	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: códigos, localizações e períodos amostrados dos poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera.	44
Tabela 2: parâmetros utilizados no método de obtenção da recarga potencial por sensoriamento remoto e as respectivas fontes de dados (adaptado de Melati et al. 2021).	45
Tabela 3: picos espectrais de 1 ^a , 2 ^a e 3 ^a ordens encontrados para as séries temporais analisadas nesta fase da pesquisa utilizando a FFT.	90
Tabela 4: picos espectrais de 1 ^a , 2 ^a e 3 ^a ordens encontrados para as séries da rede de monitoramento <i>in situ</i> , apresentados em ordem da duração de monitoramento dos poços.	91

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1: medianas e desvios padrões das componentes utilizadas para o cálculo da recarga potencial por sensoriamento remoto nos pontos da rede hidrodinâmica da BP3 entre os anos de 2000 e 2021, sendo elas precipitação, evapotranspiração real, escoamento superficial e umidade do solo.....	58
Gráfico 2: medianas e desvios padrões da recarga potencial por sensoriamento remoto calculada para os pontos da rede hidrodinâmica na BP3 entre os anos de 2000 e 2021.	60
Gráfico 3: recargas e descargas mensais médias (mm) de cada sub-bacia hidrográfica da BP3 obtidas a partir da rede de monitoramento Hidrosfera.....	69
Gráfico 4: comparação entre as oscilações mensais médias e medianas do nível freático na bacia do Rio São Francisco Falso, ilustrando a possibilidade da influência de medições anômalas na série de dados.	71
Gráfico 5: desvios padrões mensais em milímetros do nível estático mediano de cada sub-bacia hidrográfica da BP3 obtidos a partir da rede de monitoramento Hidrosfera.	74
Gráfico 6: curvas de oscilação altimétrica, velocidade de oscilação e aceleração da oscilação do nível freático a partir de observações no poço PSFF04	86
Gráfico 7: comparações dos desvios das medianas em resolução mensal das séries utilizadas no cálculo da recarga potencial perante a série de oscilação de TSM com destaque para fases ENOS.....	93

LISTA DE SIGLAS

ASB: Armazenamento subterrâneo

ASP: Água superficial

BP3: Bacia Hidrográfica Paraná 3

ENOS: El Niño/Oscilação Sul

DFT: Transformada Discreta de Fourier

ETR: Evapotranspiração real

FFT: Transformada Rápida de Fourier

GRACE: *Gravity Recovery and Climate Experiment*

GLDAS: *Global Land Data Assimilation System*

HYSPLIT: *Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory*

IMERG-GP: *Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurement*

LPH: Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas
NASA: *National Aeronautics and Space Administration*
NOAA: *National Oceanic and Atmospheric Administration*
P: Precipitação pluvial
PMP: Província Magmática do Paraná-Etendeka
PTI: Parque Tecnológico Itaipu
ESD: Escoamento superficial direto
RP: Recarga potencial
SANEPAR: Companhia de Saneamento do Paraná
SASG: Sistema Aquífero Serra Geral
SIG: Sistema de informações geográficas
US: Umidade do solo
SMAS: Sistema de Monções da América do Sul
TSM: Temperatura da superfície marinha
TWS: Armazenamento hídrico total
UFPR: Universidade Federal do Paraná
WT: Transformada de Ondeleta
ZAPAS: Zona de Alta Pressão do Atlântico Sul
ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	19
2 REVISÃO TEÓRICA	20
2.1 CONTEXTO GEOGRÁFICO	20
2.2 CONTEXTO SOCIOECONÔMICO	22
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	23
2.4 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO	25
2.5 CONTEXTO CLIMÁTICO	29
2.6 EVENTOS DE EL NIÑO/OSCILAÇÃO SUL (ENOS).....	35
2.6.1 ESTRUTURA GERAL E GATILHOS GENÉTICOS DA ENOS.....	37
2.6.2 ENOS E O CLIMA SUL-AMERICANO	39
3 MATERIAL E MÉTODOS	42
3.1 DADOS DO PROJETO HIDROSFERA.....	43
3.2 SENSORIAMENTO REMOTO	45
3.2.1 SISTEMA HYSPLIT-NOAA	47
3.3 TRATAMENTO ESTATÍSTICO E MATEMÁTICO	48
3.3.1 ESTATÍSTICA DESCRITIVA.....	49
3.3.2 MÉTODOS DAS DIFERENÇAS E ACELERAÇÕES.....	50
3.3.3 CARTOGRAFIA DOS DADOS	51
3.3.4 ANÁLISE ESPECTRAL	52
4 RESULTADOS	56
4.1 RECARGA POTENCIAL	56
4.2 MONITORAMENTO <i>IN SITU</i>	68
4.3 TRAJETÓRIAS ATMOSFÉRICAS	74
4.3.1 ENOS E TRAJETÓRIAS ATMOSFÉRICAS	77
4.3.2 ANÁLISE DE EVENTOS SIGNIFICATIVOS.....	79
4.4 VELOCIDADES E ACELERAÇÕES DO NÍVEL FREÁTICO	85
4.5 ANÁLISE ESPECTRAL	89
4.6 ENOS E RECARGA POTENCIAL.....	92
5 DISCUSSÕES	96
5.1 DISTRIBUIÇÃO DA RECARGA NO ANO HIDROLÓGICO.....	96
5.2 TRAJETÓRIAS ATMOSFÉRICAS E A RECARGA DO SASG.....	99

5.3 RECARGA DO SASG NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA	102
5.4 ENOS E A RECARGA DO SASG NA BP3.....	103
6 CONCLUSÕES	108
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	110
8 SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS	111
REFERÊNCIAS.....	114

1 INTRODUÇÃO

A compreensão dos fatores que regem a dinâmica hidrológica de uma região é fundamental para estabelecer estratégias inteligentes de manejo dos recursos hídricos dela. Isso inclui os recursos superficiais, mais visíveis e palpáveis para a percepção humana, até os subterrâneos, que, apesar de menos aparentes, são essenciais para o abastecimento público, industrial e agrícola.

Um dos fatores mais importantes na busca pela compreensão dos recursos hídricos subterrâneos é a de como ocorre a recarga dos aquíferos nos domínios do espaço e do tempo. No entanto, não há como debater plenamente essa dinâmica na ausência de ponderações sobre a origem das chuvas, históricos da recarga subterrânea e quais processos de escala continental podem afetar o sistema hidrológico regional. Obviamente, esse é um tema complexo que requer análises multi e interdisciplinares para melhor explicar os fenômenos naturais envolvidos. Portanto, torna-se lógica a proposição de envolver a análise integrada do ponto de vista climatológico e geológico quando se pretende discorrer sobre a dinâmica meteorológica e subterrânea.

Diversos aquíferos podem ser avaliados dessa forma, especialmente os detentores de grande relevância para o abastecimento humano das áreas nas quais estão inseridos. É o que ocorre na Região Sul do Brasil, onde se encontra uma das unidades aquíferas vulcânicas mais importantes do país, o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) (Athayde 2008; Celligoi e Duarte 1997). Nesse contexto está a Bacia Hidrográfica Paraná 3 (BP3), correspondente ao extremo oeste do Paraná, onde o SASG possui as maiores produtividades de poços do estado (MMA 2015).

Além de ser uma região com crescimento populacional e econômico relevantes (IBGE 2023), o Oeste paranaense possui grande importância para a produção agropecuária brasileira, sendo fonte de boa parte das exportações primárias nacionais (Wegner et al. 2020; UNIOESTE et al. 2014a, UNIOESTE et al. 2014b). Mais que isso, a BP3 também possui um papel fundamental na segurança energética do Brasil, já que é ali que está inserida a usina hidrelétrica de Itaipu. Desde já, é importante notar que todas essas relevâncias possuem ligação direta com a disponibilidade hídrica, incluindo a subterrânea, dada a histórica importância do SASG para o abastecimento do Paraná (Melati et al. 2023).

Justamente buscando compreender melhor os mecanismos de oscilação freática e hidroquímica desse aquífero na BP3, desde 2017 foi instalada uma rede de monitoramento *in situ* abarcando 29 de poços tubulares. Essa rede foi um dos produtos associados ao Projeto Hidrosfera, um convênio entre a Universidade Federal do Paraná (UFPR), mais especificamente o Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas (LPH), a Itaipu Binacional e o Parque Tecnológico Itaipu. Com monitoramento em escala horária, essa rede se mostrou capaz de revelar como o nível freático do SASG muda na escala local com uma resolução jamais antes descrita.

No entanto, é preciso ir além das componentes hidrogeológicas para compreender o sistema de recarga do SASG na BP3. Além da complexidade hidrogeológica inerente a um aquífero fissural, a região está sob a influência de um sistema climático complexo afetado por diversas variações sazonais de diferentes escalas nos domínios do espaço e do tempo. Tais oscilações derivam da interação entre diferentes agentes atmosféricos, tais como os Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), as oscilações de posição da Zona de Alta Pressão do Atlântico Sul (ZAPAS) (Cavalcanti et al. 2009; Zolitschka et al. 2021; Baker e Fritz 2015), dentre outros.

Enquanto alguns processos climáticos possuem ciclicidade ao menos parcialmente previsível, e são perceptíveis no cotidiano humano, como as variações das estações do ano, outros possuem períodos longos demais para serem percebidos em escalas temporais tão curtas, como é o caso dos Ciclos de Milankovitch (Gretz 1990; Cionco et al. 2020). Por outro lado, processos como a El Niño/Oscilação Sul (ENOS) ocorrem com períodos de apenas alguns poucos anos (Alizadeh 2022; Wang 2018), não sendo assim tão palpáveis como as transições entre verão e inverno, mas gerando consequências climáticas perceptíveis em uma escala de tempo humana.

Porém, ainda que seja bem estabelecida a importância de eventos ENOS nos regimes climáticos globais, especialmente nos da América do Sul (Tam et al. 2008; Grimm e Ambrizi 2013; Builes-Jaramillo et al. 2023), a análise detalhada de como tais processos influenciam dinâmicas hídricas locais e regionais ainda precisa ser muito mais bem explorada. Por exemplo, se há influência de fases de El Niño e La Niña em processos de recarga de aquíferos sul-americanos, seja no controle do transporte de umidade para essas regiões ou então na alteração dos parâmetros relevantes para a ocorrência de entrada de água no aquífero em escala local.

Dentro dessa perspectiva, esta pesquisa se propõe a estudar o processo de recarga do principal aquífero fissural sul-brasileiro, localizado no Oeste do Paraná, a partir de dados de monitoramento *in situ* e sensoriamento remoto. Nessa perspectiva, também melhorar o entendimento sobre a origem, sazonalidade e velocidade da recarga do SASG na BP3. Ainda, entender se os eventos ENOS possuem reflexo direto na recarga do SASG na área da BP3 e, se isso ocorre, de que forma. Assim, estabelecem-se os objetivos gerais e específicos deste trabalho na forma de:

1. Melhorar o entendimento dos processos de recarga do SASG na área da BP3;
 - a. Definir como a recarga do SASG na BP3 se comporta dentro do ano hidrológico, identificando quais meses são mais ou menos propícios para a entrada e saída de água do aquífero;
 - b. Comparar a recarga potencial calculada por sensoriamento remoto e as variações de nível observadas na rede de monitoramento Hidrosfera nos domínios do espaço, tempo e frequência;
 - c. Avaliar as velocidades de oscilação do nível freático do SASG na BP3;
 - d. Avaliar via sensoriamento remoto a origem das chuvas que propiciam a recarga do SASG na BP3;
2. Avaliação de correlações entre os fenômenos ENOS e a recarga do SASG na área da BP3.
 - a. Estabelecer como as séries temporais de ENOS e da recarga do SASG se comportam no domínio do tempo e da frequência e compará-las;
 - b. Avaliar se ocorrem mudanças nos padrões de transporte de umidade significativa para a recarga do SASG na BP3 nas diferentes fases de ENOS.

Acredita-se que as contribuições deste trabalho podem ser úteis dentro de perspectivas de otimização do manejo dos recursos hídricos brasileiros, assim como do avanço do conhecimento acerca da interação de sistemas hidrogeológicos com o clima na América do Sul. Especialmente dentro do panorama atual envolvendo

mudanças climáticas e o estabelecimento dos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável da Organização das Nações Unidas, conhecer a fundo as complexidades que permeiam o planejamento hídrico em um continente em desenvolvimento socioeconômico como a América do Sul se torna algo fundamental.

1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação foi dividida em sete capítulos, visando atender às premissas básicas do método científico. Dentro das especificidades de cada capítulo, foram criados subtópicos que melhor organizam o raciocínio lógico dentro dos temas gerais, alcançando a forma de:

1. **INTRODUÇÃO:** contextualização do tema estudado, justificativa da relevância e objetivos gerais e específicos da pesquisa;
2. **REVISÃO TEÓRICA:** descrição dos diferentes contextos abarcados na pesquisa, incluindo (2.1) Geográfico, (2.2) Socioeconômico, (2.3) Geológico, (2.4) Hidrogeológico e (2.5) Climático e (2.6) Eventos de El Niño/Oscilação Sul (ENOS);
3. **MATERIAL E MÉTODOS:** descrição do material utilizado na pesquisa, dentro dos (3.1) Dados do Projeto Hidrosfera e (3.2) Sensoriamento remoto, assim como métodos empregados no trabalho, incluindo o detalhamento dos (3.3) Tratamentos estatístico-matemáticos empregados;
4. **RESULTADOS:** disponibilização dos resultados encontrados até a fase atual da pesquisa, divididos nos tópicos de (4.1) Recarga potencial, (4.2) Análise espectral, (4.3) Trajetórias atmosféricas, (4.4) ENOS e recarga potencial e (4.5) Velocidades e acelerações do nível freático;
5. **DISCUSSÕES:** interpretações iniciais do conjunto atual de resultados, com ponderações sobre o significado das distribuições estatísticas encontradas perante processos e feições geológicas e climáticas;
6. **CONCLUSÕES:** principais conclusões decorrentes das discussões dos resultados trazidos na pesquisa;
7. **CONSIDERAÇÕES FINAIS:** ponderações sobre a importância da pesquisa realizada e mensagens às quais o trabalho buscou deixar para o leitor;
8. **SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS:** sugestões de métodos e abordagens para avançar o conhecimento dos temas desta pesquisa;

9. REFERÊNCIAS: listagem das referências bibliográficas utilizadas na pesquisa.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 CONTEXTO GEOGRÁFICO

A BP3 está localizada no extremo oeste do Terceiro Planalto Paranaense (ATIG/SUDERHSA 2007), abrangendo área de aproximadamente 8.000 km² distribuídos ao longo de 28 municípios (**Figura 1**). Os limites da BP3 são dados pelas latitudes 24°01' S e 25°35' S e pelas longitudes 53°26' W e 54°37' W, e os municípios abarcados nesse intervalo são Cascavel, Céu Azul, Diamante D'Oeste, Entre Rios do Oeste, Foz do Iguaçu, Guaíra, Itaipulândia, Marechal Cândido Rondon, Maripá, Matelândia, Medianeira, Mercedes, Missal, Nova Santa Rosa, Ouro Verde do Oeste, Pato Bragado, Quatro Pontes, Ramilândia, Santa Helena, Santa Tereza do Oeste, Santa Terezinha de Itaipu, São José das Palmeiras, São Miguel do Iguaçu, São Pedro do Iguaçu, Terra Roxa, Toledo, Tupãssi e Vera Cruz do Oeste (IAT 2023).

Três corpos fluviais principais delimitam a bacia, sendo eles o Rio Iguaçu, a sul o Rio Piquiri, a leste, e o Rio Paraná, a oeste. Mais especificamente, a BP3 é subdividida em 18 bacias hidrográficas menores com eixo EW-NW aproximado, tendo a maioria dos fluxos dos rios com desague no Rio Paraná (**Figura 1**). Tais sub-bacias incluem as dos rios Aliança, Bela Vista, Branco, Dois Irmãos, Guabiroba, Itacorá, Moinho, Ocoí, Passo Chuê, São Francisco Falso, São Francisco Verdadeiro, São João, São Luis, São Vicente, São Vicente Chico, Taquapetinga, Tatuí e Arroio Guaçu.

Em termos hipsométricos, a BP3 apresenta altitudes entre 202 e 790 m, com tendência de diminuição ocidental rumo ao Rio Paraná (**Figura 2**). Tal variação está distribuída em seis subunidades morfoesculturais denominadas Planaltos de Campo Mourão, de Umuarama, de Cascavel, do Francisco e de Foz do Iguaçu (MINEROPAR 2006), além de setores de planícies fluviais.

A maior parte da BP3 encontra-se nas unidades planálticas, permitindo assim que a dissecação do terreno não produza porções amplas de maior declividade. De acordo com a classificação da EMBRAPA (1979), na área de estudo concentra-se relevo plano, suave ondulado e ondulado, com menor proporção de relevo forte ondulado e montanhoso.

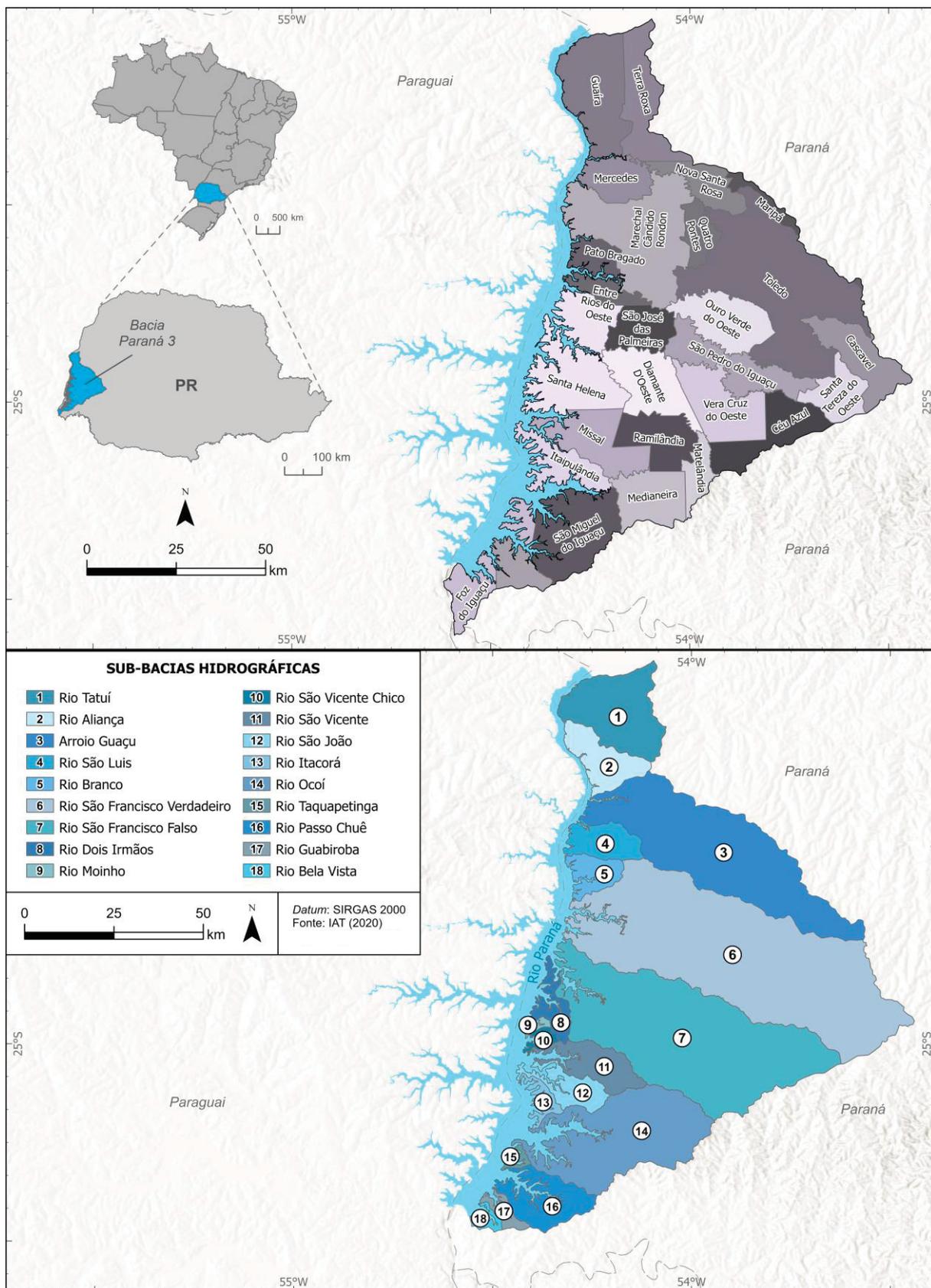


Figura 1: localização da BP3 no extremo oeste do Paraná, abrangendo a área de 28 municípios (Fonte: IAT, 2023) e as 18 sub-bacias hidrográficas que compõem a BP3, com tendência de eixos aproximados nas direções EW-NW.

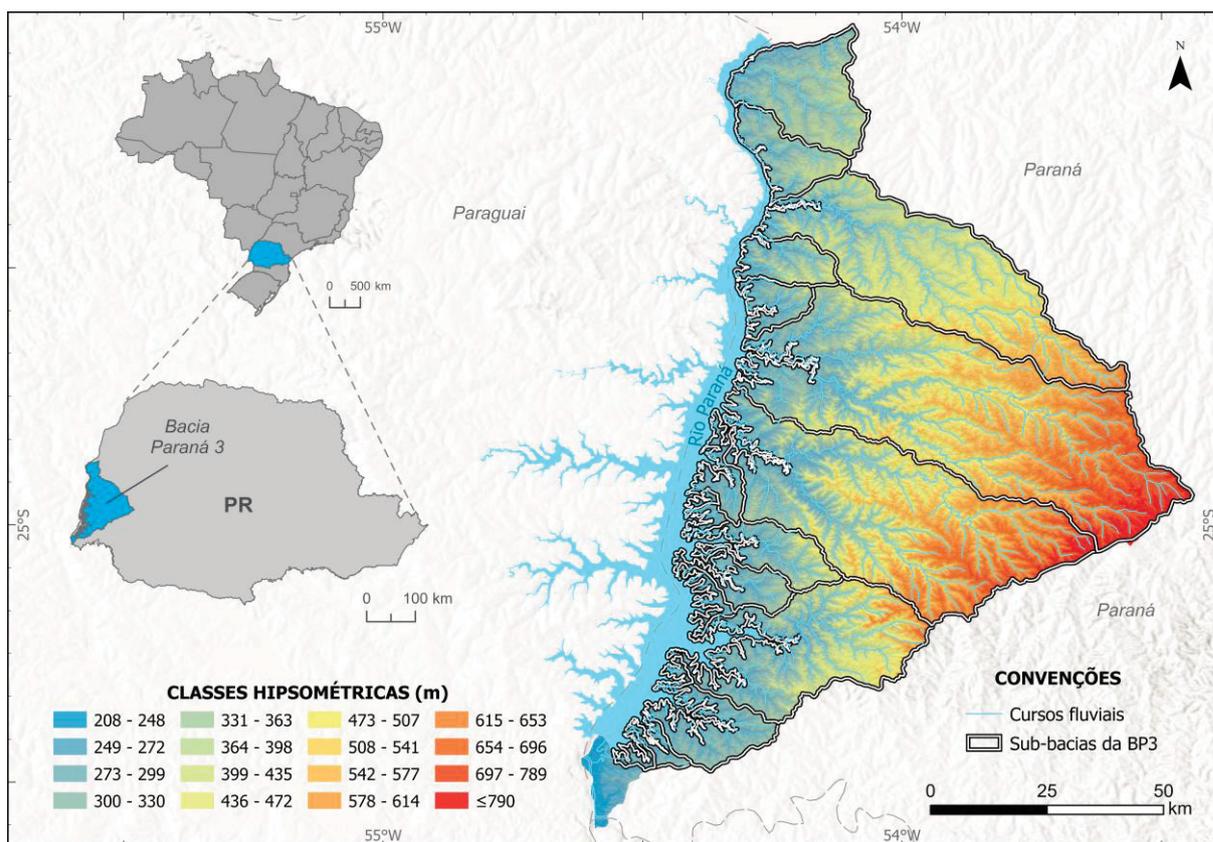


Figura 2: hipsometria da BP3 com destaque para os contornos das sub-bacias hidrográficas.

Tendo em vista a já comprovada relação do nível freático do SASG com a topografia (Gastmans et al. 2013; Athayde e Athayde 2015), levar em consideração as variações de relevo na análise da recarga do aquífero é importante. Porções mais declivosas da BP3, como as concentradas no leste e centro-sul da bacia, provavelmente apresentam recarga mais dificultada do que áreas de declividade mais suave, tais como as do norte da área de estudo.

2.2 CONTEXTO SOCIOECONÔMICO

A área da BP3 é fortemente ligada à produção agrícola, com destaque para a produção de soja, milho e trigo (Wegner et al. 2020). Em 2014, as áreas de plantio de culturas agrícolas na bacia incluíam 554.805 ha para soja, 388.400 ha para milho e 104.782 ha para trigo, além de outros 38.718 ha para culturas como mandioca, arroz, fumo, cana, aveia, ervilha, feijão, dentre outros (UNIOESTE et al. 2014a).

Outra atividade ligada ao setor primário que é extremamente marcante na BP3 é a produção de proteína animal, especialmente de suínos e aves. Somando todos os empreendimentos localizados na bacia, que incluem empresas e cooperativas como a Sadia (Toledo), Coopavel (Cascavel) e Frimesa (Medianeira), tem-se um montante

de centenas de milhares de abates de animais por dia (UNIOESTE et al. 2014b). À primeira vista, tal produção pode parecer centralizada, mas ela conta com a matéria-prima disponibilizada por diversos municípios da BP3, especialmente no caso dos empreendimentos cooperativos.

Nesse contexto, vivem 1.178.715 pessoas distribuídas pela bacia (IBGE, 2023). A maioria dos municípios não apresenta população acima de 20.000 habitantes, havendo polos de concentração populacional acima de 100.000 moradores em Cascavel (350.644), Foz do Iguaçu (286.323) e Toledo (156.123), além de importantes centros urbanos em Marechal Cândido Rondon (56.530) e Medianeira (54.390).

Todos os municípios da BP3 apresentaram crescimento populacional entre os anos de 2010 e 2022, somando um acréscimo de 180.994 habitantes desde o último censo, equivalentes a um crescimento de 18,14% (IBGE, 2023). Destacam-se nessa tendência Cascavel, com o maior crescimento absoluto de 64.439 moradores (22,51%), e Toledo, com o aumento relativo de 30,85% (36.810 habitantes) sendo o mais expressivo.

Esse aumento na população na BP3 pode impactar diretamente a qualidade das águas subterrâneas da região. Já foi comprovado que a atividade humana na bacia gerou contaminações importantes no SASG (Pereira et al. 2022), prejudicando muito a potabilidade das águas superficiais e subterrâneas da região. Além disso, uma maior quantidade de pessoas significa maior demanda hídrica, portanto as tendências populacionais observadas para a BP3 apresentam importantes desafios para a gestão hídrica do Oeste do Paraná.

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A BP3 está dentro do contexto da Província Magmática do Paraná-Etendeka (PMP), importante unidade que registra o vulcanismo mesozoico relacionado com a abertura do Oceano Atlântico há cerca de 133 Ma (Janasi et al 2011; Ernesto et al. 2021; Cañon-Tapia 2018; Polo et al. 2018). Tais sequências vulcânicas e vulcanoclásticas abrangem cerca de 1,2 milhões de km² nos atuais territórios do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, alcançando 1.722 m de espessura no estado de São Paulo (Milani et al. 2007; Licht e Arioli 2018).

No caso paranaense, o Grupo Serra Geral, principal unidade da PMP no Brasil, é dividido em dois sub-grupos, sendo eles o Serra Geral Sul e Serra Geral

Centro-Norte (Licht 2018). O primeiro é subdividido nas formações Palmas e Vale do Sol, enquanto o segundo é composto pelas formações Pitanga e Paranapanema – contexto no qual estão inseridas as rochas da BP3 (**Figura 3**).

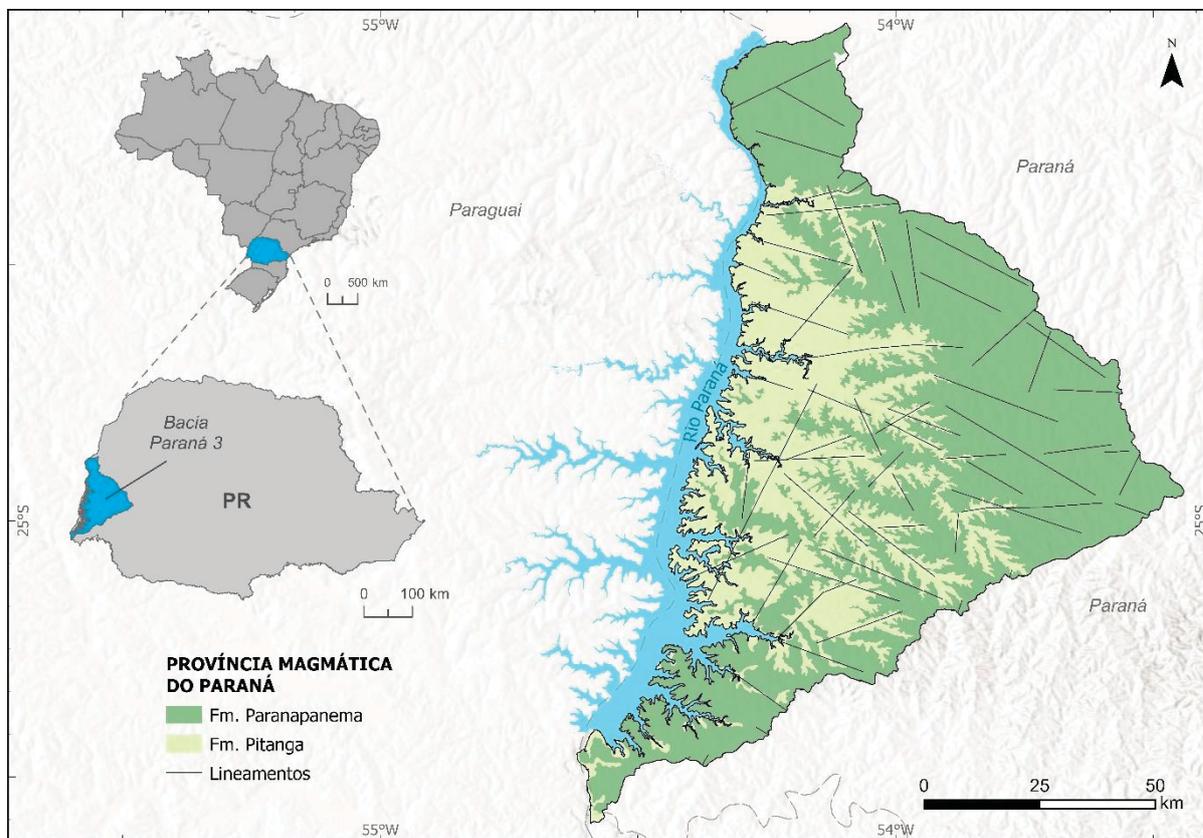


Figura 3: contexto geológico da área de estudo, com as unidades da Província Magmática do Paraná aflorantes na área da BP3 correspondendo às formações Paranapanema e Pitanga. Adaptado de Licht (2018).

De modo geral, a principal diferença diagnóstica da Fm. Pitanga em relação à Fm. Paranapanema se dá na forma do conteúdo vulcanoclástico expressivo, ainda que derrames básicos representem o volume mais representativo da unidade. Essas rochas vulcânicas são predominantemente de basaltos e andesito-basaltos faneríticos a hipohialinos com baixos teores de Si e Zr e altas concentrações de Ti e P, dentro do Tipo 4 da classificação geoquímica mais recente do Grupo Serra Geral (Licht e Arioli 2018; Licht 2018). Tal tipologia apresenta enriquecimento em elementos incompatíveis derivados de contaminação crustal, interpretada como oriunda do processo de estabelecimento da pluma mantélica na crosta durante o Mesozoico (Licht 2018; Gomes et al. 2018).

Estratigraficamente acima da Fm. Pitanga, a Fm. Paranapanema é essencialmente vulcânica, composta predominantemente por derrames de basaltos toleíticos de tipologia geoquímica 1 CN e 3 (Licht 2018), com teor variável de Ti e empobrecidos em Zr e P. Com ocorrências esporádicas de pegmatitos básicos, a Fm. Paranapanema apresenta composição enriquecida em elementos compatíveis (Au, Cr, Ni, Pd, Pt, e V) e empobrecimento incompatível (Ba, Ce, F e Nb), interpretada como oriunda da menor contaminação crustal em relação à Fm. Pitanga (Licht 2018; Licht e Arioli; Gomes et al. 2018).

2.4 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

O SASG é um aquífero fissural estabelecido nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Serra Geral (**Figura 4**), apresentando fluxos diretamente vinculados a anisotropias subverticais, geradas por fraturas geológicas, e horizontais, derivadas da geometria dos derrames da PMP (Athayde 2008; Celligoi e Duarte, 1997). De forma geral, as estruturas tectônicas subverticais atuam como aquitardes que permitem fluxo subterrâneo entre os diferentes níveis dos derrames (Melati et al. 2023; Athayde 2013; Gastmans et al. 2016; Freitas et al. 2012).

Acima do SASG propriamente dito, há desenvolvimento de um manto intempérico que age até certo ponto como um aquífero freático (Reginato 2003; Reginato e Strieder 2006). Independente de se tratar do contexto fissural sotoposto ou do freático do contexto intemperizado, os sistemas aquíferos não apresentam confinamento (Melati et al. 2023).

Tendo em vista a natureza dependente de estruturas geológicas, de caráter tectônico ou não, para o armazenamento e circulação da água subterrânea, o SASG apresenta forte heterogeneidade e variações laterais no que diz respeito à produtividade hídrica e à composição hidroquímica das águas armazenadas (Reginato e Strieder 2004; Athayde et al. 2012). Isso significa que não apenas é necessária uma boa compreensão do arcabouço geológico-estrutural das áreas de interesse dessa unidade hidrogeológica como também pode-se esperar produtividades consideravelmente distintas entre poços geograficamente próximos.

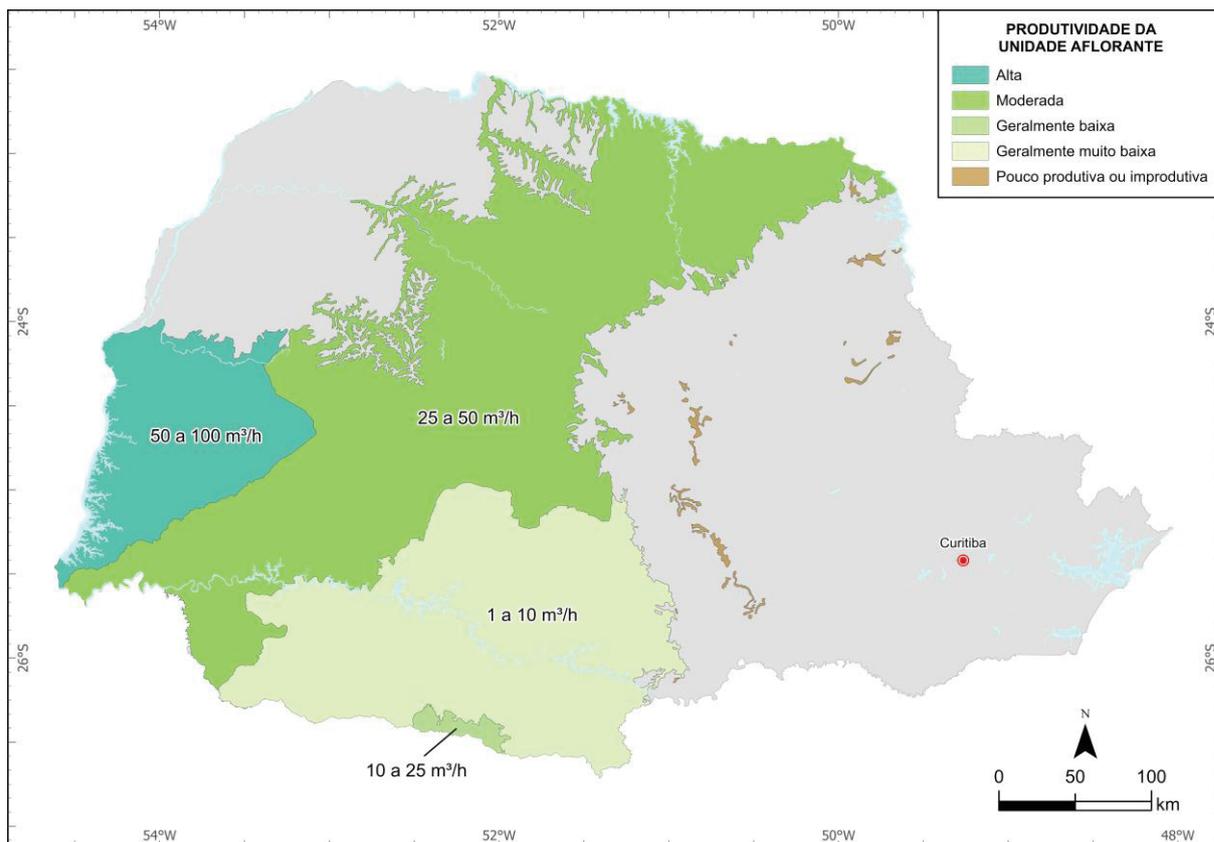


Figura 4: diferentes produtividades das unidades aflorantes do SASG no Paraná. Notar a maior produtividade da unidade aflorante no extremo oeste do estado (adaptado de MMA 2015).

Como representado na Carta das Águas Subterrâneas do Paraná (MMA 2015), a porção mais produtiva do SASG encontra-se no extremo oeste do estado, abrangendo a área correspondente à BP3 (**Figura 4**). Enquanto porções do aquífero na região sul do Paraná não ultrapassam $10 \text{ m}^3/\text{h}$ em média, a BP3 apresenta vazões médias de poços tubulares entre 50 e $100 \text{ m}^3/\text{h}$, uma discrepância de mais de 1.000% em vários casos.

Em termos de fluxo subterrâneo, a tendência regional do SASG é apresentar transporte da água subterrânea rumo a oeste (**Figura 5**), sendo os rios Paraná e Paranapanema os principais destinos de descarga regional do aquífero (Athayde et al. 2012). De acordo com os mesmos autores, além do fluxo regional citado, há também o controle de fluxo subterrâneo condicionado pela proximidade com drenagens, adicionando, portanto, uma componente local na dinâmica hidrogeológica subterrânea.

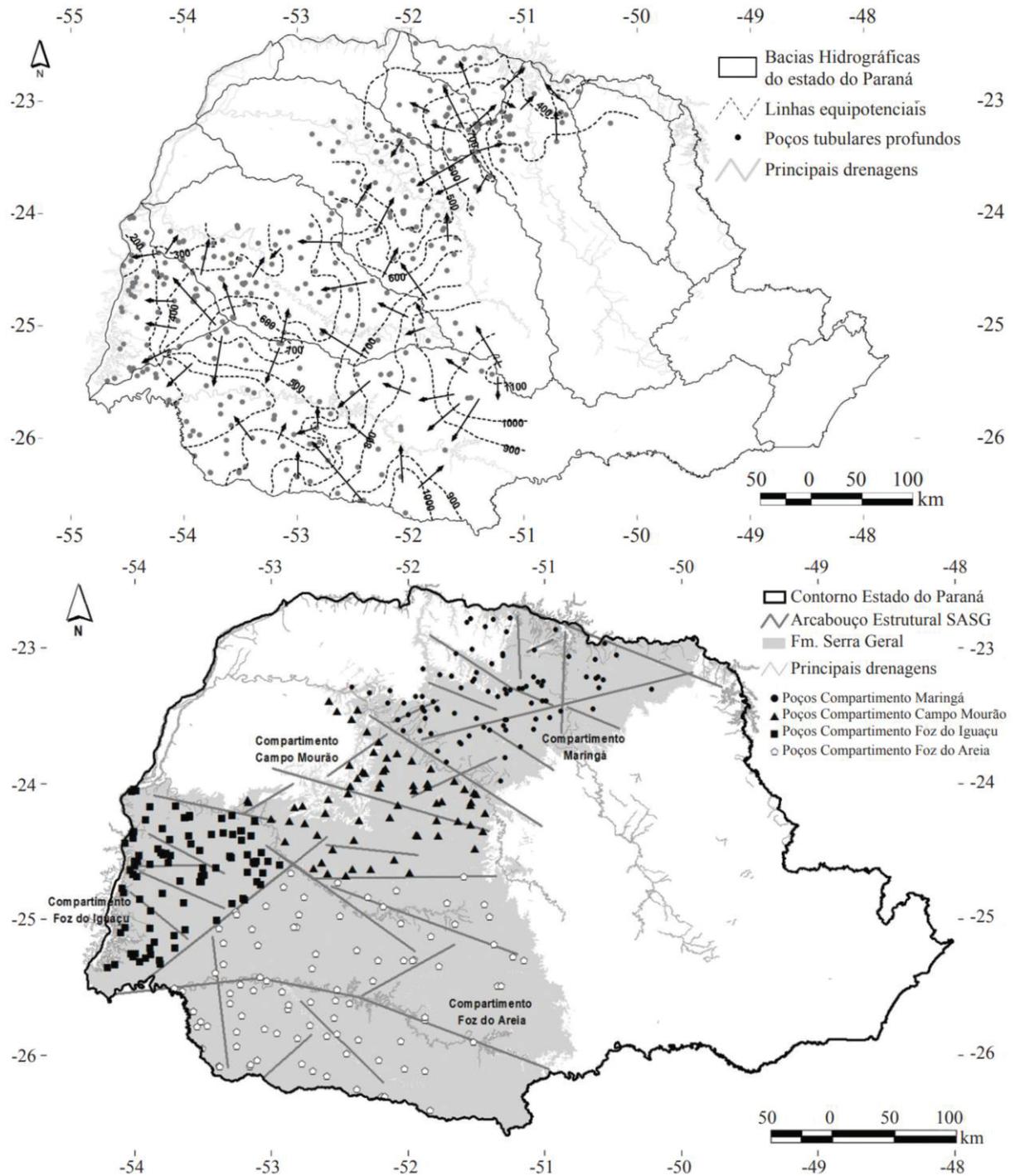


Figura 5: mapa potenciométrico e compartimentos hidroestruturais do SASG no Paraná (Fonte: Athayde et al. 2012).

Tal fluxo apresenta controle pela topografia (Gastmans et al. 2013; Athayde e Athayde 2015), especialmente em zonas mais próximas da superfície. Em porções mais profundas do SASG, a movimentação lateral da água subterrânea é fortemente condicionada pelas estruturas primárias sub-horizontais dos derrames vulcânicos

(Roisenberg 1990; Reginato 2003), enquanto a movimentação vertical é controlada por fraturas subverticais que possibilitam a recarga do aquífero e até mesmo conexões com o Sistema Aquífero Guarani, sotoposto ao SASG (Gastmans et al. 2013; Fernandes et al. 2016; Athayde e Athayde 2015).

Em termos do transporte para oeste, implica-se não apenas na circulação da água subterrânea em si, mas consequentemente condiciona maiores produtividades médias para os poços localizados em porções ocidentais do SASG (Athayde et al. 2012). Vale ressaltar que essa não é uma regra absoluta, dado o controle hidrogeológico condicionado pelas anisotropias geológicas citadas anteriormente.

A análise conjunta das diferenças de capacidade específica e vazão dos poços, composição hidroquímica e traçado de lineamentos estruturais permitiu a divisão do SASG em quatro compartimentos hidroestruturais principais no estado (**Figura 5**; Athayde et al. 2012). O primeiro e de maior área, denominado Foz do Areia, representa as porções de baixa produtividade na região meridional do Paraná, enquanto os compartimentos Campo Mourão e Maringá abrangem as vazões médias moderadas indicadas na Carta das Águas Subterrâneas do Paraná (CPRM 2015). Já o Compartimento Foz do Iguaçu, mais produtivo, basicamente corresponde à área da BP3.

A composição toleítica predominante nas rochas da Província Magmática do Paraná (Licht 2018), e consequentemente do SASG, é transposta para a composição hidroquímica das águas subterrâneas da região. De forma geral, a proporção entre Na e Ca dissolvidos nessas águas caracterizam intemperismo de plagioclásio e piroxênio cálcico, típicos de basaltos de assinatura toleítica (Bertolo et al. 2007).

Especificamente para a área da BP3, Oliveira et al. (2023) descrevem predomínio de águas de composição bicarbonatada cálcica no SASG, com ocorrência importante de composições sódicas. Os autores também indicam que as porções mais profundas do aquífero concentram assinaturas derivadas dos processos de interação água rocha, enquanto profundidades mais rasas apresentam indícios de contaminação.

Para as assinaturas não-contaminadas, foi interpretada alteração de silicatos ferro-magnesianos e plagioclásio, assim como a precipitação de argilominerais e calcita (Oliveira et al. 2023). Ainda, que as concentrações significativas de cloreto e

sulfato nas porções mais profundas do SASG podem ser indícios de conectividade com o Sistema Aquífero Guarani.

Em termos de assinaturas hidroquímicas derivadas da atividade humana, Pereira et al. (2022) identificou sinais importantes de contaminação antrópica das águas associadas ao SASG na área da BP3. Altas concentrações de NO_3^- e PO_4^{3-} tornaram quase a integralidade das amostras da Bacia do Rio Ajuricaba, interna à BP3, fora do intervalo de potabilidade. Considerando que os mesmos autores indicaram a conectividade do sistema superficial e subterrâneo na região, é notável a preocupação da alteração da assinatura natural das águas subterrâneas do SASG pela ação antrópica na BP3.

O SASG representa a principal unidade aquífera do estado do Paraná, com a maior cobertura de área exposta e volume de água subterrânea explorada durante muitos anos consecutivos (Melati et al. 2023). Em 2014, o volume explorado dessa unidade representou mais de 57% da contribuição aquífera para o abastecimento do estado pela Companhia de Saneamento do Paraná (SANEPAR) (Athayde e Athayde 2015), e segue sendo até hoje componente fundamental da segurança hídrica estadual.

2.5 CONTEXTO CLIMÁTICO

A Região Sul do Brasil apresenta dois padrões climáticos produtores de tempo principais, um dominado pelo Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), como ocorre na maior parte do Paraná, e outro derivado da ação principal de frentes frias geradas pela entrada de massas atmosféricas polares no continente (Cavalcanti et al. 2009). De acordo com os autores, no primeiro caso, há duas estações pluviais muito bem-definidas, com maior volume de chuvas no verão e primavera e estiagem no outono e inverno. Já no segundo cenário, há maior constância pluvial ao longo do ano, dependendo mais da intensidade das interações entre massas atmosféricas polares frias e o ar quente subtropical.

O SMAS é caracterizado pela oscilação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na América do Sul (Zhou e Lau 1998; Deininger et al. 2019), influenciando a dinâmica pluvial no continente desde a Amazônia até o Estuário do Rio da Prata (Baker e Fritz 2015). Dessa forma, nos períodos de inverno austral, a ZCIT permanece ao Norte do equador, forçando a Zona de Alta Pressão do Atlântico

Sul (ZAPAS) para latitudes mais baixas intracontinentais, possibilitando chuvas para latitudes abaixo de 25°S (Zolitschka et al. 2021). Do contrário, no verão do hemisfério sul, a ZCIT ruma ao Sul, levando a ZAPAS para o oceano e permitindo a entrada de pluviosidade influenciada pela Amazônia nas latitudes tropicais (Baker e Fritz 2015).

Historicamente, cerca de 60% da pluviosidade fica concentrada na fase úmida do SMAS, enquanto o restante ocorre na estação de inverno (Cruz et al. 2009). Tal distribuição volumétrica apresentou variabilidade ao longo do Pleistoceno e Holoceno controlada principalmente por ciclos astronômicos (Gretz 1990; Cionco et al. 2020), e menos por mudanças nos padrões de circulação atmosférica derivados das interações com o Oceano Atlântico (Baker e Fritz 2015; Deininger et al. 2019; Utida et al. 2020).

No caso paranaense, ocorrem dois contextos climáticos, sendo eles o tropical, na porção mais setentrional do estado, e o subtropical úmido na área restante (Monteiro 1963). Devido a essa transição entre contextos climáticos distintos, as massas de ar produtoras de tempo no Paraná possuem origens em três sistemas atmosféricos principais, sendo eles Equatorial, Atlântico e Polar (**Figura 6**) – como muito bem sumarizado por Mangili (2021).

Essas massas de ar possuem contribuições distintas na produção das chuvas no Paraná, já que as características físicas e o transporte de umidade de cada uma não são os mesmos (Zandonadi 2013; Monteiro 1963; Baldo 2006). Mais do que isso, a presença ou ausência de cada massa de ar em diferentes momentos do ano possibilita diferentes combinações de interações entre elas, que podem ser mais ou menos favoráveis para a ocorrência de precipitação pluvial.

De forma geral, de acordo com os trabalhos de Zandonadi (2013), Monteiro (1963), Nimer (1966) e Baldo (2006), cujas contribuições foram compiladas por Mangili (2021), as características das diferentes massas de ar produtoras de tempo no Paraná ilustradas na **Figura 6** são:

- Massa Tropical Atlântica (mTa): temperaturas quentes entre 20 e 30°C, carregando umidade importante para a precipitação durante o verão, entrando no estado a partir do litoral após ter sido gerada no anticiclone semifixo do Atlântico Sul;
- Massa Tropical Continental (mTc): massa oriunda de oeste, da região do Chaco Sul-americano, com circulação predominante no verão trazendo temperaturas acima de 30°C e baixa pressão, porém sem umidade;

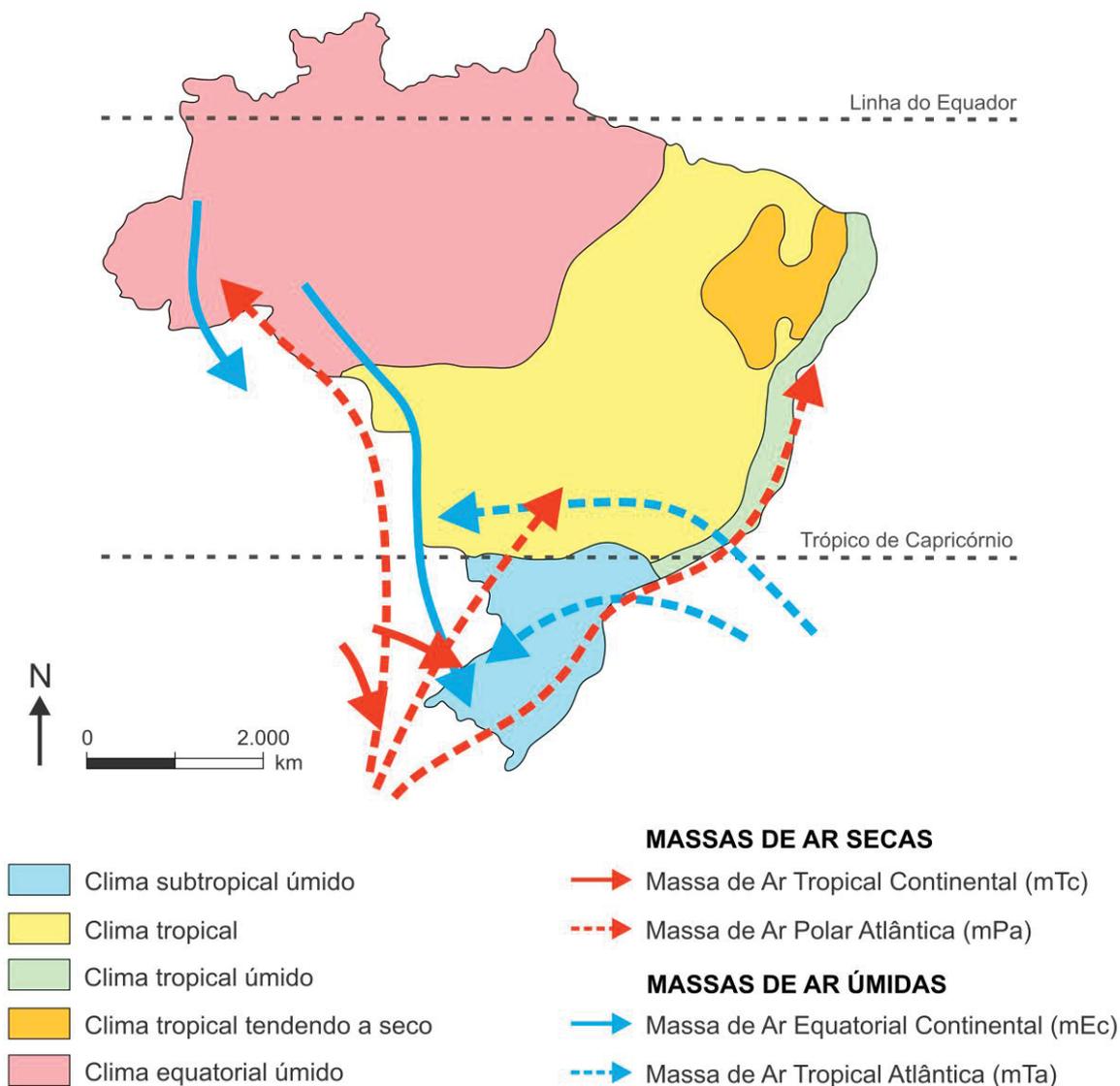


Figura 6: tipos climáticos vigentes no Brasil e trajetórias das massas de ar produtoras de tempo no estado do Paraná (adaptado de Zandonadi (2013)).

- Massa Equatorial Continental (mEc): passagem pela Planície Amazônica, transportada para o Paraná por meio dos jatos subtropicais, com circulação predominante nos meses de verão trazendo temperaturas acima de 30°C, altos índices de umidade e instabilidade atmosférica;
- Massa Polar Atlântica (mPa): massa seca originária do Anticiclone Migratório Polar Atlântico em latitudes extratropicais, entrando no Paraná pelos vales dos rios Paraná e Tibagi, trazendo alta pressão atmosférica e temperaturas comumente abaixo de 15°C.

Como boa parte do Paraná está no contexto do clima subtropical úmido, não se observa predomínio do SMAS na distribuição pluvial ao longo do ano (Goudard 2023; Pereira et al. 2008). No lugar disso, a interação das massas de ar descritas anteriormente em uma dinâmica de frentes frias e quentes possibilita a presença de pluviosidade distribuída de forma relativamente homogênea ao longo do ano no estado (Pereira et al. 2008) – ainda que permaneça o superávit pluvial nos meses de verão e da primavera.

De forma geral, o período chuvoso no Paraná está concentrado entre agosto e o final de maio, mas cada porção do estado apresenta momentos distintos de início e fim para esse intervalo (Pereira et al. 2008). De acordo com a análise de 118 estações meteorológicas feita por estes autores, observa-se que o início do período com mais eventos pluviais é progressivamente mais atrasado do Sul e Leste ao Norte do Paraná, havendo diferença de mais de dois meses nos extremos (**Figura 7**). Além disso, principalmente na área setentrional do estado, mas também no Terceiro Planalto como um todo, têm-se o fim da estação chuvosa antes do Leste paranaense. Enquanto no Norte e Oeste do Paraná o encerramento do período chuvoso ocorre em meados de março, o fim das chuvas acontece no final de maio na região litorânea.

O mesmo trabalho indica que, no caso da BP3, observa-se gradiente sul-norte do início da estação chuvosa desde o decêndio entre 21 de agosto e 01 de setembro até o de 11 a 21 de setembro. Em relação ao fim do período com concentração pluvial, nota-se gradiente oeste-leste marcado pelos decêndios de 11 a 21 de março e de 01 a 11 de abril, respectivamente.

Em termos de volume de chuvas durante tais estações chuvosas, as regiões do Paraná apresentam médias entre 800 e 1.700 mm, com padrão de gradiente positivo rumo a leste interrompido apenas na porção central do estado (**Figura 8**) (Pereira et al. 2008). No caso da BP3, observa-se que na porção norte o volume médio de chuva é menor, entre 900 e 1.000 mm na estação chuvosa, aumentando para 1.000 a 1.100 mm em todo o restante da bacia, com exceção do extremo leste, que apresenta valores entre 1.100 e 1.200 mm.

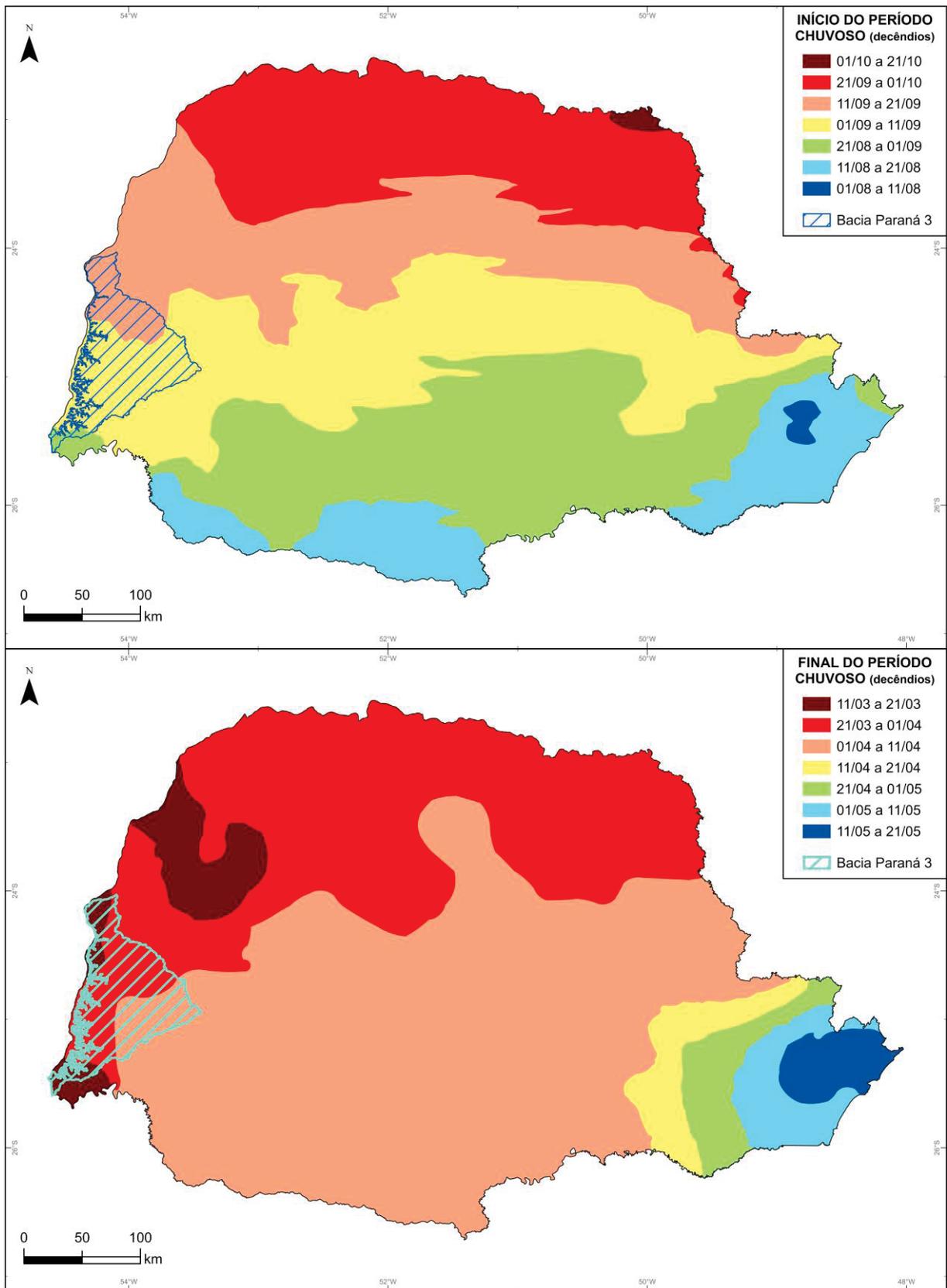


Figura 7: decêndios relativos ao início e fim do período chuvoso no estado do Paraná. Fonte: adaptado de Pereira et al. (2008) e organizado pelo autor.

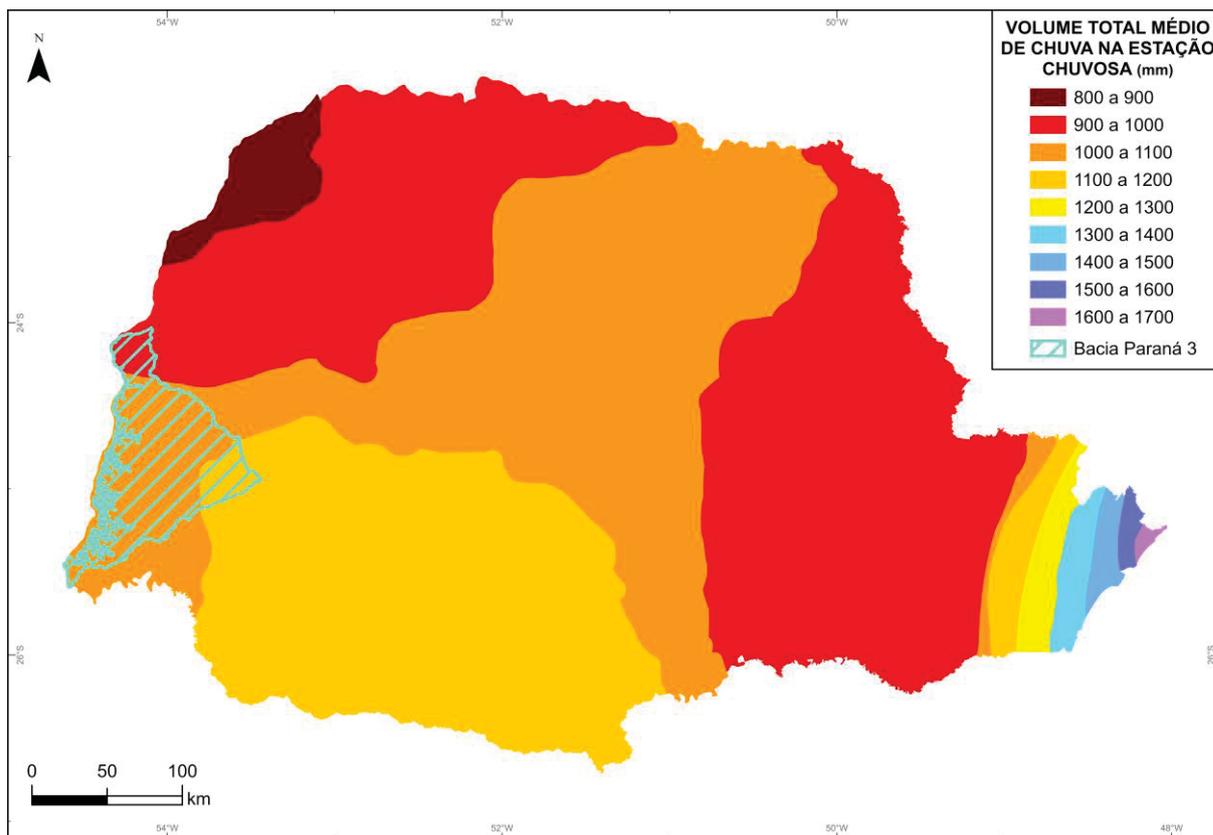


Figura 8: volume total m o de chuva (mm) durante a esta o chuvosa em cada regi o do Paran .
 Fonte: adaptado de Pereira et al. (2008).

A umidade que propicia tais eventos pluviais possui diferentes fontes, tal qual sugerido pela circula o de massas atmosf ricas ilustrada na **Figura 6**. Contudo, vale destaque para o mecanismo que propicia a chegada da umidade amaz nica para o Sul do Brasil e, conseq entemente, para a  rea de estudo. Os Jatos de Baixos N veis da Am rica do Sul (JBNAS) caracterizam o transporte da umidade amaz nica em n veis mais baixos da atmosfera (abaixo de 1.000 m acima do solo), canalizada a partir do encontro com a barreira topogr fica da Cordilheira dos Andes, que redireciona o fluxo rumo   por o meridional do Brasil (Marengo et al. 2004; Marengo et al. 2009).

Por sua vez, a ampla presen a de umidade trazida pelos JBNAS facilita a gera o de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) nas proximidades do Paran (Liebmann et al. 2004; Salio et al. 2007; Marengo et al. 2004). Assim, a a o conjunta desses mecanismos garante a ocorr ncia dos j  citados eventos pluviais distribu dos ao longo do ano hidrol gico (Pereira et al. 2008).

Vale mencionar que h  duas fases principais da atua o dos JBNAS ao longo do ano hidrol gico, sendo a primeira caracterizada pelo predom nio de transporte diretamente para sul da Amaz nia nos meses de junho, julho e agosto, carregando

umidade principalmente para o sudeste da América do Sul (Carvalho et al. 2004; Liebmann et al. 2004). De acordo com os mesmos autores, a segunda fase principal dos JBNAS possui leve desvio para leste, trazendo a umidade para o Sudeste do Brasil nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. A partir de março, há enfraquecimento desse sistema, diminuindo consideravelmente a chegada de umidade em ambas as regiões citadas (Cai et al. 2020).

Como o Paraná e, mais especificamente, a BP3 estão em um contexto geográfico intermediário entre os destinos principais dessas duas fases dos JBNAS, pode-se esperar um caráter misto ou intermediário entre elas. É o que se percebe quando observados os resultados de Pereira et al. (2008) mostrados na **Figura 7**, já que a estação chuvosa no estado apresenta início já na primavera, momento intermediário entre as duas fases distintas dos JBNAS propostas na literatura (Carvalho et al. 2004; Liebmann et al. 2004).

2.6 EVENTOS DE EL NIÑO/OSCILAÇÃO SUL (ENOS)

A El Niño/Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno cíclico, com períodos definidos na literatura entre 2 e 7 anos, marcado pela alternância entre o aquecimento e resfriamento da superfície marinha das regiões tropicais do Oceano Pacífico (Cai et al. 2020; McPhaden et al. 2006; Wang 2018; Alizadeh 2022). Essas mudanças passam por estágios interfásicos intermediários, mas existem os dois extremos de concentração térmica próximo da América do Sul ou da Oceania (**Figura 9**). Quando há concentração significativa das maiores temperaturas da superfície do mar (TSM) no Pacífico Leste, estabelece-se um evento de La Niña. Caso ocorra o contrário, com a diminuição ou total inversão da posição térmica positiva para perto da América do Sul, estabelece-se um evento de El Niño (Alizadeh 2022).

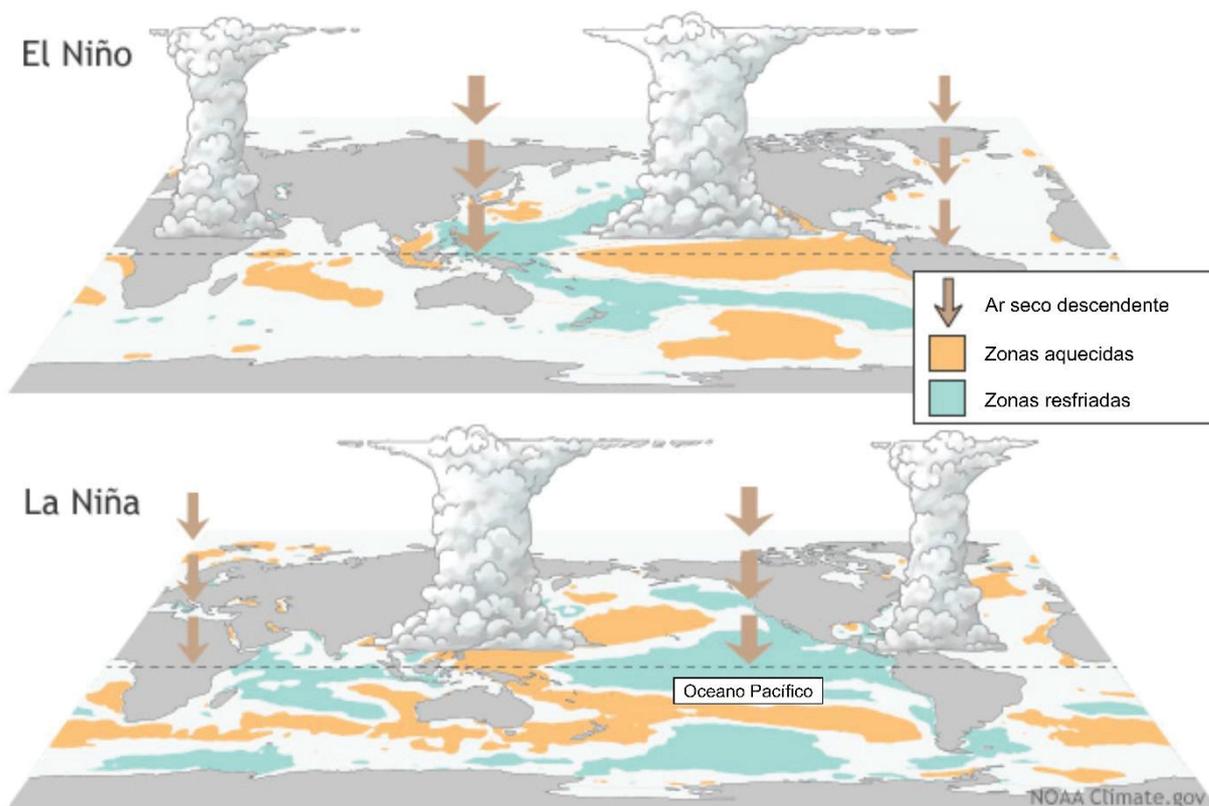


Figura 9: esquema ilustrativo das fases de ENOS, com a posição do máximo térmico próximo da América do Sul em períodos de El Niño e da Oceania em fases de La Niña (adaptado de NOAA 2023a).

Ainda que outros fenômenos climáticos cíclicos de escala continental oriundos de interações oceano-atmosféricas possam influenciar a dinâmica hídrica na BP3, neste trabalho a discussão será limitada aos fenômenos ENOS. Isso porque estes são os processos com influência confirmada nos climas da América do Sul mais amplamente estudados na atualidade (Grimm et al. 1998; Grimm et al. 2000; Barros et al. 2002; dentre outros). Portanto, para uma análise inicial dos efeitos de ciclos climáticos globais na dinâmica hidrogeológica de aquíferos sul-americanos, é bem-vinda a abordagem de fenômenos climáticos mais bem conhecidos antes de outros menos estudados.

Contudo, tendo em vista a complexidade do sistema atmosférico por si só, adicionada da miríade de cenários propiciada por diferentes contextos de interação com o oceano, cada evento ENOS é distinto e único, tendo características físicas diferentes e apresentando efeitos diversos nos padrões meteorológicos do planeta (Cai et al. 2020; Capotondi et al. 2015).

Uma das possíveis diferenças é gerada pela posição do máximo térmico anômalo da TSM, que pode estar concentrado no Pacífico Equatorial Leste (PEL) ou

no Pacífico Equatorial Central (PEC) (Santoso et al. 2017; Takahashi e Dewitte 2016; Capotondi et al. 2015; Cai et al. 2015). De forma geral, foi observado que El Niños com máximo térmico no PEL tendem a ser mais intensos do que os com máximo no PEC, enquanto o comportamento contrário é esperado para eventos de La Niña (Ashok et al. 2007; Cai et al. 2018; Capotondi et al. 2015).

2.6.1 ESTRUTURA GERAL E GATILHOS GENÉTICOS DA ENOS

Ainda não se conhece plenamente os motivos da ocorrência de fenômenos ENOS, mas é bem estabelecido na literatura que a explicação genética desses eventos está na interação da superfície do mar com as massas atmosféricas no Oceano Pacífico (Bjerknes 1969, Wang 2018).

O gatilho para a ocorrência de eventos de ENOS está relacionado com a dinâmica entre a TSM, a profundidade da termoclina e os padrões da célula atmosférica de Walker no Pacífico (Latif e Keenlyside 2009). Por exemplo, a conjuntura entre ondas de Kelvin descendentes e episódios ventos de oeste especialmente intensos favorecem o deslocamento térmico do Pacífico para perto da América do Sul, favorecendo episódios de El Niño (McPhaden 1999; Alizadeh 2022). Por outro lado, havendo a presença de ondas ascendentes de Kelvin e predomínio de ventos alísios, ocorre transporte do máximo térmico para oeste, gerando fases de La Niña (Chiodi e Harrison 2015) (**Figura 9**).

Já o fim das fases de ENOS ocorre pela alteração de uma das associações descritas para a outra ou pela diminuição considerável dos padrões caracterizadores delas, ou seja, por mudanças nos padrões de ventos e do transporte oceânico. Isso pode acontecer pela associação de diferentes mecanismos, que normalmente precisam agir em conjunto para terem efeito real (Wang 2018).

Pode haver a reflexão das ondas descendentes de Kelvin na margem ocidental do Pacífico, resultando na mudança de sentido da ondulação para leste (Suarez e Schopf 1988; Battisti e Hirst 1989). Tal mudança pode acontecer também pela influência eólica, com reforço dos ventos de oeste (Weisberg e Wang 1997). O oposto, com a reflexão das ondas de Kelvin ascendentes, pode ocorrer na margem oriental do Pacífico, nesse caso contando com advecção anômala da célula de Walker (Picaut 1997). Além disso, alterações no equilíbrio termodinâmico entre a termoclina e os padrões de ventos podem causar liberações de energia capazes de mudar o sentido

do máximo térmico no Pacífico (Jin 1997). Um modelo oscilatório que abarca todas essas possibilidades em conjunto é proposto no trabalho de Wang (2018).

Tendo em vista o caráter global das influências dos eventos ENOS e a complexidade das interações dos diferentes sistemas climáticos na Terra, diversos autores buscaram definir estágios e processos de transição interfásicas de ENOS (Wu et al. 2009; Bahrami et al. 2020; Warner e Moum 2019; Mokhov e Timazhev 2022). Contudo, justamente por tal complexidade e abrangência, a criação de um modelo unificado para essas transições ainda é um desafio para a Ciência.

Para definir se pode ser considerado um evento oscilatório relevante, as mudanças de TSM mensais devem estar ao menos $0,5^{\circ}\text{C}$ acima da média trimestral centralizada no mês em questão, no caso de El Niño, ou menores que $-0,5^{\circ}\text{C}$ no caso de La Niña (NOAA 2023a). Nos demais momentos, nenhuma das fases predomina, havendo caráter intermediário entre os dois extremos. Instituições como a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) monitoram diariamente por sensoriamento remoto variações nos padrões oceânicos e atmosféricos no planeta inteiro, e disponibilizam gratuitamente esses dados de forma *on-line* (**Figura 10**).

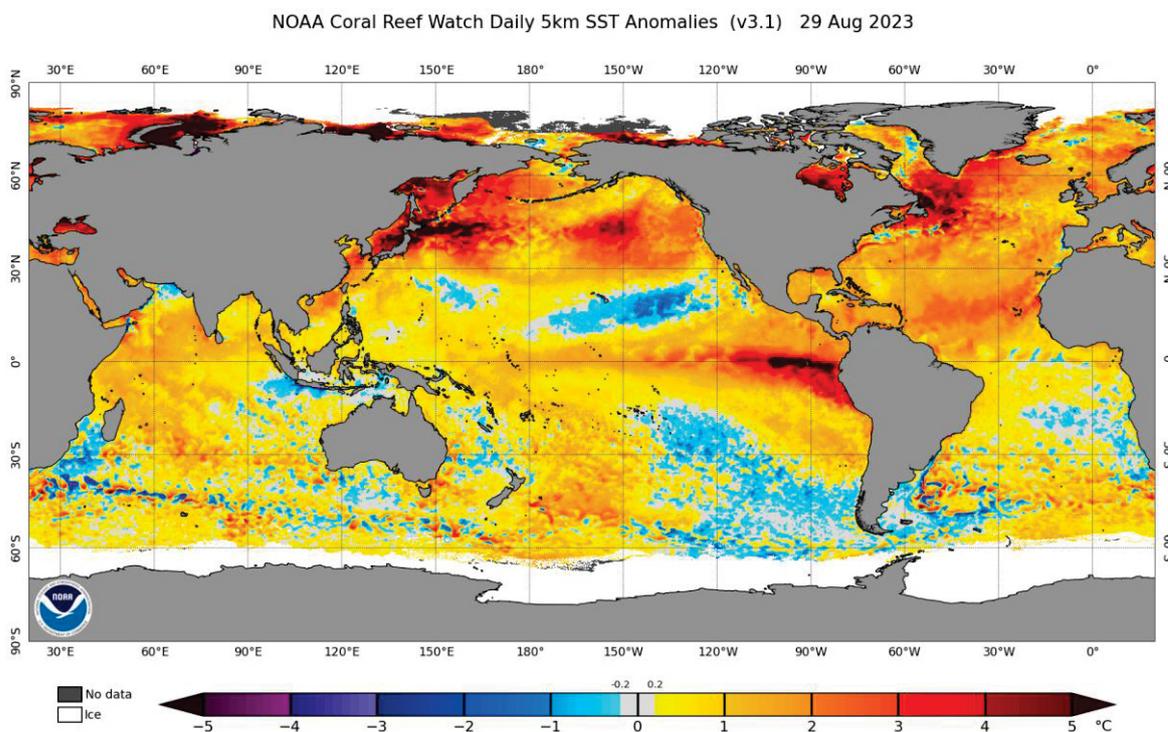


Figura 10: cartografia recente das anomalias de TSM monitoradas pela NOAA, referente à data de 29 de agosto de 2023, mostrando uma fase atual de El Niño (NOAA 2023a).

2.6.2 ENOS E O CLIMA SUL-AMERICANO

Os efeitos de fenômenos ENOS no clima mundial são diversos, afetando a meteorologia de regiões do planeta direta ou indiretamente conectadas ao Oceano Pacífico (Sathicq et al. 2015; Anderson et al. 2017; Portner et al. 2022; Yin et al. 2021). No caso da América do Sul, essa influência é bastante significativa, observada em alterações na quantidade de nutrientes nas águas oceânicas associadas à Corrente de Humboldt (Tam et al. 2008; Riascos et al. 2013; Valqui et al. 2021), variações expressivas nas taxas de precipitação pluvial no continente por milhares de anos (Perone et al. 2016; Builes-Jaramillo et al. 2023), oscilações na produtividade agrícola (Anderson et al. 2019), ocorrência de epidemias (Bouma et al. 1997; Poveda et al. 2001), frequência de queimadas (Aragão et al. 2018), dentre outros.

No território sul-americano, durante fases de El Niño, essa influência aparece comumente na forma de maior pluviosidade na porção noroeste do continente e eventos de estiagem na região nordeste, abrangendo porções do Norte e Nordeste do Brasil (Grimm e Ambrizi 2009; Poveda et al. 2011, Glantz e Ramirez 2020). De acordo com os mesmos autores, o contrário pode ser esperado no caso de eventos de La Niña, com maiores volumes de chuva no Nordeste da América do Sul e estiagem no Noroeste do continente, resultando também em mudanças nas vazões hidrológicas superficiais (**Figura 11**).

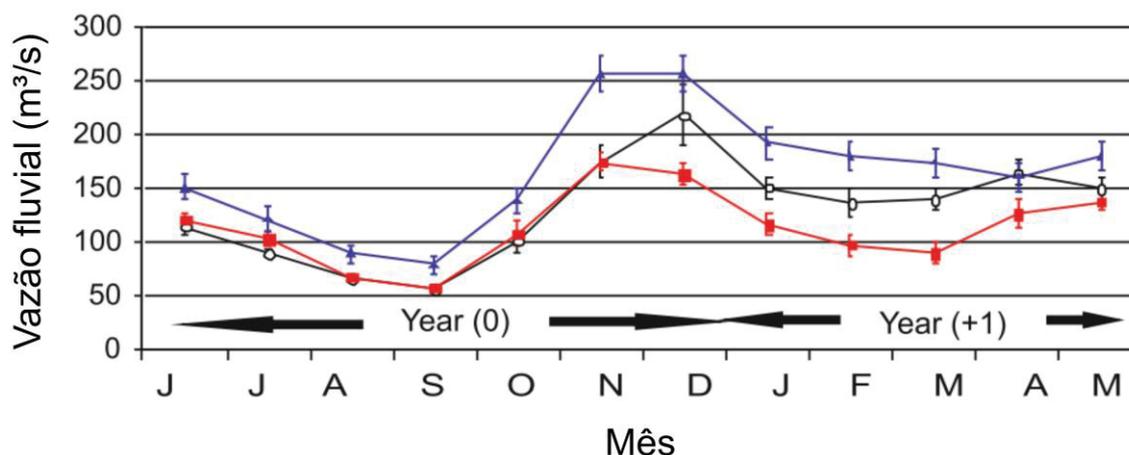


Figura 11: mudanças nas vazões fluviais do Rio Cauca (Colômbia) em fases de El Niño (azul), La Niña (vermelho) e interfásica (preto). Fonte: adaptado de Poveda et al. (2011).

Essas influências no clima sul-americano podem ser separadas em dois mecanismos principais, um de influência local direta na costa do Pacífico e outro de impacto remoto nas demais porções do continente via teleconexões atmosféricas (Cai

et al. 2020). No primeiro caso, a transferência de calor do oceano para a atmosfera gera condições térmicas positivamente anômalas que facilitam a ocorrência de convecção atmosférica com eventos pluviais intensos associados (Takahashi e Martínez 2019; Hu et al. 2019).

De acordo com tais autores, essa maior pluviosidade tende a ocorrer nas costas do Peru e do Equador durante as estações chuvosas desses locais, entre fevereiro e abril, porém um efeito simultâneo inverso se observa na costa colombiana. Isso porque, havendo aquecimento oceânico nas costas peruana e equatoriana, tem-se a diminuição do gradiente térmico da temperatura da superfície do mar em relação às águas da costa pacífica-leste da Colômbia. O efeito desse fenômeno é a diminuição do transporte de umidade para a região e, conseqüentemente, o estabelecimento de períodos de estiagem no país (Poveda et al. 2006; Yepes et al. 2019).

O outro mecanismo principal de influência de fenômenos ENOS nos climas sul-americanos diz respeito a alterações nos padrões atmosféricos e volumes pluviais em regiões tropicais e extratropicais distantes do Oceano Pacífico. No caso tropical, fenômenos ENOS podem gerar modificações nos padrões de circulação das células de Walker, causando a migração do padrão convectivo para leste no continente e, por consequência, aumentando o caráter atmosférico descendente sobre as latitudes equatoriais sul-americanas durante os meses de setembro a fevereiro (Cai et al. 2020; Chiang et al. 2002; Sasaki et al. 2015; Grimm 2003; Grimm e Ambrizi 2009). De acordo com os autores, tal comportamento impede a migração da ZCIT para o equador, inibindo a chegada de umidade na região e, portanto, gerando períodos de estiagem anômala pronunciada.

Já no caso da influência dos fenômenos ENOS em latitudes extratropicais, os desvios dos padrões climáticos comuns são atribuídos principalmente à ação da teleconexão extratropical denominada Pacífico-América do Sul (Cai et al. 2020; Mo e Ghil 1987; Karoly 1989; Mo 2000). Essa teleconexão é caracterizada por uma série de anomalias de pressões atmosféricas (positivas e negativas) desde o Oceano Pacífico até latitudes intermediárias da América do Sul, atribuídas perturbações de ondas estacionárias de Rossby (Chiang et al. 2002; Ropelewski e Bell 2008; Fernández-Álamo e Färber-Lorda 2006; Grimm e Ambrizzi 2009).

A intensidade da teleconexão Pacífico-América do Sul depende não apenas da magnitude da perturbação térmica ENOS, mas também do gradiente térmico entre o

Polo Sul e o Equador, portanto há heterogeneidade do efeito dessa teleconexão em diferentes momentos do ano durante fases ativas de ENOS (Cazes-Boezio et al. 2003; Chiang et al. 2002). Devido a essas condicionantes, é durante os meses de setembro a novembro que a teleconexão Pacífico-América do Sul é mais pronunciada, favorecendo a chegada de umidade no sudeste do continente e fortalecendo os JBNAS (Viale et al. 2018; Silva e Ambrizzi 2006; Montini et al. 2019). O resultado disso na pluviosidade é o aumento considerável das chuvas no Sul do Brasil durante a primavera e verão, assim como para a região do Estuário do Rio da Prata (Grimm e Tedeschi 2009; Grimm e Ambrizzi 2009; Ropelewski e Bell 2008).

Ainda, é preciso levar em consideração os diferentes tipos de ENOS podem afetar os mecanismos de influência climática nas regiões distantes do Oceano Pacífico. Isso porque não apenas a intensidade do fenômeno pode mudar em função da posição do máximo térmico oceânico, como também pode a resposta das componentes atmosféricas da América do Sul a partir de tal posição, gerando anomalias pluviométricas significativamente diferentes (Rodrigues e McPhaden 2014; Hill et al. 2009; McPhaden 2004; Tedeschi et al. 2016; Hill et al. 2011; Lavado-Casimiro e Espinoza 2014). A importância disso para a pluviosidade do Sul do Brasil já foi muito bem demonstrada por Goudard (2023), que mostrou como cada tipologia ENOS pode gerar anomalias de chuva positivas ou negativas na região.

Como tendência geral, pode-se esperar anomalias pluviométricas muito mais intensas durante eventos de El Niños tipo PEL, chegando a ter o triplo de pluviometria no sudeste da América do Sul durante os meses de verão se comparado com eventos do tipo PEC (Cai et al. 2020). Ainda, eventos tipo PEL normalmente apresentam a Teleconexão Pacífico-América do Sul de forma mais pronunciada se comparado com os do tipo PEC (Rodrigues et al. 2011; Rodrigues et al. 2015), além de reforços dos JBNAS nos meses de junho a agosto e setembro a novembro, resultando em anomalias pluviométricas positivas (Hill et al. 2009; Tedeschi et al. 2014; Tedeschi et al. 2016; Silva e Ambrizzi 2006).

O trabalho de Goudard (2023) demonstrou a importância de eventos ENOS tipo PEL na modulação das chuvas no Sul do Brasil, incluindo o Oeste do Paraná, havendo reforço positivo da precipitação por fortalecimento dos JBNAS em fases de El Niño PEL. No entanto, a tese identificou que, além do oceano Pacífico, os oceanos

Atlântico, Índico e Antártico também têm índices que mostram relações significativas com as chuvas no espaço geográfico estudado

Algo contrastante se observa em relação aos eventos de La Niña, que possuem caráter mais pronunciado em posições tipo PEC, chegando a ser raras as ocorrências dessa fase em situações tipo PEL (Cai et al. 2020). No sudeste da América do Sul, eventos de estiagem entre os meses de setembro e fevereiro durante eventos PEC são muito mais significativos do que se comparado aos do tipo PEL, já que o reforço dos JBNAS nesta última garante a chegada de mais umidade na região (Tedeschi et al. 2015).

No território brasileiro, já foi amplamente estabelecido que os eventos de ENOS são responsáveis por variações climáticas fora das estações do ano corriqueiras (Gelcer et al. 2013; Nóia Júnior et al. 2019; Penalba e Rivera 2016). Para a Região Sul do Brasil, a tendência durante eventos de El Niño é a ocorrência de precipitação pluvial mais volumosa, enquanto fases de La Niña representam tendências de estiagem (Grimm 2003; Moura et al. 2019; Penalba e Rivera 2016).

Para a área específica da BP3, Pedron e Limberger (2023) observaram que há heterogeneidade da correspondência entre as fases ativas de ENOS com a pluviometria ao longo da bacia. Enquanto algumas porções da BP3 apresentaram caráter mais chuvoso coincidindo com períodos de El Niño, outras não tiveram esse comportamento de forma estatisticamente expressiva. Além disso, as autoras apontam que há atraso de alguns meses entre as mudanças oceânico-atmosféricas observadas no Oceano Pacífico para as eventuais consequências meteorológicas no Oeste Paranaense.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Este trabalho foi produzido utilizando dados provenientes do Projeto Hidrosfera, parceria entre o Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas da UFPR (LPH), a Itaipu Binacional e o Parque Tecnológico Itaipu (PTI). Como tal projeto já havia sido concluído no momento de desenvolvimento desta dissertação de mestrado, a liberação do uso das informações referentes a ele foi fornecida pelo LPH, criador do banco de dados do convênio.

Além desse conjunto de amostral, foram usados dados de sensoriamento remoto adicionais aos de Melati et al. (2023) disponíveis via portais de agências de

pesquisas espaciais internacionais. Todos esses dados são de livre acesso e estão disponíveis de forma on-line para qualquer usuário.

3.1 DADOS DO PROJETO HIDROSFERA

O principal conjunto de informações do projeto Hidrosfera utilizado neste trabalho foi a rede de monitoramento hidrodinâmica instalada e desenvolvida entre os anos de 2017 e 2022 na BP3. Nela, 29 poços tubulares tiveram o nível estático do nível freático monitorado de forma horária via uso de sondas Solinst. Nem todos os poços foram monitorados pelo mesmo período, com 1.554 dias de acompanhamento no caso mais duradouro e 162 dias no mais breve. A localização de cada um dos poços pode ser observada na **Figura 12**, e informações detalhadas de coordenadas e duração do monitoramento de cada ponto podem ser observadas na **Tabela 1**.

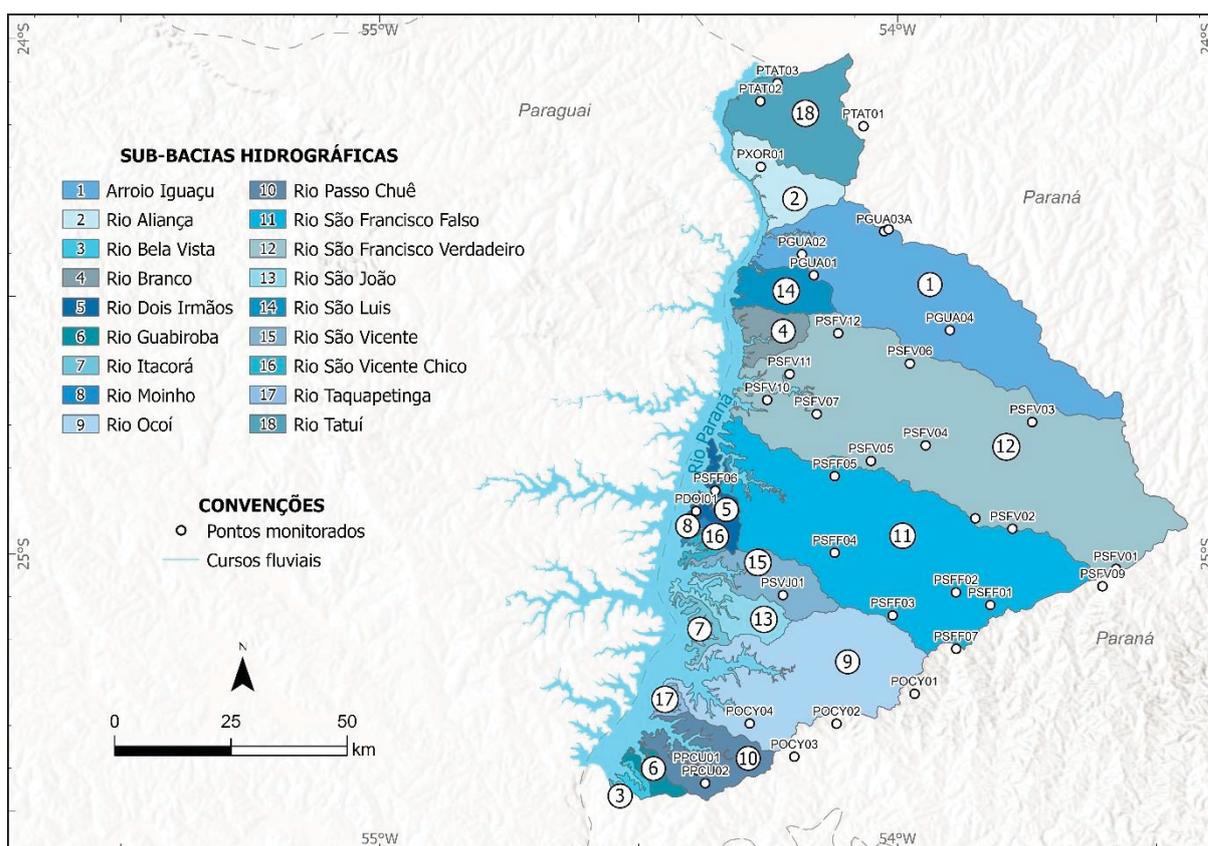


Figura 12: localização dos 34 poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera em relação às sub-bacias hidrográficas da BP3.

Por fim, foi utilizado o banco de dados de sensoriamento remoto, composto por dados de precipitação, ETR, umidade do solo e escoamento, para o cálculo da recarga

potencial subterrânea via sensoriamento remoto de acordo com métodos já consagrados na literatura (Feitosa et al. 2008; Healy 2010; Vasconcelos et al. 2013).

Tabela 1: códigos, localizações e períodos amostrados dos poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera.

POÇO	LATITUDE	LONGITUDE	PERÍODO AMOSTRADO	DURAÇÃO DIAS
PDOI01	-24,917	-54,389	28/05/18 - 18/10/21	1239
PGUA01	-24,459	-54,162	14/06/18 - 15/10/19	488
PGUA02	-24,418	-54,185	14/06/18 - 15/04/20	671
PGUA03	-24,370	-54,017	14/06/18 - 30/08/19	442
PGUA04	-24,566	-53,899	14/06/18 - 15/10/19	488
POCY01	-25,272	-53,967	29/05/18 - 01/10/19	856
POCY02	-25,330	-54,118	29/05/18 - 18/10/21	1238
POCY03	-25,394	-54,200	29/05/18 - 18/10/21	1238
PPCU01	-25,420	-54,388	29/05/18 - 07/11/18	162
PPCU02	-25,446	-54,372	29/05/18 - 18/10/21	1238
PSFF01	-25,099	-53,821	18/07/17 - 02/06/20	1050
PSFF02	-25,075	-53,887	18/07/18 - 19/10/21	1554
PSFF04	-24,998	-54,122	20/07/17 - 01/10/20	1169
PSFF05	-24,849	-54,121	20/07/17 - 29/05/20	1044
PSFF06	-24,877	-54,352	20/07/17 - 28/05/18	312
PSFF07	-25,185	-53,887	28/05/18 - 27/05/20	730
PSFV01	-25,029	-53,578	17/07/17 - 16/04/20	1004
PSFV03	-24,744	-53,740	19/07/17 - 20/10/21	1554
PSFV04	-24,790	-53,946	19/07/17 - 23/04/20	1009
PSFV05	-24,820	-54,052	20/07/17 - 24/01/18	188
PSFV06	-24,631	-53,976	19/07/17 - 20/10/19	823
PSFV07	-24,729	-54,156	19/07/17 - 22/09/20	1161
PSFV10	-24,701	-54,252	13/06/18 - 19/10/21	1224
PSFV11	-24,651	-54,208	13/06/18 - 19/10/21	1224
PSFV12	-24,572	-54,115	05/03/20 - 19/10/21	593
PTAT01	-24,170	-54,066	14/06/18 - 21/10/21	1225
PTAT02	-24,121	-54,265	14/06/18 - 18/06/20	735
PTAT03	-24,086	-54,232	14/06/18 - 15/04/20	671
PXOR01	-24,249	-54,264	14/06/18 - 18/06/20	735

Nesse método, é considerado que o volume de água que tem potencial de recarregar o aquífero (RP) corresponde à precipitação pluvial (P) subtraída das componentes de evapotranspiração real (ETR), escoamento superficial direto (ESD) e umidade do solo (US) (Feitosa et al. 2008; Melati et al. 2021), como mostrado na **Equação 1**.

$$RP = P - ETR - RNF - SM$$

Equação 1: equação da recarga potencial do aquífero a partir do método de Feitosa et al. 2008.

Os parâmetros relevantes para esse método foram obtidos via sensoriamento remoto a partir de um conjunto de satélites e apresentados em Melati et al. (2023). São eles o algoritmo IMERG-GP (*Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurement*) para a precipitação pluvial (Huffman et al. 2019), MOD16 para a evapotranspiração real (Running et al. 2017; Team 2019) e GLDAS NOAH 2.1 (*Global Land Data Assimilation System*) para o escoamento superficial direto acumulado e umidade do solo (Rodell et al. 2004; Beaudoin e Rodell 2020). As respectivas resoluções temporais e espaciais, assim como o período amostrado de cada conjunto de satélites pode ser observado na **Tabela 2**.

Tabela 2: parâmetros utilizados no método de obtenção da recarga potencial por sensoriamento remoto e as respectivas fontes de dados (adaptado de Melati et al. 2021).

PARÂMETRO	CONJUNTO DE SATÉLITES	RESOLUÇÃO TEMPORAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL	PERÍODO AMOSTRADO
Precipitação pluvial	IMERG-GP	Mensal	0,1° x 0,1°	06/2000 – 04/2021
Evapotranspiração real	MOD16	Mensal	500 m	06/2000 – 04/2021
Escoamento superficial direto acumulado	GLDAS NOAH 2.1	Mensal	0,25° x 0,25°	06/2000 – 04/2021
Umidade do solo	GLDAS NOAH 2.1	Mensal	0,25° x 0,25°	06/2000 – 04/2021

As posições de cada um dos 29 poços da rede de monitoramento hidrodinâmica Hidrosfera foram utilizadas para a obtenção dos parâmetros citados. Portanto, para cada mês entre os anos de 2000 e 2021 pôde ser calculada a recarga potencial, assim como os valores referentes de cada parâmetro, resultando em séries históricas ininterruptas de resolução mensal com mais de 20 anos de duração.

3.2 SENSORIAMENTO REMOTO

Dados de sensoriamento adicionais do par de satélites GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) foram adquiridos para o intervalo entre 2002 e 2017 centradas na área da BP3 (NASA 2022). Tais informações foram fundamentais para avaliar o comportamento da dinâmica freática ao longo de uma série temporal

mais ampla que a do monitoramento da rede hidrodinâmica Hidrosfera, limitada entre os anos de 2017 e 2021. Não foram utilizados dados GRACE posteriores a 2017 devido à interrupção da aquisição de informações pelos satélites devido a mal funcionamento técnico no ano de 2018.

Através de um sistema de medição a laser, o par de satélites GRACE converte variações na distância entre os aparelhos em mudanças gravimétricas geradas por oscilações no armazenamento de água em cada área analisada (NASA 2022). No entanto, vale salientar que os volumes oscilatórios medidos pelos satélites GRACE correspondem à variação do armazenamento de água total, e não apenas à componente subterrânea. Principalmente em áreas com oscilações referentes à água superficial, umidade do solo e neve, são necessários cálculos de correção para obter o parâmetro exclusivamente indicativo de variações do armazenamento subterrâneo.

Além dos satélites GRACE, para as análises considerando eventos de ENOS, foi utilizado o banco de dados de monitoramento climático da NOAA (NOAA 2023a). Mais especificamente, as informações sobre oscilações trimestrais da TSM entre as latitudes de 5°N e 5°S e longitudes 120° e 170°W no Oceano Pacífico, correspondentes à Zona El Niño 3.4. Tais dados são disponibilizados na forma de valores mensais referentes à medição de temperatura em cada mês subtraída da média trimestral na qual aquele mês está inserido, em composição com os meses imediatamente anterior e seguinte.

De acordo com o portal da NOAA (2023a), caso sejam obtidos índices iguais ou maiores que 0,5°C nesse cálculo por cinco meses consecutivos, configura-se um evento de El Niño. Por outro lado, caso sejam obtidos cinco índices menores ou iguais a -0,5°C de forma consecutiva, interpreta-se o estabelecimento de um evento de La Niña. Em ambos os cenários, não há limite temporal para a duração de cada evento, sendo que eles deixam de vigorar quando não se obtém mais índices nos intervalos mencionados para cada contexto.

Para este trabalho, foi utilizada a série temporal completa disponibilizada pela NOAA, referente aos índices mensais descritos entre os anos de 1950 e 2023. Não há interrupção nessa série de dados, havendo cálculo das oscilações trimestrais da temperatura da superfície marinha para todo o período amostrado.

3.2.1 SISTEMA HYSPLIT-NOAA

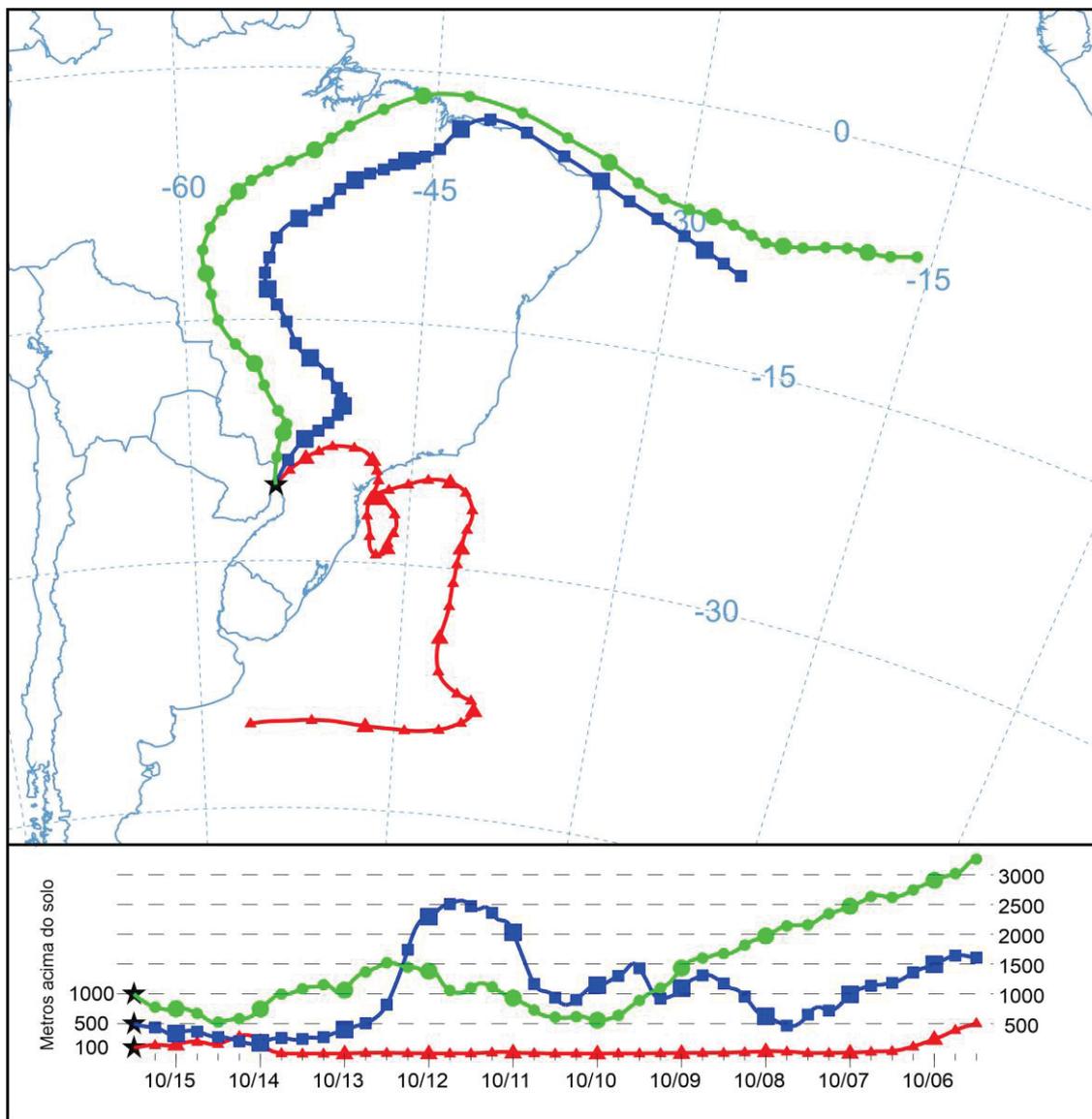
Também foram utilizados dados de rastreamento de trajetórias atmosféricas através do sistema HYSPLIT (*Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) da NOAA (NOAA 2023b). Tal sistema permite a recuperação dos percursos retroativos percorridos por massas atmosféricas ao longo de um período estabelecido com resolução horária. Como a maior parte da umidade atmosférica está concentrada entre 0 e 2 km acima do solo (Bedaso e Wu 2020), foram utilizadas alturas iniciais de 100, 500 e 1.000 m acima do solo. É importante ressaltar que esses valores são referentes à altura das massas quando já na área da BP3, podendo ter percorrido diferentes trajetos verticais ao longo dos dias prévios à entrada na área de interesse. A **Figura 13** mostra um exemplo de arquivo exportado pelo sistema HYSPLIT, demonstrando as trajetórias horizontais e verticais das massas rastreadas.

Na bibliografia, diversos trabalhos utilizam o rastreamento de trajetórias retroativas de 72 horas para as alturas de 500, 1.000 e 1.500 m acima do solo (Sjostrom e Welker 2009; Jana et al. 2018; Bedaso e Wu 2020). Posições verticais finais semelhantes foram adotadas nesta pesquisa, mas após tentativas iniciais com rastreamento de 120 horas retroativas, não foram atingidos resultados satisfatórios. Por isso, optou-se por estender essa análise para 240 horas pretéritas à chegada das massas atmosféricas na BP3, já que com este período de monitoramento as trajetórias atmosféricas não se limitam aos vórtices dos dias finais de chegada na área de estudo, com percursos extrapolando o território sul-americano.

Nessa abordagem, foram utilizados dados retroativos para cada semana dos meses de maio, julho e outubro do intervalo entre os anos de 2005 e 2022. A escolha desses meses foi devido à identificação da importância estatística desses momentos para a definição de períodos de estiagem e maior precipitação pluvial, como será abordado nos capítulos seguintes da dissertação. Ao todo, 140 semanas foram monitoradas para cada um desses meses, resultando em 420 trajetórias mensais e 1.260 trajetórias totais amostradas.

A exportação dos dados no sistema HYSPLIT pode ser feita de diferentes formas, desde arquivos .pdf, como o ilustrado na **Figura 13**, até dados vetoriais para análise em ambiente SIG. Nesta pesquisa, todas as trajetórias foram exportadas no formato .kml e depois convertidas em dados tipo *shapefile*. Para controle e análise

das trajetórias verticais, todos os rastreamentos foram também exportados na extensão .pdf.



★ Bacia Paraná 3

Figura 13: exemplo de arquivo exportado pelo sistema HYSPLIT, demonstrando as trajetórias horizontais e verticais das massas atmosféricas rastreadas por 240 horas prévias à chegada na BP3 em alturas de 100, 500 e 1.000 m acima do solo.

3.3 TRATAMENTO ESTATÍSTICO E MATEMÁTICO

Para melhor aproveitar os conjuntos de dados numéricos e as séries temporais utilizadas neste trabalho, foram estabelecidos diferentes procedimentos estatístico-matemáticos para identificar padrões, periodicidade, tendências centrais e de

dispersão e anomalias. Nem todas as informações foram tratadas da mesma forma, havendo a descrição detalhada de cada caso a seguir.

Todas as manipulações de conjuntos de dados e cálculos foram desenvolvidos usando linguagem computacional Python 3. Tal linguagem computacional foi empregada através de ambientes *Python Notebook* (.ipynb), dentro do sistema Jupyter, disponível gratuitamente através do portal Anaconda. Nesse contexto, técnicas de cálculo utilizaram também a biblioteca Numpy e PyWavelets, manipulações de bancos de dados utilizaram a biblioteca Pandas e a plotagem gráfica ocorreu por meio das bibliotecas Seaborn, Matplotlib e Plotly.

3.3.1 ESTATÍSTICA DESCRITIVA

Como a maior parte dos dados apresenta tamanho amostral significativo, por vezes com milhares de elementos de cada parâmetro, foi necessário obter medidas de tendência central (média e mediana) e de dispersão (desvio padrão e variância) de cada conjunto amostral, assim como valores máximos e mínimos de cada dado.

Todos os conjuntos de dados tiveram tratamento estatístico descritivo realizado, seja de forma direta ou a partir de novos parâmetros matemáticos calculados a partir do banco de dados bruto. Portanto, dados como as séries temporais de TSM, recarga potencial por sensoriamento remoto, precipitação pluvial, evapotranspiração real, escoamento superficial direto, umidade do solo e as 34 séries do monitoramento hidrodinâmico foram estatisticamente descritas conforme os parâmetros citados anteriormente.

Além da descrição estatística básica, alguns parâmetros tiveram os conjuntos amostrais discretizados em percentis, buscando refinar a análise das curvas de distribuição. Os dados que tiveram tal tratamento realizado foram aqueles geoespacialmente relacionados com os poços da rede hidrodinâmica, tais quais os parâmetros utilizados no cálculo da recarga potencial e a própria variação do nível freático em cada poço.

Buscando observar não apenas variações do dado bruto, mas oscilações dos parâmetros estatísticos ao longo do tempo para as componentes do cálculo da recarga potencial, foi estipulado um índice que leva em consideração a medição bruta ($X_{\text{mês}}$), a mediana ($\mu_{1/2}$) e o desvio padrão (S) do mês em questão ao longo do intervalo

entre 2000 e 2021 (utilizado na análise da recarga potencial), conforme mostrado na **Equação 2**.

$$I = \left(X_{mes} - \mu_{\frac{1}{2}} \right) S^{-1}$$

Equação 2: índice utilizado na análise dos parâmetros que compõem a recarga potencial.

3.3.2 MÉTODOS DAS DIFERENÇAS E ACELERAÇÕES

Uma técnica empregada na análise específica das séries temporais da rede hidrodinâmica foi a das Diferença nas Diferenças dos dados (Abadie 2005), aplicada em dois graus. O primeiro grau consiste na subtração do parâmetro X_n pelo valor medido imediatamente subsequente (X_{n+1}), enquanto o segundo é feito da mesma forma a partir do novo conjunto de dados obtidos pelo método das diferenças, como mostrado na **Equação 3**.

$$\begin{aligned} \text{(i)} \quad D_n &= X_n - X_{n+1} \\ \text{(ii)} \quad A_n &= D_n - D_{n+1} \end{aligned}$$

Equação 3: métodos da (i) diferença e da (ii) aceleração para análise de séries temporais. Fonte: Abadie (2005).

A vantagem do uso desses métodos está na obtenção do conhecimento de como os parâmetros medidos variam entre medições vizinhas no domínio do tempo. Na prática, sabendo que os dados da rede hidrodinâmica possuem resolução temporal horária, o método das diferenças informa quais mudanças de nível ocorrem entre a hora medida e a seguinte. Interpretando essas diferenças como variações no espaço (Δx) e no tempo (Δt), pode-se obter, portanto, a velocidade de mudança (V) dos níveis estáticos (**Equação 4**).

$$V_n = (X_n - X_{n+1})(t_n - t_{n+1})^{-1}$$

Equação 4: cálculo da velocidade das variações das medições da série hidrodinâmica. Fonte: Abadie (2005).

Dentro dessa mesma lógica, o uso da técnica da aceleração implica na análise das variações das velocidades ao longo do tempo, resultando em taxas que significam o quão rápido tais velocidades variam ao longo do domínio temporal (**Equação 5**).

$$A_n = (V_n - V_{n+1})(t_n - t_{n+1})^{-1}$$

Equação 5: cálculo da aceleração das variações das velocidades de mudança dos níveis da série hidrodinâmica. Fonte: Abadie (2005).

As unidades desses métodos, no caso da aplicação na rede hidrodinâmica, são mm/hora para as velocidades e mm/hora² no caso das acelerações. Para melhorar a interpretação dos dados, com base nessas informações foi calculada a estatística descritiva tanto das velocidades quanto das acelerações das medidas em cada poço, buscando assim obter parâmetros medianos representativos de cada localidade hidrogeológica.

3.3.3 CARTOGRAFIA DOS DADOS

A análise geoespacial dos dados foi realizada em ambiente SIG, essencialmente feita utilizando o programa QGIS 3.32, *software* gratuito e de livre acesso. Também houve tratamento inicial de alguns dados, tais quais as trajetórias atmosféricas obtidas pelo sistema HYSPLIT, utilizando o programa Google Earth Pro, também gratuito.

No caso das trajetórias, após a conversão dos dados .kml obtidos pelo portal da NOAA em arquivos *shapefile*, foram elaborados mapas de calor (*heatmaps*) das concentrações dos traçados atmosféricos em pontos geográficos semelhantes. Dessa forma, foi possível identificar padrões e tendências de origem das massas de umidade nos domínios do espaço e do tempo.

Para a ilustração dos dados numéricos geoespacializados que tiveram separação estatística por percentis, foi usada a legenda padrão dos trabalhos do LPH. O objetivo dessa escala é salientar anomalias na curva de distribuição amostral de cada parâmetro por meio de cores e tamanhos dos símbolos mais chamativos para os intervalos percentílicos mais elevados. As classes estatísticas usadas na escala junto da respectiva simbologia empregada podem ser observadas na **Figura 14**.

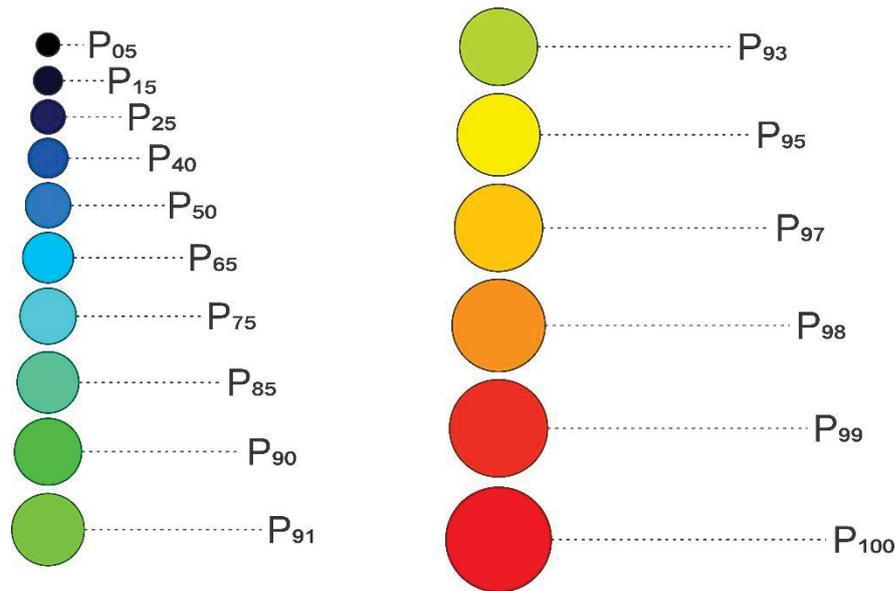


Figura 14: legenda da escala de representação percentílica utilizada na pesquisa, demonstrando a preferência pela representação mais evidente dos percentis mais elevados.

3.3.4 ANÁLISE ESPECTRAL

A análise das séries temporais desta pesquisa dentro do domínio da frequência foi feita através da análise dos sinais espectrais delas. Existem diferentes métodos possíveis para transpor dados do domínio do tempo para o da frequência, mas neste trabalho foram escolhidas duas abordagens distintas. A primeira diz respeito à aplicação da Transformada Rápida de Fourier (FFT), enquanto a segunda envolveu cálculos a partir da Transformada de Ondeletas (TW). Ambos os métodos serão mais bem explicados a seguir.

Contudo, já vale ser dito que cada abordagem possui vantagens e desvantagens. A FFT funciona muito bem para a detecção das frequências que controlam uma série temporal do domínio do tempo, mas não correlaciona os picos espectrais encontrados com posições temporais (Oshana 2006). Além disso, a FFT não é o método mais recomendável para a análise de eventos de alta frequência, isto é, com período menor. Tendo em vista que neste trabalho estão sendo avaliados processos climáticos de período de 2 a 7 anos (Alizadeh 2022; Wang 2018) a partir de dados de resolução mensal, essa baixa resolução em maiores frequências não é problemática.

Já a WT é um método que além de decompor o sinal analítico do domínio da frequência também permite localizar no domínio do tempo em quais posições esses

picos espectrais possuem maior relevância (Pedron e Limberger 2023). Esse comportamento foi utilizado em conjunto com o tratamento estatístico das séries analisadas, para averiguar a correspondência com variações sazonais observadas por outros métodos. Isso foi especialmente útil no caso da FFT, já que ela por si só não localiza temporalmente os picos calculados, como já mencionado.

As séries temporais submetidas à análise espectral foram as de oscilações trimestrais da TSM na zona El Niño 3.4, oscilação do armazenamento subterrâneo obtidas pelos satélites GRACE, curvas de recarga subterrânea potencial, precipitação pluvial via IMERG-GP, evapotranspiração real obtida por MOD16, escoamento superficial e umidade do solo obtidos por GLDAS NOAH e as 34 curvas do monitoramento hidrodinâmico da rede Hidrosfera.

3.3.4.1 TRANSFORMADA RÁPIDA DE FOURIER (FFT)

Buscando discretizar o comportamento das séries temporais analisadas, foi feita a análise espectral das séries utilizado o algoritmo da FFT (Oshana 2006) para a obtenção dos picos de frequência de cada conjunto de dados. Tal procedimento matemático objetiva a transformação do domínio do tempo para o domínio da frequência de uma série temporal, identificando quais períodos oscilatórios compõem a série complexa, e qual a relevância de cada um deles em tal composição (**Figura 15**).

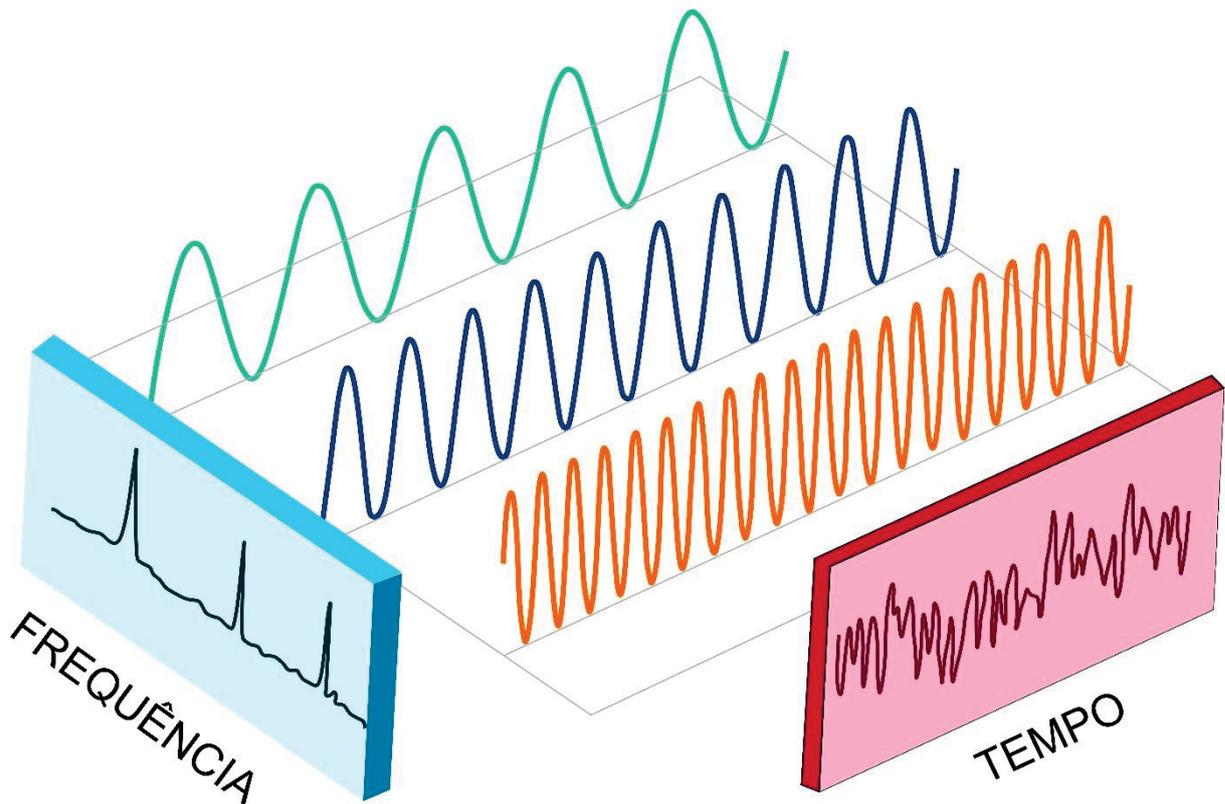


Figura 15: ilustração da decomposição da série temporal no domínio do tempo para o domínio da frequência feito pela Transformada Rápida de Fourier.

Como o cálculo computacional exige a discretização da Transformada de Fourier teórica (**Equação 6**), definindo um intervalo amostral de interesse, é necessário ter como base a fórmula da Transformada Discreta de Fourier (DFT) (**Equação 7**), que por sua vez é a base para a Transformada Rápida de Fourier utilizada no algoritmo FFT da biblioteca Numpy.

$$F(x) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{-2\pi ikx} dx$$

Equação 6: fórmula da Transformada de Fourier teórica que serve como base para cálculos computacionais utilizando a forma discreta. Fonte: Oshana (2006).

$$F(k) = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{n=0}^{N-1} f(n) e^{\frac{-j2\pi kn}{N}}$$

Equação 7: fórmula da Transformada Discreta de Fourier (DFT) utilizada no algoritmo FFT da biblioteca Numpy para calcular a Transformada Rápida de Fourier na análise espectral das séries temporais da pesquisa.

A abordagem discreta leva em consideração uma série de tamanho N, no qual cada elemento k é avaliado por meio do somatório da primeira (k = 0) à enésima (k = N-1) posição de interesse. No caso, F(k) faz referência ao domínio da frequência, objetivo a ser alcançado pela aplicação da transformada, enquanto f(n) utiliza o conjunto amostral do domínio do tempo.

A parcela que multiplica a função f(n) é comumente chamada de fator de giro (*twiddle factor*), sendo que existem N fatores de giro sendo calculados na DFT. Portanto, quanto maior o conjunto amostral, maior o número de operações necessárias para o cálculo da DFT. Do ponto de vista computacional, esse cálculo funciona como a multiplicação de um vetor por uma matriz, resultando em um total de N² multiplicações no conjunto de dados. Dessa forma, as mesmas multiplicações são feitas diversas vezes, gerando significativa redundância de cálculo na DFT.

Em um espaço amostral reduzido, esse número de operações pode ser viável, mas com amostras acima de 1.000 elementos o tempo necessário para a aplicação da DFT se torna operacionalmente inviável (Oshana, 2006). É dentro dessa perspectiva que se torna útil o algoritmo FFT, que alcança resultado semelhante ao da DFT com processamento computacional consideravelmente menor.

De forma geral, o algoritmo FFT retira as redundâncias de cálculo da DFT através do uso de matrizes menores, aproveitando as periodicidades das funções senoides utilizadas nas multiplicações da transformação (Oshana, 2006). Isso resulta na redução de N² operações na DFT para apenas log₂(N) para a FFT, significando que a eficiência da FFT melhora exponencialmente conforme o tamanho amostral analisado cresce.

3.3.4.2 TRANSFORMADA DE ONDELETAS (WT)

A TW é um método com boa aplicação para análise de eventos tanto com baixas como altas frequências (Pedron e Limberger 2023). Ela é definida pela fórmula

da Transformada de Ondeleita Contínua (**Equação 8**), na qual sobre a função $f(t)$ do domínio do tempo é calculada a função de ondeletas mães $\Psi(t)$ usando os fatores de escala “a” e de translação “b”. No caso desses fatores, o primeiro diz respeito à largura e o segundo à posição da função de ondeletas no domínio do tempo.

$$CWT(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \Psi \left(\frac{t - b}{a} \right) dt$$

Equação 8: fórmula da Transformada de Ondeleita Contínua utilizada na biblioteca PyWavelets.

Tendo em vista que a WT realiza a comparação da semelhança da função de ondeletas com a função original, quanto maior o valor encontrado, maior a semelhança. Isso é feito com base em uma varredura da função no domínio do tempo com escalas e posições definidas pelos parâmetros “a” e “b”, respectivamente.

O cálculo da WT foi realizado através da biblioteca PyWavelets, pertencente à linguagem Python 3. Essa biblioteca utiliza a fórmula da Transformada de Ondeleitas Contínua apresentada na **Equação 8** como base para o cálculo da WT a partir da série de dados inserida. Além disso, é preciso informar a função de ondeleta utilizada no cálculo. No caso, foi escolhida a função de Morlet (Grinsted et al. 2004), de caráter complexo não-ortogonal, muito utilizada na análise de fenômenos não-estacionários como os vinculados a processos climáticos.

4 RESULTADOS

4.1 RECARGA POTENCIAL

As séries temporais das componentes utilizadas no cálculo da recarga potencial por sensoriamento remoto foram avaliadas para todos os pontos referentes aos 29 poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera. A partir dessas séries, foi calculada a estatística descritiva para cada mês do intervalo entre 2000 e 2021, para que fossem obtidos valores pontuais representativos para a BP3 como um todo em cada mês amostrado. O resumo gráfico dos resultados de tal tratamento pode ser observado no **Gráfico 1**.

Para que a recarga potencial pudesse ser abordada, primeiro foram analisados os parâmetros individuais utilizados no seu cálculo. São eles a precipitação pluvial, escoamento superficial, evapotranspiração real e umidade do solo.

Dessa forma, com base nas medianas dos conjuntos de dados, foi evidenciado que os meses com maior tendência de chegada de chuva na BP3 são outubro (226 mm), dezembro (197 mm) e novembro (195 mm), respectivamente. Por outro lado, os três intervalos mais secos foram concentrados nos meses de agosto (71,4 mm), julho (75,5 mm) e junho (98,7 mm).

Em termos de variabilidade por desvio padrão, os meses que apresentaram maior heterogeneidade amostral para a chuva foram respectivamente dezembro (105,8 mm), maio (105,4 mm) e outubro (102,9 mm). Em contrapartida, a maior constância pluviométrica foi obtida para março (67,4 mm), janeiro (68,2 mm) e agosto (69,3 mm).

Tais dados significam que ainda que de forma geral dezembro seja o segundo mês mais chuvoso na BP3, o volume pluviométrico esperado para esse intervalo é o mais variável da bacia. Ainda, que não apenas agosto é o intervalo mais seco, mas que ele possui uma das maiores constâncias pluviométricas da bacia, sendo um período no qual volumes de chuva mais expressivos não são comuns. De modo geral, pode-se dizer que o período chuvoso apresenta instabilidade estatística mais pronunciada do que a estação seca de inverno.

Em termos da evapotranspiração real, há comportamento semelhante ao da precipitação no sentido de haver duas estações bem definidas no verão, com valores maiores, e com os menores concentrados no inverno. Assim, janeiro (120,1 mm), dezembro (114,7 mm) e novembro (82,2 mm) aparecem com as taxas de evapotranspiração mais expressivas, enquanto julho (41,2 mm), agosto (42,5 mm) e setembro (42,6 mm) expressam as menores.

Para os desvios padrões, janeiro (27,9 mm), dezembro (25,1 mm) e março (23,1 mm) aparecem com a maior variabilidade, enquanto junho (8,1 mm), julho (8,9 mm) e agosto (11,0 mm) se mostram os meses mais estáveis do conjunto amostral. Novamente, percebe-se que o inverno representa o período mais estável, nesse caso com o menor retorno de umidade para a atmosfera, enquanto os meses de verão ou próximos a ele concentram taxas de evapotranspiração mais oscilantes.

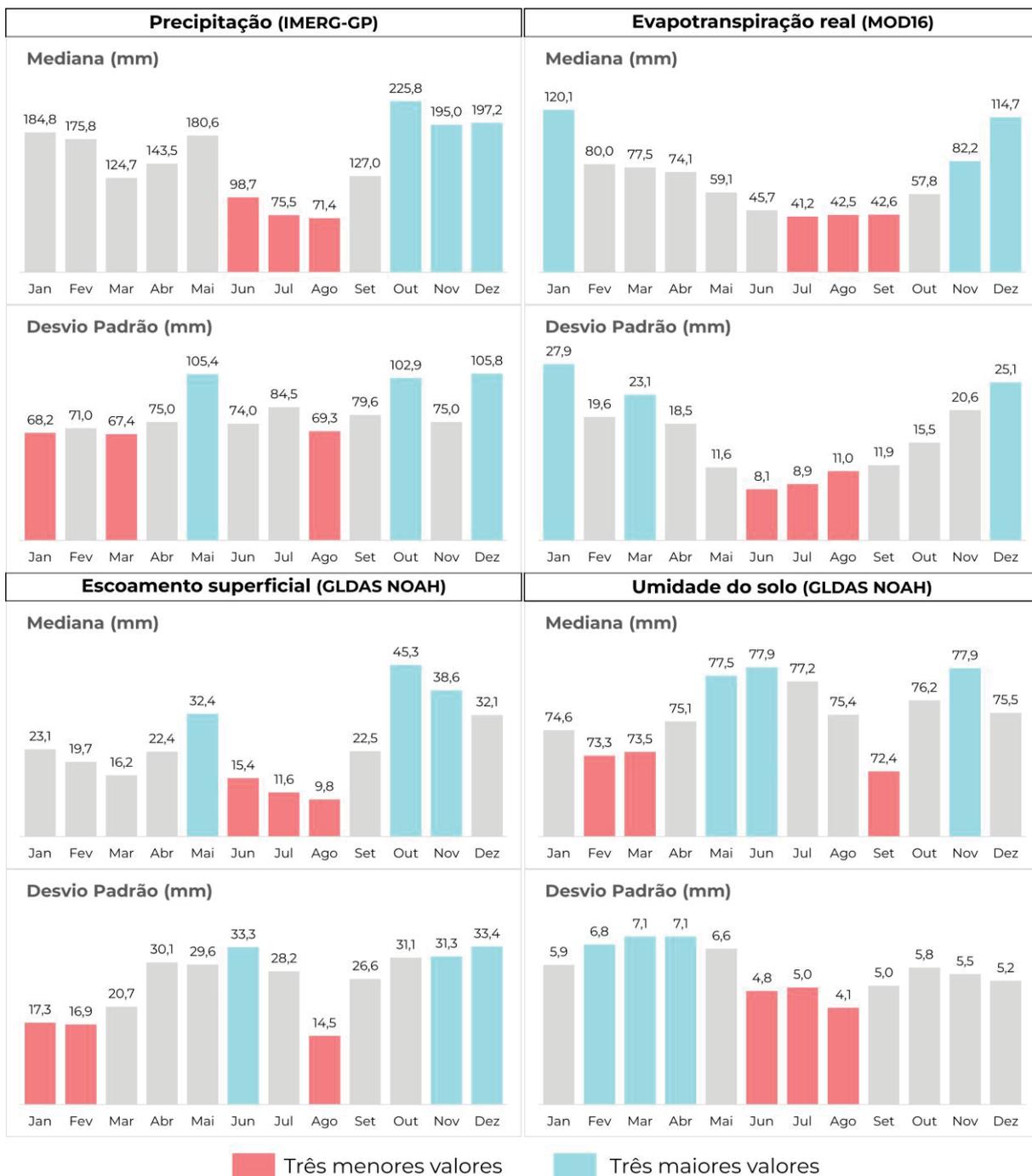


Gráfico 1: medianas e desvios padrões das componentes utilizadas para o cálculo da recarga potencial por sensoriamento remoto nos pontos da rede hidrodinâmica da BP3 entre os anos de 2000 e 2021, sendo elas precipitação, evapotranspiração real, escoamento superficial e umidade do solo.

Para o escoamento superficial, os valores mais expressivos estão concentrados nos meses de outubro (45,3 mm), novembro (38,6 mm) e maio (32,4 mm), enquanto os menores aparecem em agosto (9,8 mm), julho (11,6 mm) e junho (15,4 mm). Repetindo o comportamento das outras componentes, observa-se a

concentração do escoamento superficial mais expressivo relacionado aos meses de verão, enquanto o inverno apresenta as medianas menores.

Contudo, em termos de desvio padrão, há comportamento distinto das demais componentes, tendo em vista que tanto o escoamento superficial mais variável quanto o mais estável tendem a aparecer parcialmente fora do período de inverno, mais relacionados com o verão. Nesse sentido, aparecem dezembro (33,4 mm), junho (33,3 mm) e novembro (31,3 mm) com os maiores valores de desvio padrão e agosto (14,5 mm), fevereiro (16,9 mm) e janeiro (17,3 mm) com os menores.

Por fim, para a umidade do solo observa-se os valores mais expressivos nos meses de junho (77,9 mm), novembro (77,9 mm) e maio (77,5 mm), e os menores em setembro (72,4 mm), fevereiro (73,5 mm) e março (73,3 mm). Diferente das demais componentes, não é notada grande amplitude entre os meses com as medianas mais elevadas e as mais reduzidas. Nas demais componentes, foram observadas diferenças acima do dobro entre os meses mais e menos expressivos, enquanto para a umidade do solo ela fica apenas em 7%.

Para os desvios internos a cada mês, observa-se maior estabilidade em agosto (4,1 mm), junho (4,8 mm) e julho (5,0 mm), enquanto a maior variabilidade aparece em abril e março (ambos com 7,1 mm) e fevereiro (6,8 mm). As diferenças mais baixas descritas para as medianas aparecem novamente quando avaliados os dados internos a cada mês, mas não chegam a ser tão discrepantes do observado para as demais componentes analisadas.

Após a avaliação discretizada, inserindo todas essas variáveis no cálculo segundo a **Equação 1**, obtém-se os valores da recarga potencial propriamente dita. A mesma lógica de tratamento estatístico foi aplicada, com resultados ilustrados no **Gráfico 2**.

Fica evidente que há meses nos quais a recarga potencial pontual mediana na bacia é muito menor do que em outros, havendo diferença de 642% entre o mês com maior (outubro) e menor (junho) potenciais. Em termos medianos, a recarga potencial na BP3 é mais expressiva em outubro (105,3 mm), fevereiro (75,8 mm) e setembro (75,4 mm), enquanto os meses de junho (16,4 mm), abril (40,1 mm) e julho (40,2 mm) apresentam os menores potenciais.

Distribuição semelhante pode ser observada em termos de desvio padrão, com a maior estabilidade de potenciais nos meses julho (36,6 mm), junho (39,3 mm) e abril

(40,7 mm) e maior variabilidade em outubro (69,3 mm), maio (60,8 mm) e fevereiro (57,1 mm).

É perceptível que a recarga potencial cresce desde o momento mais baixo, em junho, até atingir o pico de outubro. Em seguida, há queda considerável em novembro e retorno de tendência de crescimento no verão até atingir um novo pico em fevereiro, porém menor que o da primavera. Daí em diante, volta a tendência geral de queda de potencial no outono até ser alcançado o vale de potencial mais expressivo em junho.

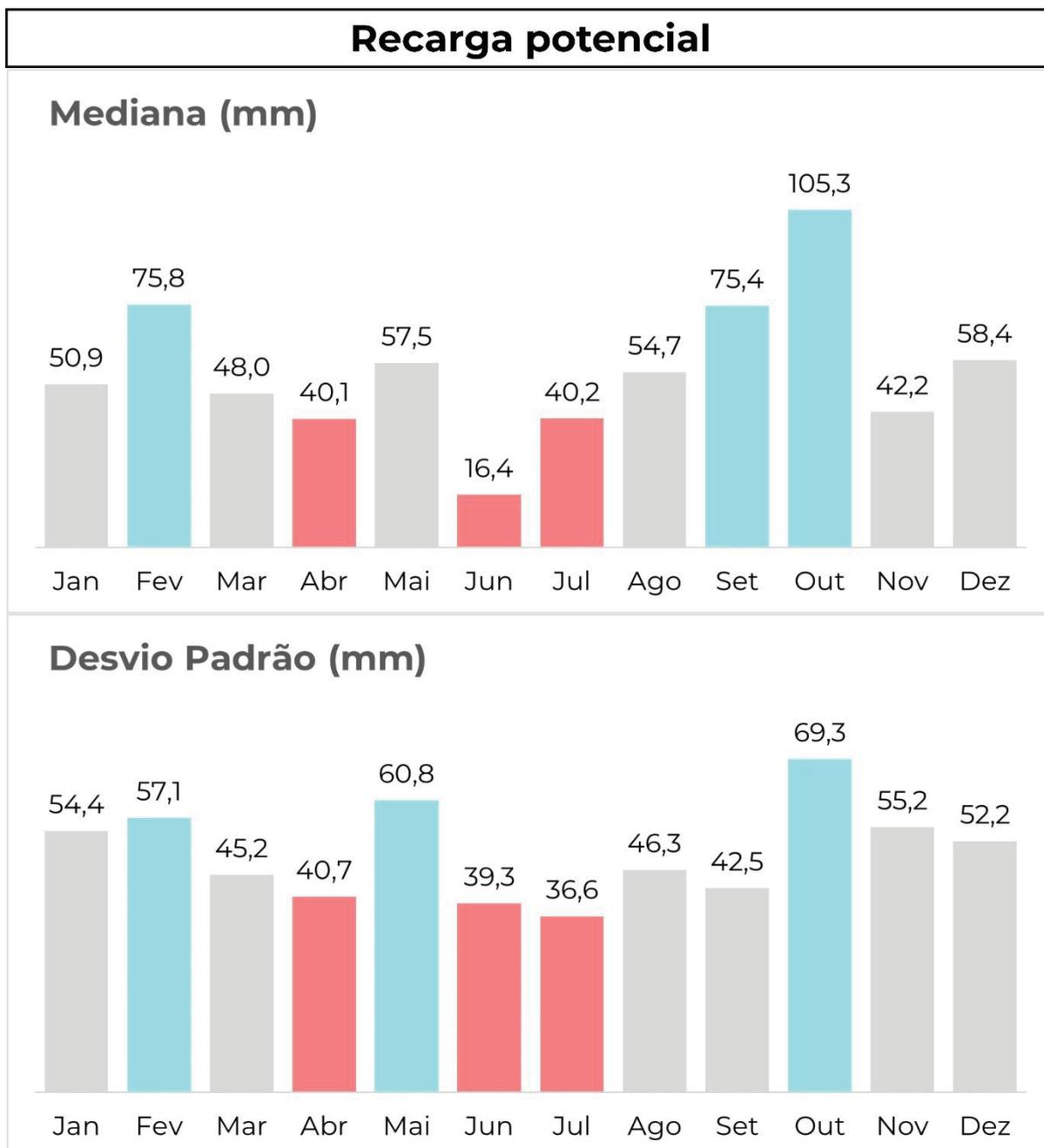


Gráfico 2: medianas e desvios padrões da recarga potencial por sensoriamento remoto calculada para os pontos da rede hidrodinâmica na BP3 entre os anos de 2000 e 2021.

Por outro lado, deixando de avaliar os dados para a BP3 como um todo e passando a considerar a recarga potencial de cada ponto da rede hidrodinâmica Hidrosfera ao longo do tempo, obtém-se os resultados ilustrados nas **Figuras 16, 17, e 18**. Tais medianas dos potenciais foram avaliadas na mesma série entre os anos de 2000 e 2021, mas sem a etapa de cálculo estatístico descritivo entre todos os poços descrita anteriormente, restringindo-se apenas aos dados individuais de cada ponto. Em seguida, os dados medianos de cada mês de todos os pontos foram comparados e separados por classes percentílicas utilizando a escala previamente descrita e ilustrada na **Figura 14**.

Dessa forma, percebe-se que não apenas há diferença da recarga potencial ao longo da BP3, mas que existem diferenças de potencial para um mesmo ponto ao longo do tempo e relativamente entre pontos diferentes ao longo dos meses. No caso das diferentes recargas potenciais obtidas para um mesmo ponto ao longo do tempo, é o esperado tendo em vista os diferentes valores obtidos para a bacia demonstrados no **Gráfico 2**.

Por outro lado, as variações da recarga potencial ao longo de diferentes pontos da BP3 representam informação nova, principalmente levando em consideração que essas diferenças mudam em termos de grandeza e da relação espacial dos maiores e menores valores ao longo do tempo. Por exemplo, no mês de junho, a porção centro-norte da BP3, nas sub-bacias dos rios São Luis e São Francisco Verdadeiro, apresenta recarga potencial mediana abaixo do P_{50} , enquanto em meses como agosto representa classes percentílicas acima de P_{75} .

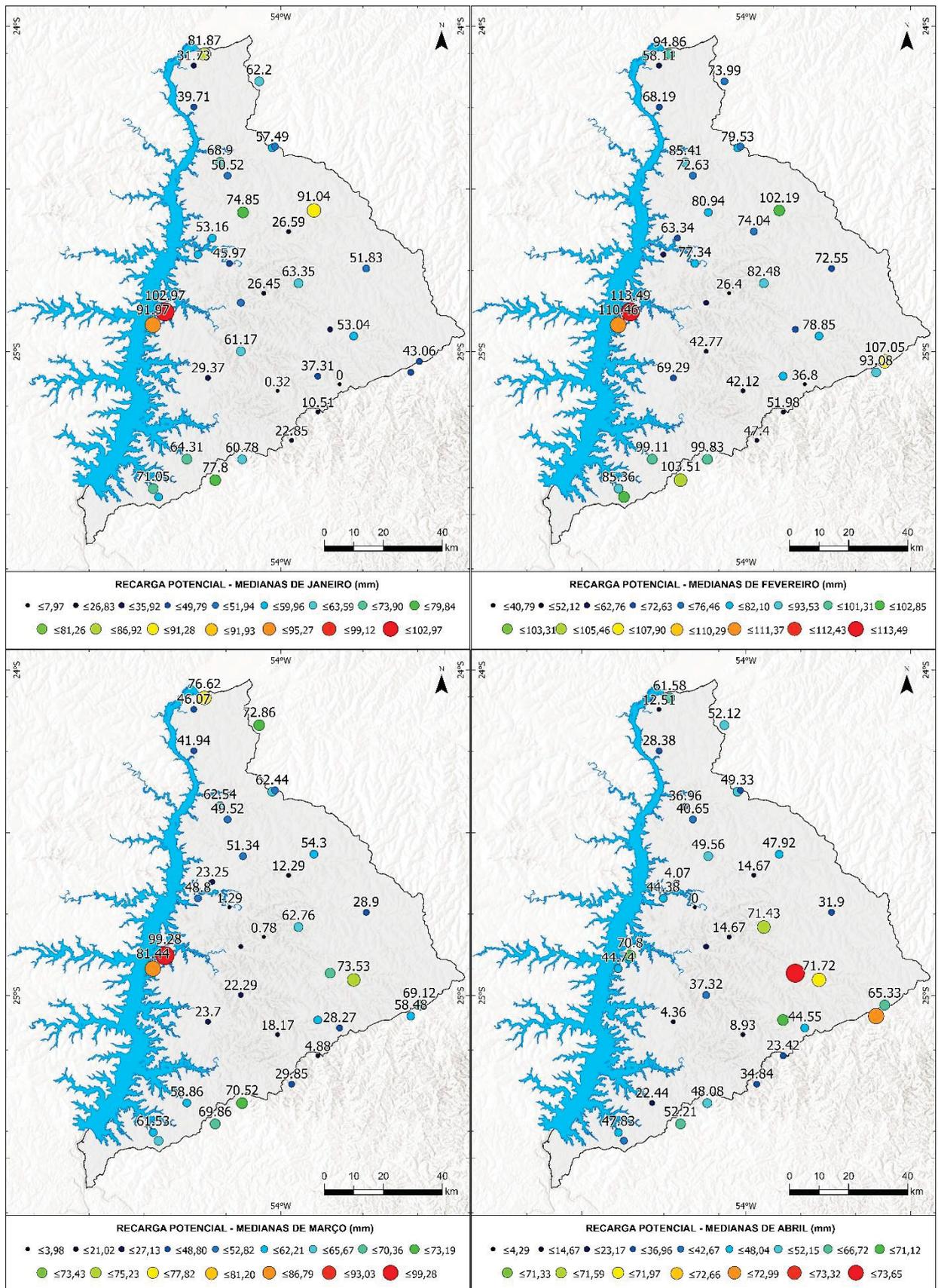


Figura 16: cartografia das medianas da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses de janeiro a abril nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.

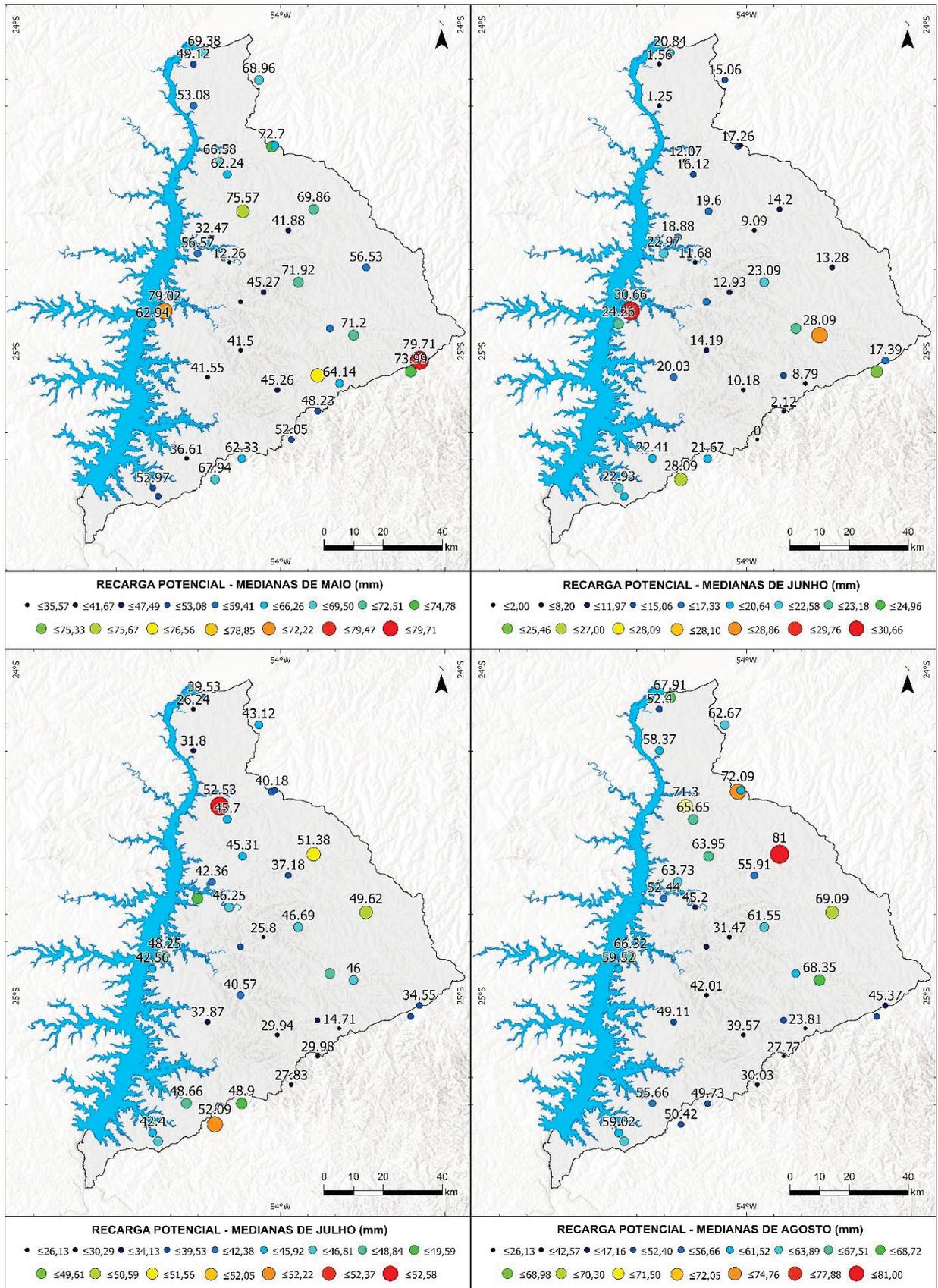


Figura 17: cartografia das medianas da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses de maio a agosto nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.

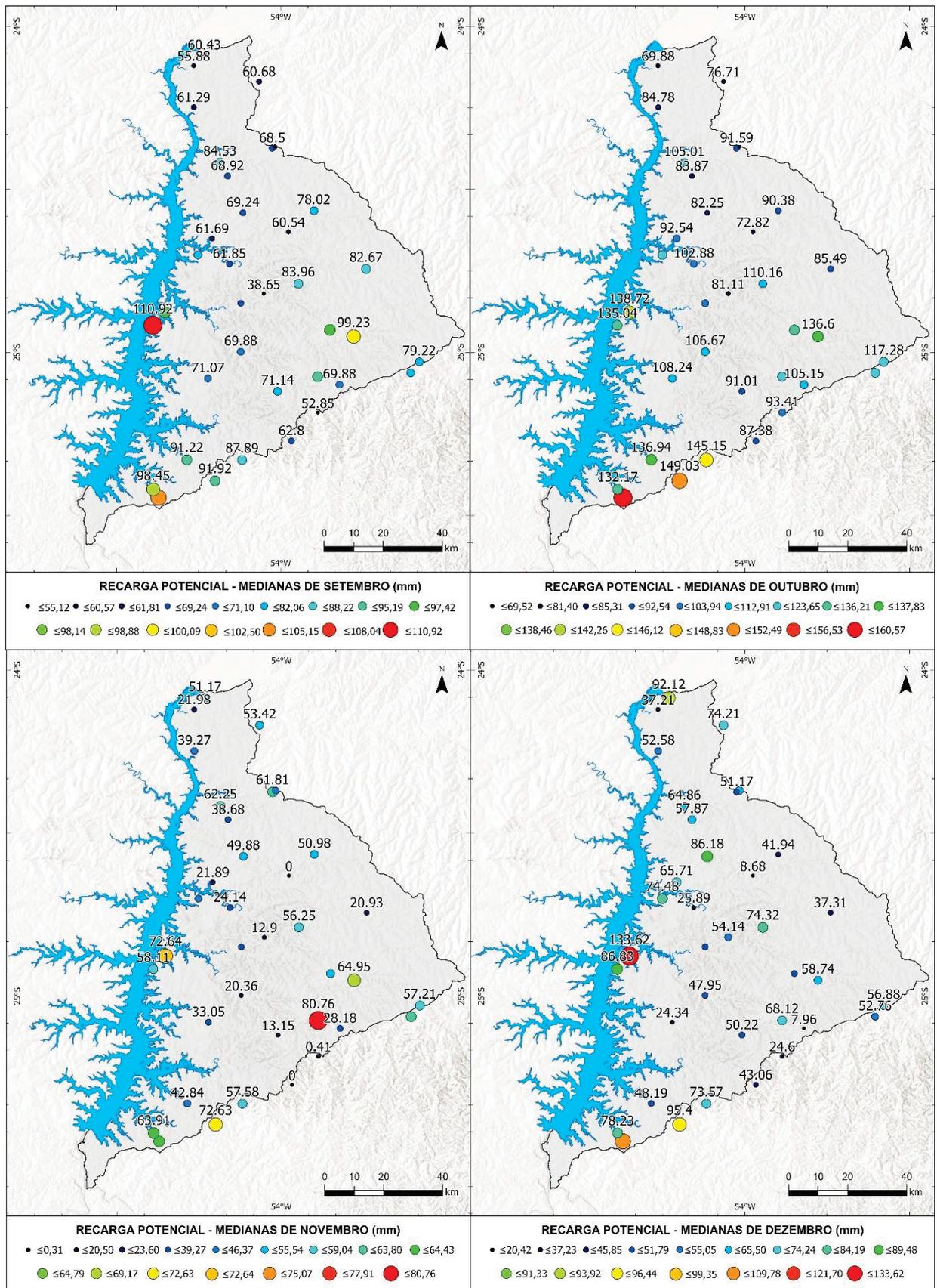


Figura 18: cartografia das medianas da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses de setembro a dezembro nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.

Ainda assim, percebe-se que a porção centro-sul da BP3, nas sub-bacias hidrográficas dos rios São Francisco Falso e São Vicente, possui a tendência de apresentar alguns dos menores valores de recarga potencial medianos ao longo de todos os meses. Os valores obtidos nessa porção da bacia raramente excedem o P_{40} mensal comparado às outras regiões da BP3, e frequentemente estão abaixo do P_{25} ou até do P_{05} .

Também são evidentes os altos valores obtidos de modo geral para as sub-bacias dos rios Dois Irmãos, Moinho e São Vicente Chico, no centro-oeste da BP3. Em nenhum dos meses observados a recarga potencial nessa região se mostrou abaixo do P_{65} , comumente aparecendo acima do P_{80} , incluindo valores máximos da distribuição mensal na bacia.

Ainda que seja fundamental a discretização mediana ao longo do ano da recarga potencial na área de estudo, pode-se sumarizar os resultados a partir do cálculo mediano dos valores obtidos em cada ponto. Dessa forma, pode-se avaliar em uma escala anual quais são as porções mais e menos passíveis de ter recarga na BP3 ao longo do ano. Nessa lógica, podem ser observadas na **Figura 19** as medianas mensais médias e na **Figura 20** os desvios padrões mensais médios da recarga potencial para a bacia.

Em termos das medianas mensais médias da recarga potencial (**Figura 19**), percebe-se distribuição semelhante à descrita acima. Destacam-se acima do P_{65} as sub-bacias dos rios São Luis, São Francisco Verdadeiro, Dois Irmãos, Moinho e São Vicente Chico, Ocoí e Passo Chuê. Especialmente no caso de Dois Irmãos, Moinho e São Vicente Chico, notam-se os maiores valores obtidos para a BP3. De forma oposta, destaca-se a faixa de atitude noroeste no centro-sul da bacia, nas sub-bacias de São Francisco Falso e São Vicente, que repetem os menores valores calculados observados na discretização mensal.

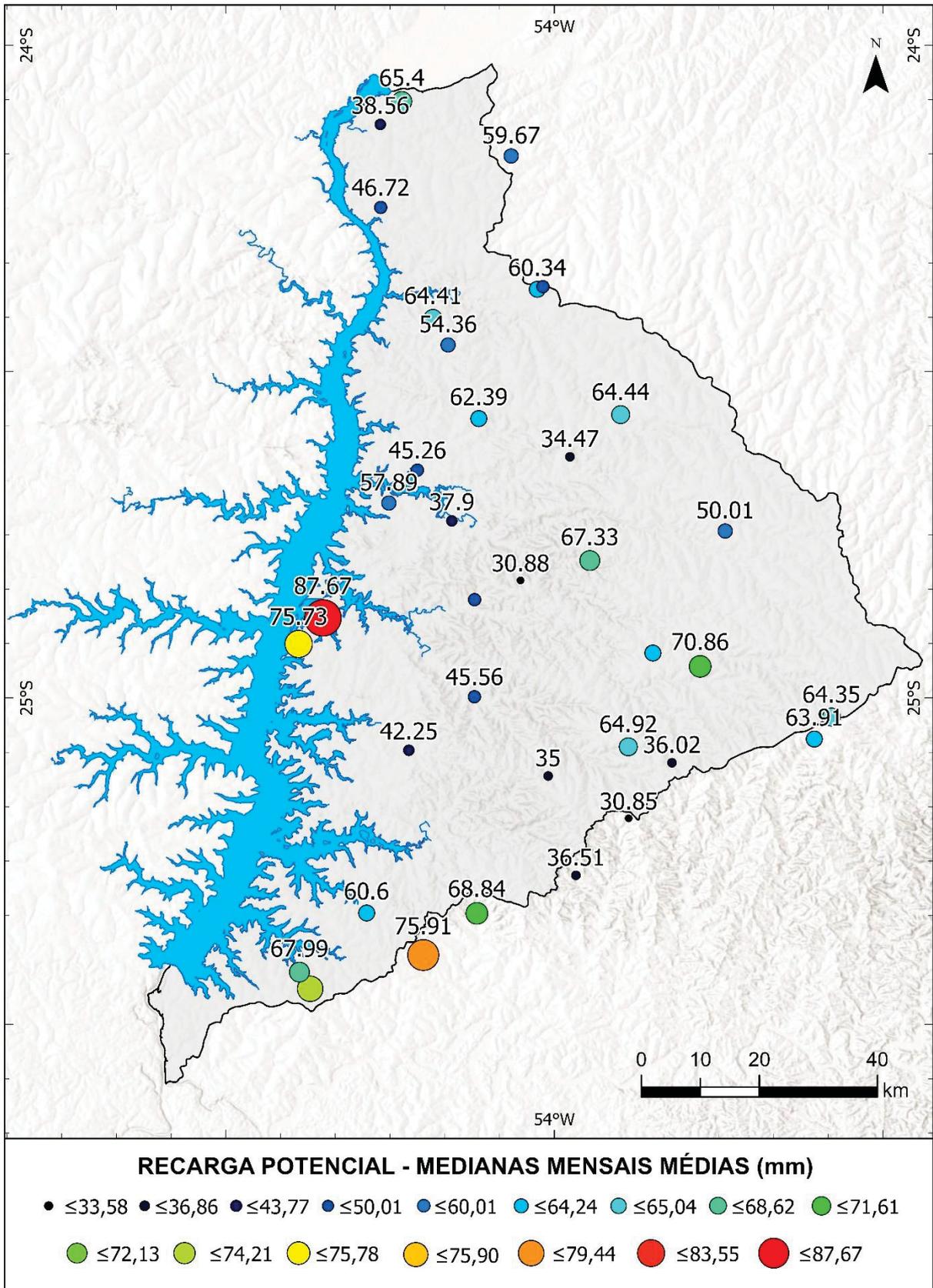


Figura 19: cartografia das medianas médias da recarga potencial via sensoriamento remoto da série entre os anos de 2000 e 2021 nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.

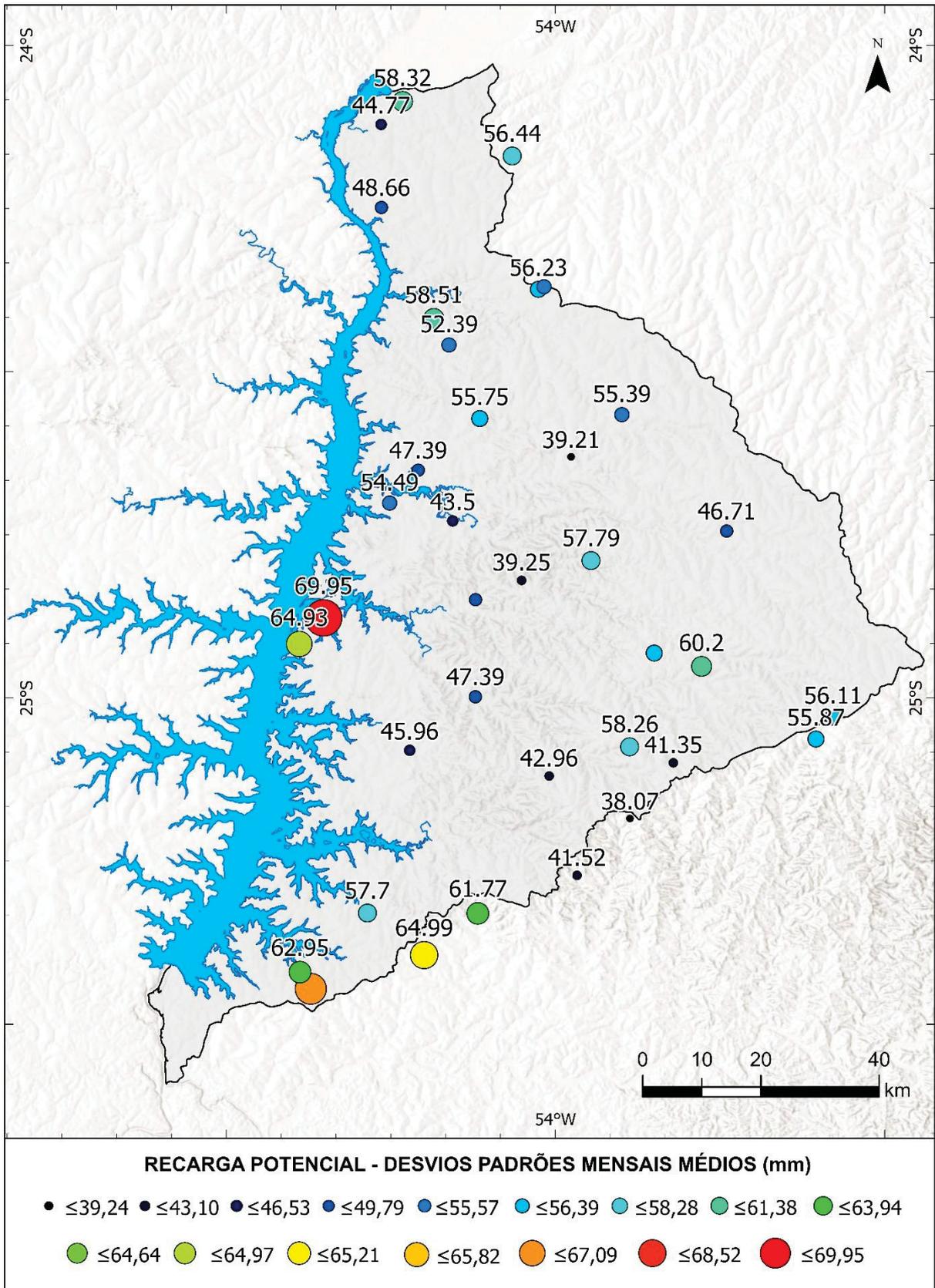


Figura 20: cartografia dos desvios padrões médios da série entre os anos de 2000 e 2021 da recarga potencial nos meses nas posições dos poços da rede hidrodinâmica Hidrosfera.

Em termos dos desvios padrões mensais médios da recarga potencial (**Figura 20**), nota-se que as mesmas porções que aparecem com grandes potenciais medianos também apresentam alta variabilidade. Da mesma forma que as sub-bacias dos rios São Luis, São Francisco Verdadeiro, Dois Irmãos, Moinho e São Vicente Chico, Ocoí e Passo Chuê (**Figura 1**) apresentam grande potencial de entrada de água no aquífero, essa recarga possui grandeza extremamente variável do ponto de vista estatístico.

De forma análoga, as porções com menor potencial de recarga da BP3 também são aquelas que tendem a ter a maior constância nesse comportamento. As sub-bacias de São Francisco Falso e São Vicente não apenas possuem um baixo potencial mediano, mas também o mantêm com grande estabilidade estatística ao longo do ano.

4.2 MONITORAMENTO *IN SITU*

O agrupamento dos dados da rede Hidrosfera em meses semelhantes, isto é, agrupando os valores dos mesmos meses de anos distintos, permitiu a comparação de fenômenos característicos de períodos específicos do ano hidrológico na dinâmica do aquífero. Dessa forma, foram calculadas as médias das subidas e descidas mensais do nível freático em cada um dos 29 poços da rede hidrodinâmica. Vale ressaltar que na abordagem apresentada adiante não houve multiplicação dos valores observados pela porosidade efetiva do aquífero. Portanto, quando se fala em tendência de recargas e descargas, tais apontamentos limitam-se às oscilações do nível freático observadas.

Para tanto, foram calculadas as diferenças entre o valor do nível freático medido em relação ao da hora anterior, em uma lógica igual à apresentada na **Equação 4**. Em seguida, os valores mensais foram agrupados utilizando um operador somatório e, por fim, foi calculada a média entre meses semelhantes de anos distintos para cada localidade monitorada. Para fins de análise espacial e melhor representação gráfica, o resultado dessa abordagem está apresentado referente às bacias hidrográficas nas quais os pontos estão inseridos no **Gráfico 3** e na **Figura 21**.



Gráfico 3: recargas e descargas mensais médias (mm) de cada sub-bacia hidrográfica da BP3 obtidas a partir da rede de monitoramento Hidrosfera.

A primeira evidência observada é a heterogeneidade aparente entre diferentes bacias hidrográficas, dentro do mesmo mês de análise. Períodos nos quais a BP3 como um todo apresenta um comportamento homogêneo não são os mais comuns, mas sim os com algumas sub-bacias apresentando entrada e outras saída

de água no aquífero em um mesmo momento. Por exemplo, em janeiro observa-se tendência de rebaixamento do nível freático nas bacias dos rios Tatuí, Aliança, Guaçu, São Francisco Falso e Ocoí, enquanto as bacias dos rios São Francisco Verdadeiro, São Vicente e Passo Chuê apresentam tendência de subida dos níveis.

Contudo, os meses de fevereiro, julho e agosto apresentam tendência generalizada de descarga ao longo de quase toda a BP3, enquanto maio e outubro são meses de recarga geral em quase toda a área de estudo. Exceções dessas tendências positivas são as bacias do Rio São Francisco Falso, em maio, e Arroio Guaçu em outubro.

O mês de outubro é extremamente significativo para a recarga, porque além do caráter positivo generalizado observado nas sub-bacias, em termos absolutos a subida do nível freático nesse mês é muito mais expressiva que em outros momentos do ano. Mais do que isso, comparado com meses de tendência negativa, individualmente nenhum apresenta descarga equiparável à recarga de outubro.

A série de descargas contínuas mais expressiva é observada nos meses de julho e agosto que, além da tendência negativa generalizada, somados rivalizam ou ultrapassam a recarga da primavera, a depender da sub-bacia analisada. Em ambos os casos, ocorre maior descarga concentrada nas bacias dos rios Passo Chuê e São Vicente, sendo também muito relevantes as descargas do aquífero na sub-bacia do Rio São Francisco Verdadeiro em julho e da do Rio São Francisco Falso em agosto.

Outro período importante com contraste entre meses tendendo para o rebaixamento do nível freático com outros de recarga ocorre no início do ano hidrológico, entre os meses de fevereiro e abril em relação a maio. No caso, algo semelhante à transição inverno-primavera ocorre no sentido de que os meses negativos somados terem efeito maior ao da recarga. No entanto, além do mês de maio não chegar perto do efeito positivo observado em outubro, os meses negativos também apresentam efeito menos proeminente do que os do auge do inverno.

No entanto, algo digno de nota é a possível influência de medições de valores anômalos da oscilação do nível freático quando calculadas as médias das observações. É o que ocorre nos meses de outubro da bacia do Rio São Francisco Falso, cuja média das oscilações aparece quase dez vezes maior que a mediana das observações (**Gráfico 4**). No entanto, não havendo a presença dessas medições extremas, ambos parâmetros estatísticos apresentam resultados próximos.

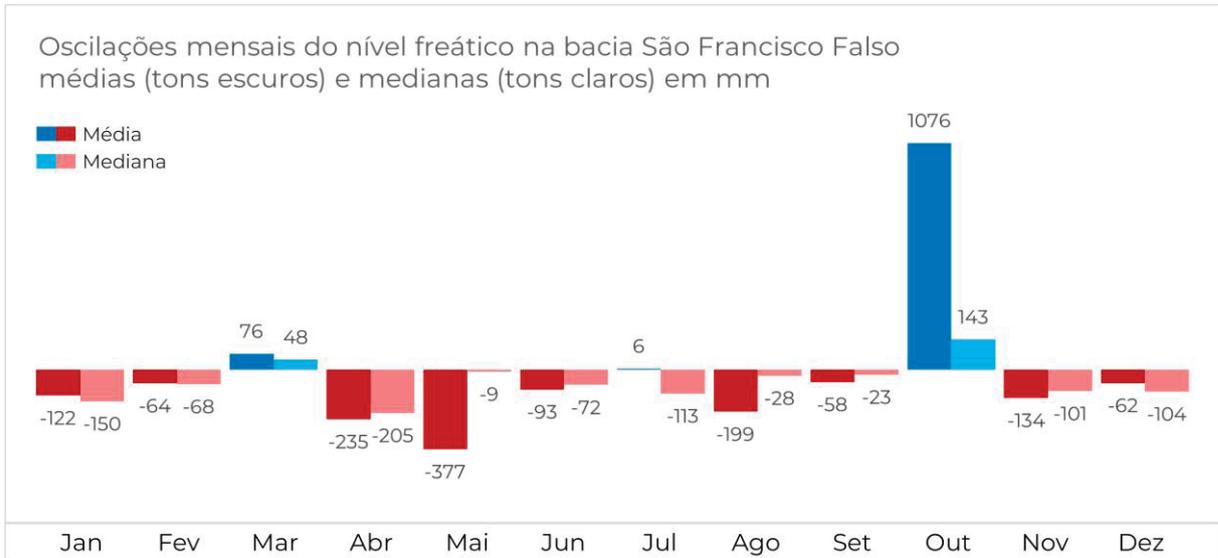


Gráfico 4: comparação entre as oscilações mensais médias e medianas do nível freático na bacia do Rio São Francisco Falso, ilustrando a possibilidade da influência de medições anômalas na série de dados.

Em termos espaciais, observa-se que se concentram tendências negativas mais pronunciadas no extremo norte da BP3 ao longo do ano hidrológico como um todo, ainda que meses como março, maio e dezembro invertam essa situação (**Figura 21**). Por outro lado, a região central da bacia tende a apresentar variações diferentes a depender da sub-bacia analisada, com tendências predominantemente negativas na bacia do Rio São Francisco Falso e positivas na do Rio São Francisco Verdadeiro.

Em ambos os casos, ocorrem exceções, como o caráter muito positivo no mês de outubro para a bacia do Rio São Francisco Falso ou os momentos de descarga pronunciada em abril, julho, setembro e dezembro para a do Rio São Francisco Verdadeiro. Aparentemente, meses positivos ou negativamente intensos em termos de recarga e descarga generalizada pela BP3 são capazes de inverter as tendências gerais dessas sub-bacias centrais. Por exemplo, é no mês de outubro, quando praticamente toda a BP3 apresenta recarga, que a bacia do Rio São Francisco Falso apresenta caráter positivo pronunciado. Por outro lado, nos meses de abril, julho e setembro há comportamento de descarga generalizada, invertendo a tendência de recarga da bacia do Rio São Francisco Verdadeiro.

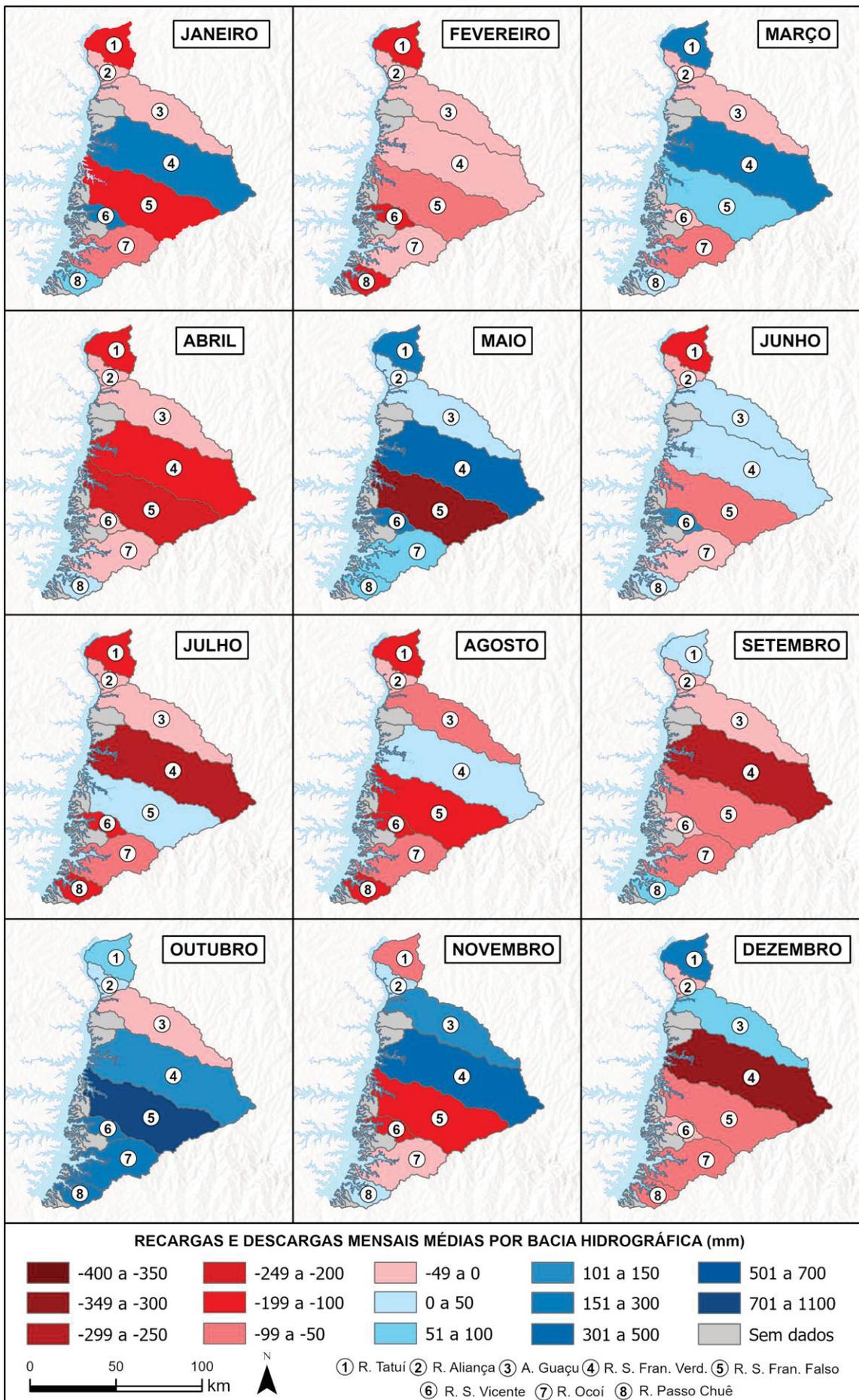


Figura 21: recargas e descargas mensais médias por bacia hidrográfica obtidas a partir da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera espacializadas na área da BP3.

Também foi calculado o desvio padrão do nível estático para cada mês entre 2017 e 2021. Nesse caso, não importa se houve recarga ou descarga do aquífero, apenas as variações absolutas observadas em cada sub-bacia. O resultado dessa abordagem pode ser observado no **Gráfico 5**.

É notável que a sub-bacia do Rio Ocoí sempre apresenta o primeiro ou segundo valor mais significativo de variação do nível freático, independentemente do mês analisado. Mais do que isso, os desvios observados nessa sub-bacia costumemente são muito maiores do que nas demais, comumente acima de 1.000% maior. A maior discrepância nesse sentido alcança 2.622% em relação à sub-bacia com menor variação contemporânea, como é o caso em fevereiro comparado à bacia do Rio Tatuí.

Além disso, vale ressaltar a alta variação apresentada na bacia do Rio Passo Chuê, tendo em perspectiva a alta tendência de descarga observada para essa região ao longo do ano hidrológico. Isso significa que o desvio padrão acentuado calculado para essa porção da BP3 está concentrada em uma tendência negativa, ressaltando ainda mais a caracterização de rebaixamento do nível freático na área de influência do Rio Passo Chuê.

Nessa mesma lógica, as porções centrais da BP3, incluindo as bacias dos rios São Francisco Verdadeiro e Falso, não apresentam desvio padrão relativo acentuado na maior parte o ano, salvo exceções como janeiro. Esse caráter, colocado ao lado da tendência de recarga observada para essas regiões, estabelece-as como áreas relativamente estáveis dentro de uma tendência hídrica positiva.

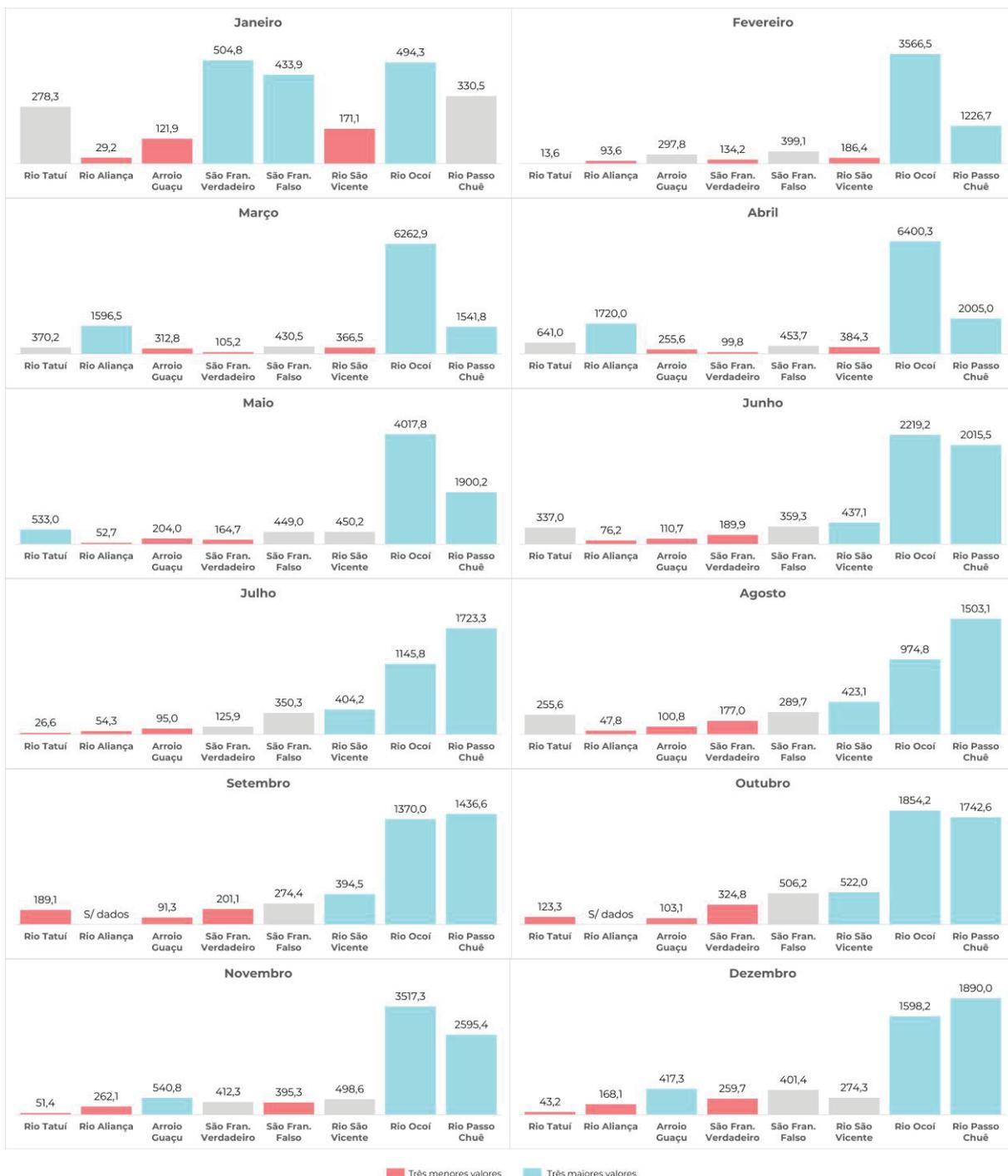


Gráfico 5: desvios padrões mensais em milímetros do nível estático mediano de cada sub-bacia hidrográfica da BP3 obtidos a partir da rede de monitoramento Hidrosfera.

4.3 TRAJETÓRIAS ATMOSFÉRICAS

A escolha dos meses de análise do rastreo retroativo das trajetórias atmosféricas relevantes para a recarga do SASG que alcançam a BP3 foi feita com base nos resultados obtidos pelo tratamento estatístico das séries da rede de

monitoramento *in situ* (**Gráfico 3**). Com base nesses dados, foram definidos os meses de maio, julho e outubro para a análise de trajetórias de massas atmosféricas.

Isso porque julho se mostrou como um mês que representa parte da estação de menor recarga mediana na BP3, assim como um dos intervalos de recarga potencial mediana mais baixos na bacia, além de apresentar a menor variabilidade. De forma análoga, os meses de maio e outubro foram escolhidos por representarem os dois principais momentos de recarga do SASG na BP3. Tendo em vista a discrepância entre as medições diretas e potenciais calculados, foi escolhida a recarga observada na rede *in situ* ao invés da recarga potencial pois a primeira acusa o comportamento real do aquífero, enquanto a segunda não possui comprovação através de medições diretas do nível freático.

Dessa forma, a **Figura 22** ilustra os caminhos preferenciais percorridos pelas massas atmosféricas nos meses citados, discretizadas as alturas acima do solo no final das trajetórias em 500 e 1.000 m. Cada mapa da ilustração representa a interpolação de 140 trajetórias obtidas para as semanas da série temporal entre os anos de 2005 e 2022.

Ainda que de forma geral as diferentes alturas das massas atmosféricas tenham representado os mesmos comportamentos dentro de cada mês, por vezes algumas se destacam como facilitadoras na identificação das trajetórias principais. É o caso do rastreamento das massas em 500 m no mês de julho, que ilustra muito bem a circulação atmosférica proveniente de duas origens principais: o Nordeste brasileiro e latitudes polares austrais. Ainda que haja contribuição de outras fontes, como massas oriundas do Norte do Brasil, é inegável o predomínio de circulação proveniente das duas regiões citadas.

Para o mês de outubro, observa-se distribuição menos ordenada das trajetórias de massas atmosféricas do que o observado na estação seca, não havendo mais a marcante influência polar nas origens encontradas. Ainda há forte contribuição oriunda do Nordeste brasileiro, e passa a haver progressiva densidade de trajetórias com passagem em regiões amazônicas, tanto em território brasileiro como de outros países da América do Sul. Tal comportamento é especialmente visível nas densidades das alturas de 500 e 1.000 m, sendo que a de 100 m não apresentou resultados conclusivos.

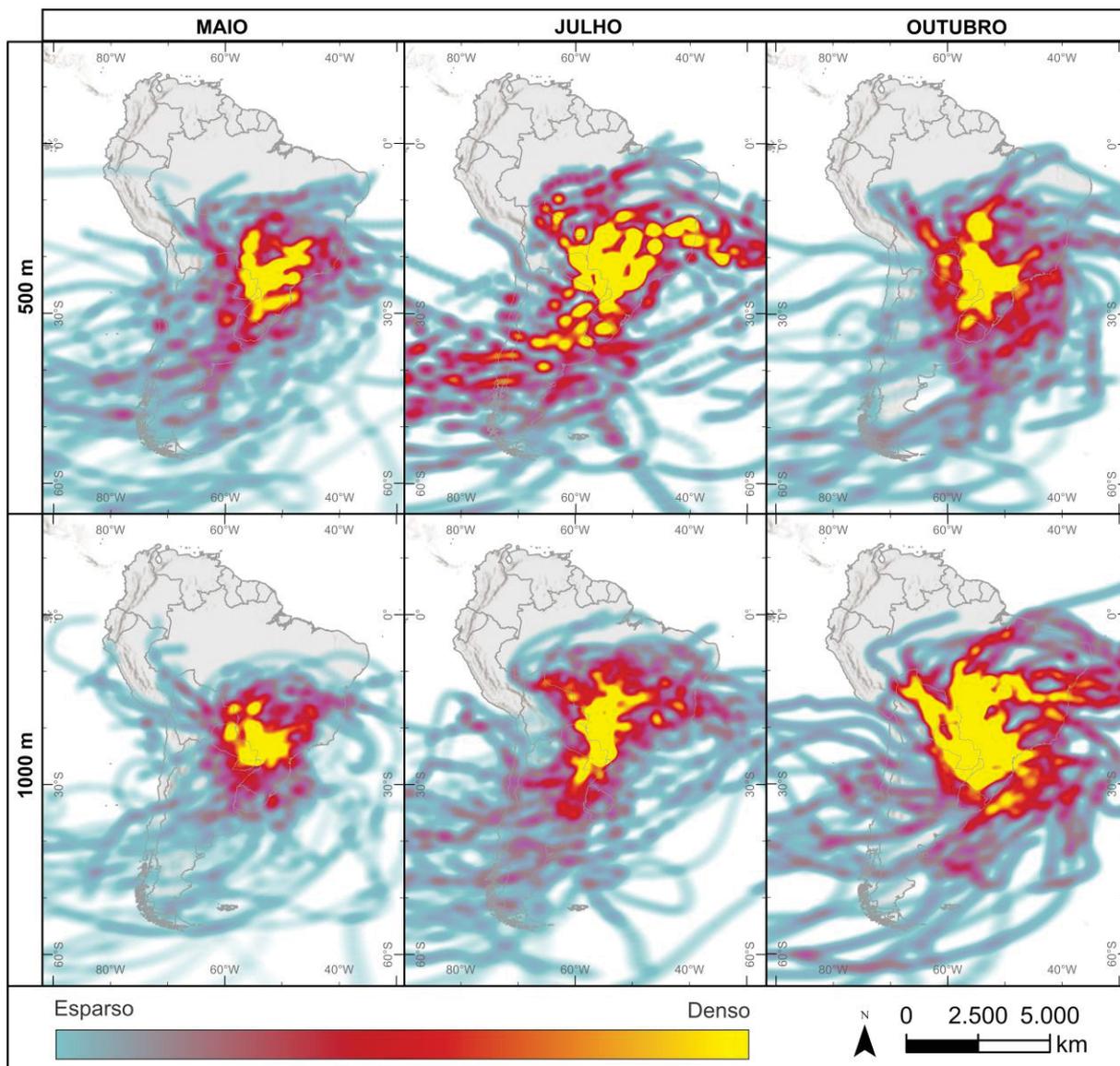


Figura 22: densidades das 840 trajetórias de 240 horas retroativas de massas atmosféricas com 500 e 1000 m acima do solo rumo à BP3 obtidas pelo sistema HYSPLIT da NOAA nos meses de julho, outubro e dezembro entre os anos de 2005 e 2022.

Por fim, o mês de maio parece representar uma versão amenizada do observado para outubro ou julho, no sentido de que não apresenta a concentração de transporte atmosférico passado pela Amazônia na primavera, mas também não demonstra a forte influência de massas de alta latitude diagnosticadas para o inverno. Esse caráter intermediário parece tender mais para o observado no mês de outubro, o que aparece também na tendência recarga observada na rede de monitoramento *in situ* (Gráfico 3).

4.3.1 ENOS E TRAJETÓRIAS ATMOSFÉRICAS

Com base na identificação de fases ativas de El Niño e La Niña dentro do intervalo entre 2005 e 2022, foram filtradas as trajetórias de massas atmosféricas referentes a cada um dos extremos de ENOS (**Figura 23**). Como apenas os anos de 2015 e 2019 representam fases ativas de El Niño e 2011 e 2021 de La Niña para maio, resultando em uma amostragem baixa, foram analisados os meses de julho, outubro e dezembro, com o intuito de ter a ponderação acerca da transição da primavera para o verão em dezembro. Para tanto, foram separadas apenas as trajetórias referentes a 500 m acima do solo, já que essa altura apresentou os padrões de mais fácil identificação.

Essa análise demonstrou que as diferentes fases de ENOS apresentam comportamentos atmosféricos distintos em relação às origens da umidade que alcançam a BP3. Enquanto em meses de outubro de fases ativas de El Niño são muito evidentes os corredores atmosféricos influenciados pela Amazônia, tanto do Norte do Brasil quanto da Bolívia e do Peru, um comportamento mais difuso aparece em fases de La Niña. Nesse caso, há maior contribuição de massas vindas do Nordeste Brasileiro, assim como da componente austral de altas latitudes, com menor peso estatístico para as massas amazônicas.

Algo semelhante ocorre em dezembro, quando em fases de El Niño se pode observar a contribuição muito evidente de massas do Nordeste e Sudeste Brasileiros, enquanto novamente predomina a característica difusa durante períodos de La Niña. Contudo, mais uma vez é perceptível o aumento significativo da importância das massas polares em fases de La Niña, o que também aparece para o período mais seco de inverno.

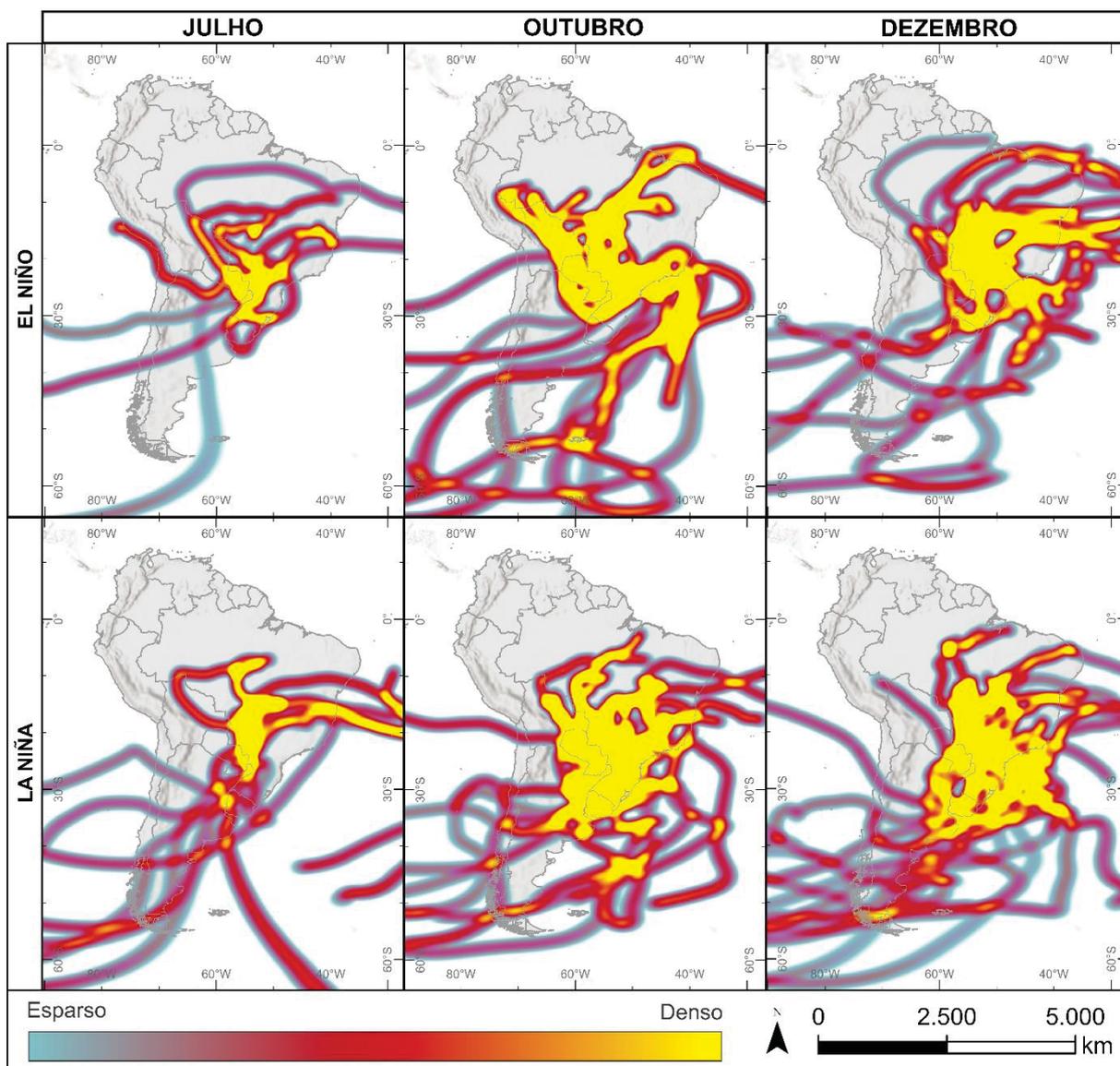


Figura 23: trajetórias atmosféricas de 500 m de altura em relação ao solo dos meses de julho, outubro e dezembro do intervalo entre 2005 e 2023 para fases ativas de El Niño e La Niña.

Em suma, o que se observa a partir do rastreamento das trajetórias atmosféricas nas diferentes fases ENOS é a concentração de transporte em percursos bem-definidos em momentos de aquecimento da Zona El Niño 3.4, enquanto as fases de menor temperatura marinha coincidem com trajetórias com caráter mais desordenado rumo à BP3. Não apenas parecem estar mais claras as origens das massas atmosféricas em fases de El Niño como o trajeto por elas percorrido apresenta comportamento menos convoluto, tendo caminho mais direto desde o início do rastreamento até alcançar a área de estudo. Por outro lado, nas fases de La Niña se observa maior convolução das trajetórias atmosféricas, além da já citada maior profusão de origens geográficas das massas.

4.3.2 ANÁLISE DE EVENTOS SIGNIFICATIVOS

Além da compreensão das origens mais comuns das massas de ar que alcançam a BP3, para entender os processos da recarga subterrânea na área de estudo são importantes análises de eventos com efeito significativo nas oscilações do nível freático. Isso porque existe correspondência aparente entre as oscilações do nível freático do SASG na região com a recarga potencial calculada em intervalos de tempo brevemente anteriores. É o que se observa, por exemplo, no poço PSFF04, onde a subida do nível freático ocorre poucas semanas após momentos de alta recarga potencial (**Figura 24**).

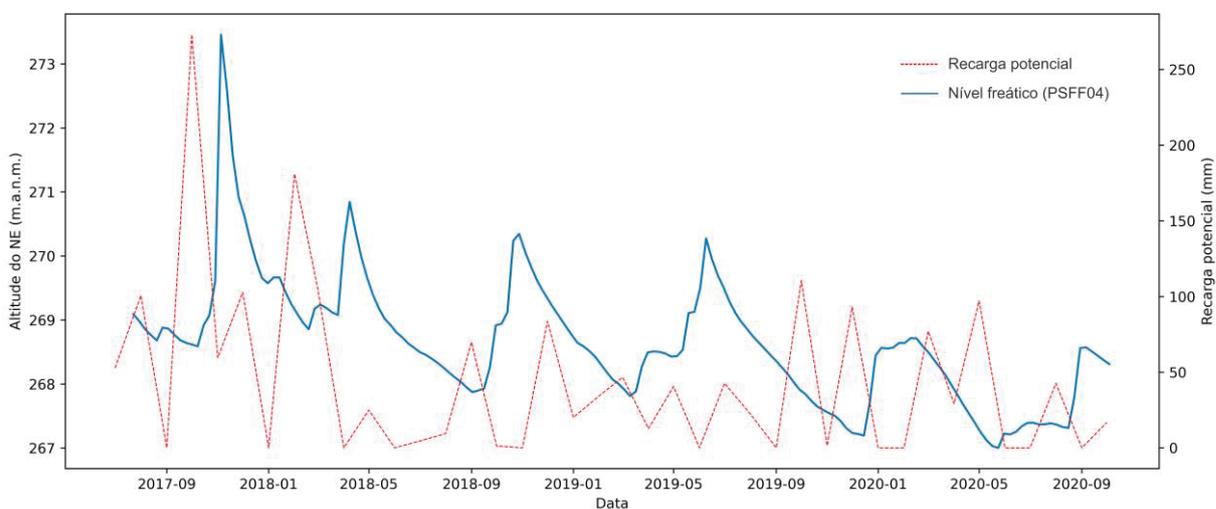


Figura 24: oscilações do nível freático observadas no poço PSFF04 (linha azul) em comparação com a recarga potencial calculada (linha vermelha) para este ponto ao longo do tempo. Notar

Dessa forma, foram selecionados dois eventos significativos para buscar entender como foram as trajetórias de massas de ar que alcançaram a BP3 no momento da recarga potencial em cada ponto temporal escolhido. Ambos são referentes ao mês de outubro em anos distintos, mês cuja importância para a recarga do aquífero foi demonstrada nas análises anteriores e que aparece evidente nas subidas do nível freático observadas em poços como o PSFF04 (**Figura 24**).

O primeiro evento refere-se ao pico de recarga potencial de outubro de 2017, que resultou na subida abrupta do nível freático nas semanas seguintes após o maior valor de recarga potencial calculada durante o monitoramento subterrâneo. Já o segundo diz respeito a outubro de 2019, quando a subida do nível freático ocorreu de

maneira mais discreta e consideravelmente mais atrasada, com meses de atraso entre a elevação do nível freático e os eventos de recarga potencial da primavera.

Observando o comportamento desses eventos em cada uma das sub-bacias hidrográficas estudadas neste trabalho, percebe-se que as diferenças de comportamento de um ano em relação ao outro se mostram equivalentemente pervasivas em todos os casos (**Figura 25**). Isto é, apesar de haver diferenças na recarga potencial entre as sub-bacias no mesmo mês, a diferença do valor em outubro de 2017 para o de 2019 internamente a cada sub-bacia é consideravelmente proporcional entre todas as porções da BP3 analisadas.

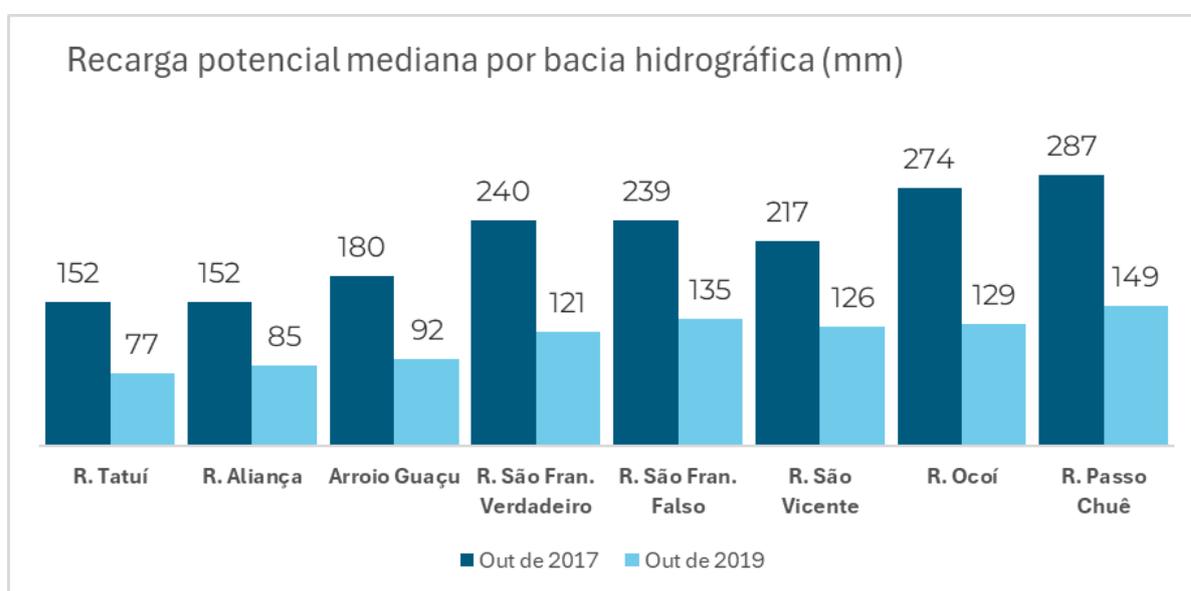


Figura 25: recargas potenciais medianas para os meses de outubro nos anos de 2017 e 2019 em cada uma das bacias hidrográficas analisadas nesta pesquisa.

Dessa forma, as **Figuras 26 e 27** mostram o rastreamento das trajetórias semanais das massas de ar que alcançaram a BP3 nos meses de outubro de 2017 e 2019, respectivamente. Tal qual em abordagens anteriores, são trajetórias retroativas referentes a 240 horas antes da chegada das massas na área de estudo, sendo que o espaçamento entre cada estação de rastreamento é de 6 horas.

Para a primeira semana de outubro de 2017, uma massa de ar com passagem pela região amazônica percorreu trajetória em altitude abaixo de 500 m acima do solo (m.a.s.) desde 22 até 28 de setembro, passando para uma trajetória ascendente até alcançar mais de 1500 m.a.s. próximo ao dia 30 do mesmo mês. Em seguida, passou a apresentar queda de nível atmosférico até alcançar 1000 m.a.s. no primeiro dia de outubro, quando alcançou a BP3.

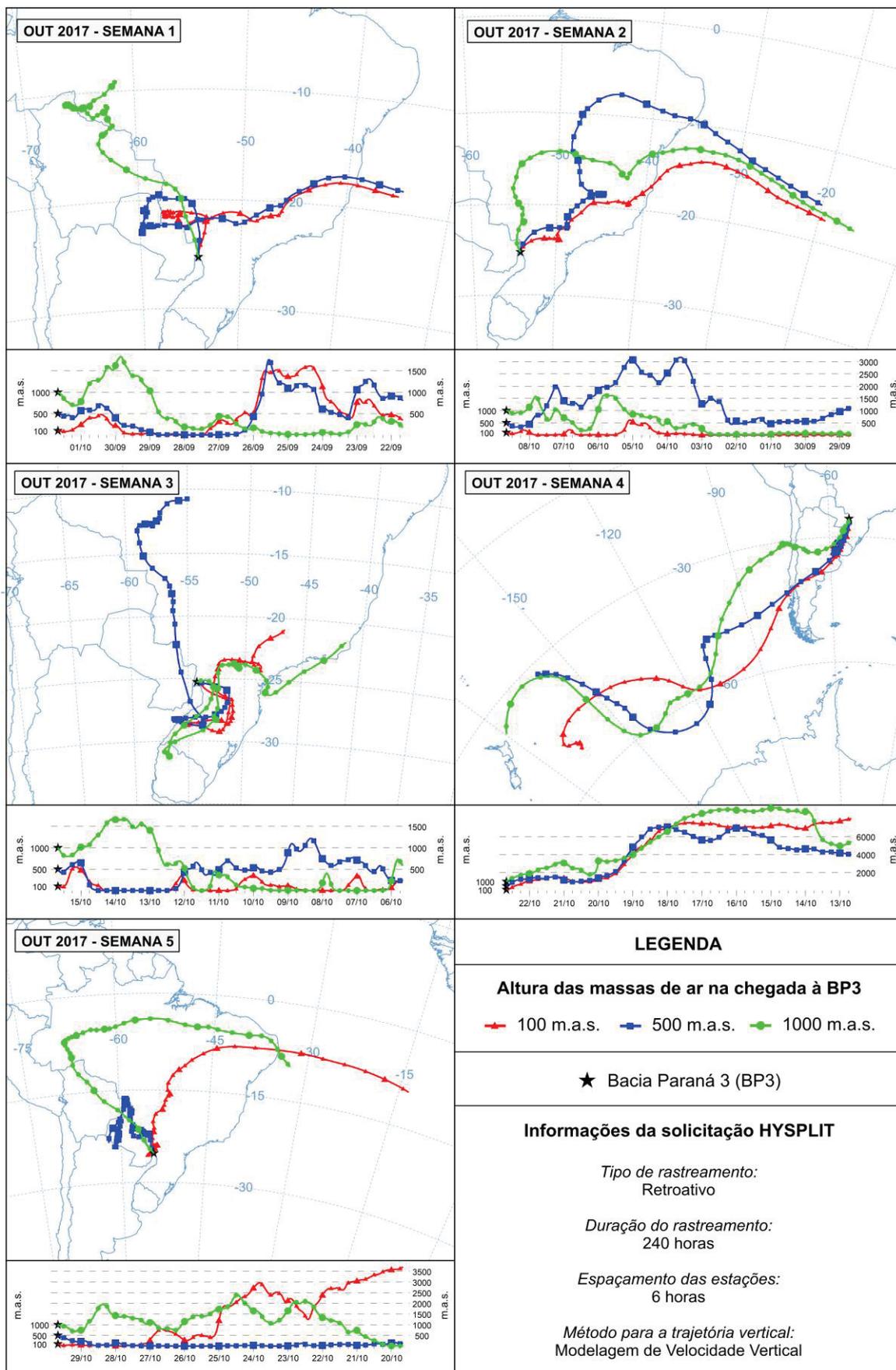


Figura 26: rastreio das massas de ar que alcançaram a BP3 no evento significativo de outubro de 2017.

No mesmo período, houve a chegada de uma massa de ar atlântica com trajetória de altitude oscilando entre 500 m.a.s. e pouco mais de 1500 m.a.s. entre os dias 22 e 26 de setembro, apresentando queda abrupta de altitude atmosférica dali em diante. Permaneceu em cerca de 100 m.a.s. entre os dias 27 e 30 de setembro, ascendendo até cerca de 500 m.a.s. logo em seguida, ganhando tendência de rebaixamento atmosférico no final do percurso até alcançar a BP3 no dia 01 de outubro.

Já para a chegada de massas de ar na segunda semana de outubro, as massas rastreadas são essencialmente atlânticas, chegando do oceano nas latitudes de estados como Espírito Santo e Bahia. A trajetória vertical dessas massas permaneceu próximo ou abaixo de 500 m.a.s. até o segundo dia de outubro, passando para ascensão escalonada ultrapassando 1500 m.a.s. para em seguida apresentar tendência de queda a partir do dia 05 do mesmo mês. Permaneceu-se em algo próximo desse comportamento até que as massas alcançassem a BP3 no dia 08 de outubro.

No caso das massas que alcançaram a área de estudo na semana seguinte, o sistema Hysplit acusou passagem pela bacia amazônica e circulação pouco ordenada oriunda das regiões Sul e Sudeste. Em termos verticais, a massa da Amazônia permaneceu próxima a 500 m.a.s. entre os dias 06 e 12 de outubro, alcançando por vezes alturas acima de 1000 m.a.s. Dali em diante essa massa permaneceu próxima de 100 m.a.s., retornando para 500 m.a.s. no dia 15 de outubro, quando alcançou o Oeste do Paraná.

Para a quarta semana de outubro, uma circulação atmosférica consideravelmente distinta pôde ser observada, com massas de ar oriundas de altas latitudes austrais alcançando a BP3. Em termos verticais, o deslocamento dessas massas rumo à área de estudo se deu em elevada altitude, sempre acima de 4.000 m.a.s. e por vezes acima de 6.000 m.a.s. entre os dias 13 e 19 de outubro. Desse momento até o dia 22 do mesmo mês, quando as massas alcançaram a BP3, houve progressiva queda de nível atmosférico de forma consideravelmente estável.

Por fim, na última semana de outubro, as origens das massas de ar novamente ressaltam a importância da bacia amazônica, além de haver circulação oriunda da região do Chaco Sul-americano. Enquanto essa última possuiu trajetória atmosférica

vertical constantemente próxima de 100 m.a.s., as massas relacionadas à Amazônia apresentaram dois caracteres distintos. Enquanto a massa com maior penetração no contexto amazônico teve altitude oscilando entre 1.000 e 2.000 m.a.s. na maior parte do trajeto, a massa mais distante do núcleo da bacia amazônica apresentou queda de altitude progressiva desde 3.500 m.a.s. até alcançar a BP3 em altitudes abaixo de 500 m.a.s.

Referente ao evento de outubro de 2019, parece haver consideravelmente menos circulação atmosférica com passagem pela Amazônia e significativamente mais chegada de massas de ar vindas de altas latitudes austrais (**Figura x**).

Nas duas primeiras semanas desse mês, houve comportamento semelhante das massas polares que alcançaram a BP3. Em ambos os casos, o deslocamento atmosférico horizontal ocorreu costumeiramente acima de 5.000 m.a.s., ultrapassando 8.000 m.a.s. em alguns momentos. Das origens monitoradas até os momentos de chegada na área de estudo, tais massas apresentaram progressiva diminuição de altitude, com apenas escalonamentos verticais pontuais.

Já na terceira semana de outubro, duas origens de massas de ar foram identificadas, uma de maior latitude austral que alcançou a BP3 após transpor o Chaco Sul-americano e outra vindo do Atlântico pelo Sudeste do Brasil. No caso da massa austral, o mesmo comportamento observado nos outros casos se mostrou presente, com a diminuição progressiva de altitude desde 8.000 m.a.s. até alcançar a área de estudo no décimo quinto dia do mês. No caso da massa atlântica, o deslocamento atmosférico horizontal também ocorreu com progressiva diminuição da altitude, porém com início mais baixo, entre 2.000 e 4.000 m.a.s.

Para o intervalo seguinte, observa-se novamente a contribuição de massas polares com diminuição progressiva da altitude atmosférica, mas também de outra massa polar com circulação importante na Bacia do Rio da Prata antes de alcançar a área de estudo. Por fim, na última semana de outubro de 2019, ocorre circulação de massas oriundas do Nordeste do Brasil, com passagem por parte do Norte e Centro-Oeste brasileiros. Contudo, diferente das massas de ar amazônicas observadas em 2017, nesse caso o deslocamento horizontal ocorreu em alturas acima de 3.000 m.a.s. durante boa parte do trajeto, diminuindo progressivamente até alcançar a BP3 no final do percurso.

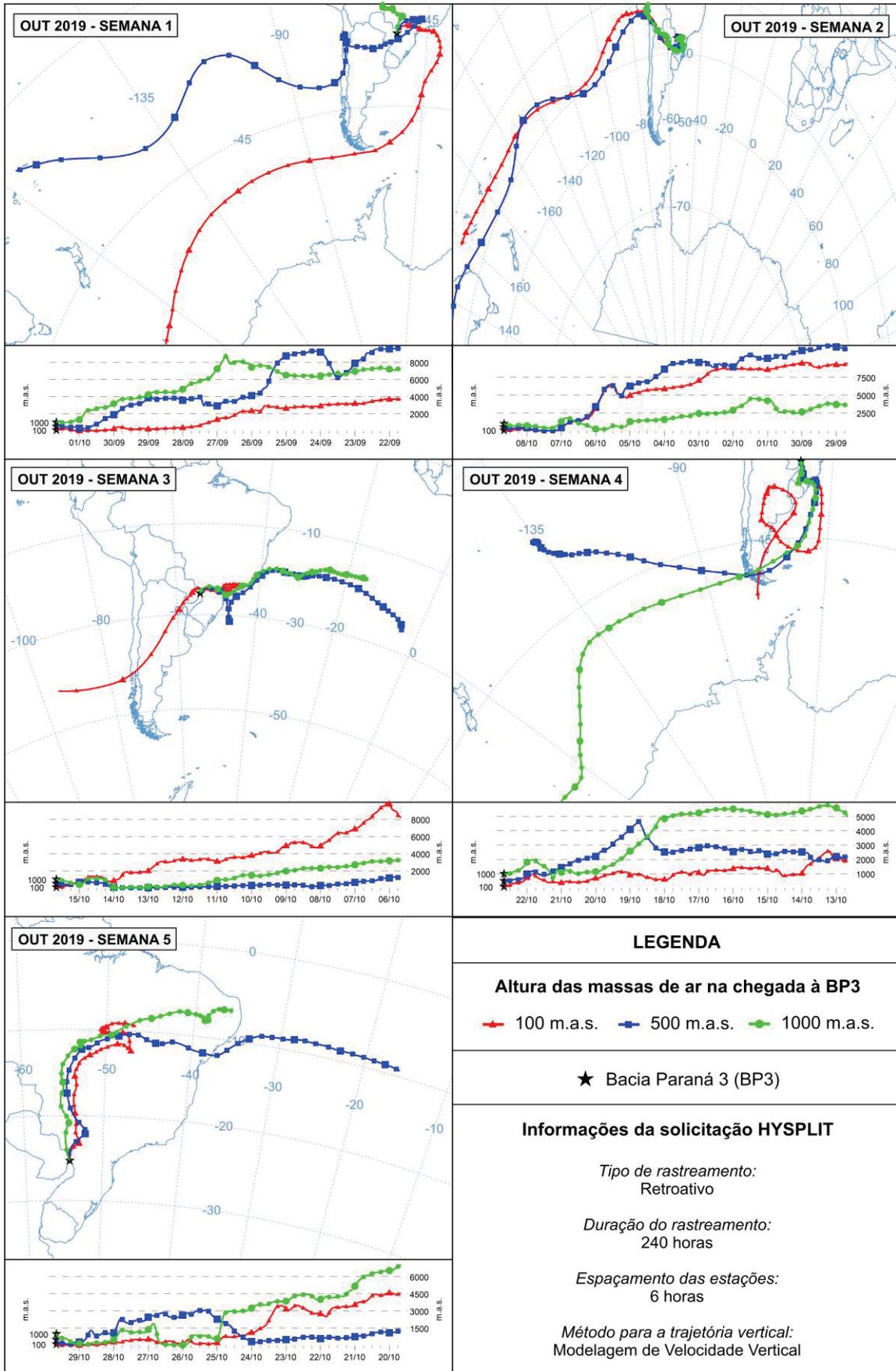


Figura 27: rastreio das massas de ar que alcançaram a BP3 no evento significativo de outubro de 2019.

4.4 VELOCIDADES E ACELERAÇÕES DO NÍVEL FREÁTICO

A análise dos dados da rede de monitoramento hidrodinâmico a partir dos métodos das velocidades e das acelerações, descritos respectivamente nas **Equações 4 e 5**, demonstrou com quais taxas o nível freático oscila em cada um dos pontos monitorados na BP3. Um exemplo gráfico da aplicação desses métodos pode ser observado no **Gráfico 6**. Usando a demonstração das curvas de monitoramento do poço PSFF04, percebe-se como as subidas abruptas do nível freático correspondem a picos de velocidade de oscilação, que por sua vez necessitam de aumentos expressivos da aceleração de tal velocidade para atingir esses resultados.

Também é possível observar que, na maior parte do tempo, as mudanças no nível freático são lentas, demorando semanas a meses para atingir valores significativamente distintos dos anteriores. Em termos de velocidade e aceleração, isso significa que de forma geral são observadas baixas velocidades na oscilação do nível freático, com acelerações muito próximas de zero.

Esse comportamento resulta em valores medianos pequenos, comumente menores que 10 mm/h, na velocidade de oscilação do nível freático tanto nas fases de subida quanto nas de descida dos níveis estáticos para a maioria dos poços monitorados (**Figuras 28 e 29**). Em termos gerais da rede de monitoramento, a oscilação mediana do nível freático ocorreu com velocidade de 4,4 mm/h, tanto em momentos de aumento como nos de diminuição. Velocidades medianas acima de 10 mm/h só aparecem acima do P₇₅, e não ultrapassam 50 mm/h antes do P₉₁.

Em termos de distribuição geográfica na bacia, pode-se observar a concentração das maiores velocidades de oscilação nas proximidades do reservatório de Itaipu, desde 4 até 459 mm/h. Além disso, percebe-se que há tendência de progressão de tais velocidades rumo à jusante de tal feição. Em contrapartida, as menores velocidades observadas concentram-se na porção centro-sudeste da BP3, em partes das sub-bacias dos rios São Francisco Falso e Ocoí, com valores entre 1 e 3,4 mm/h. Os poços das sub-bacias do Arroio Guaçu e do Rio São Francisco Verdadeiro também não apresentam altas velocidades medianas, geralmente com valores entre 3 e 5 mm/h.

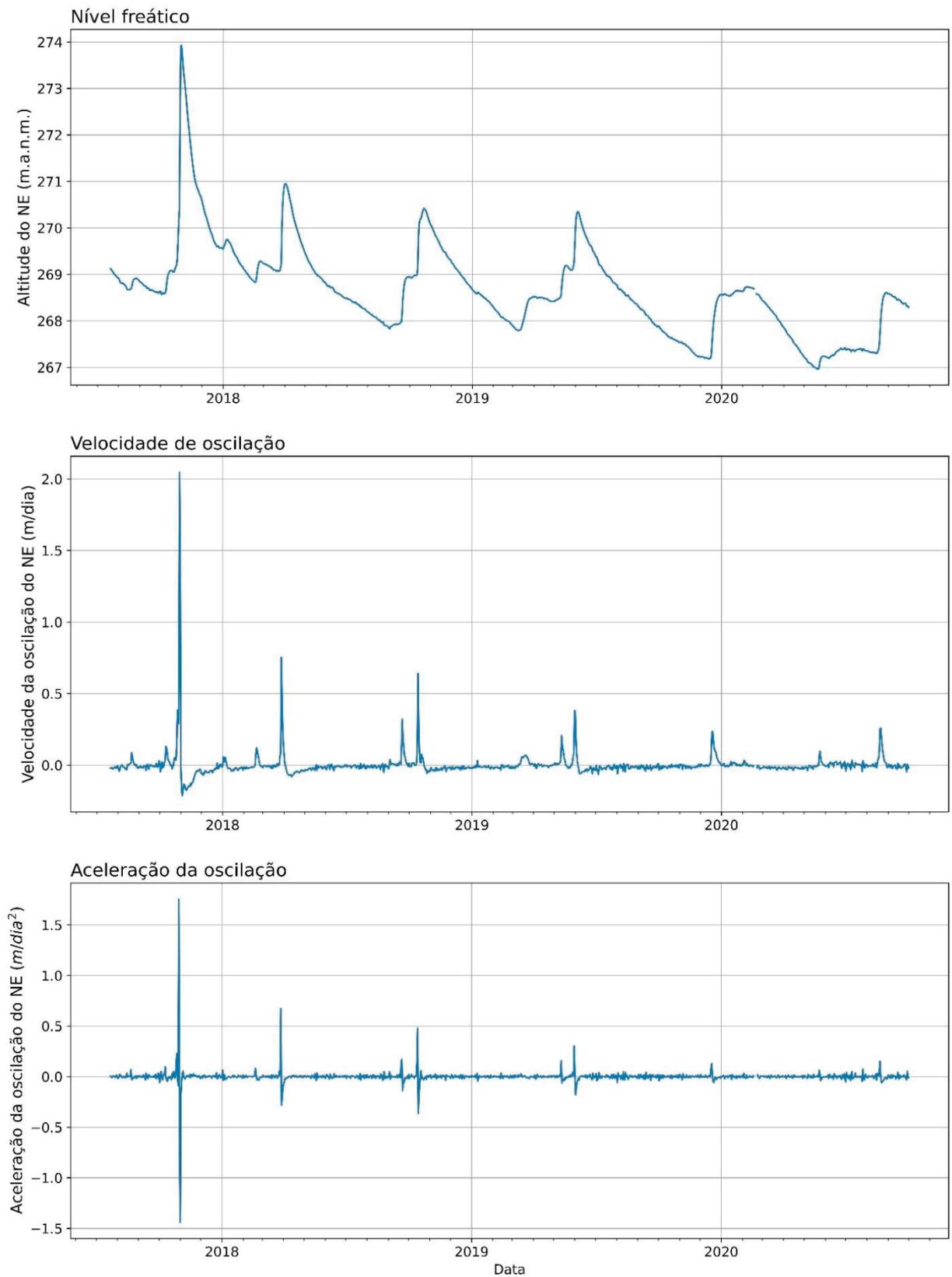


Gráfico 6: curvas de oscilação altimétrica, velocidade de oscilação e aceleração da oscilação do nível freático a partir de observações no poço PSFF04

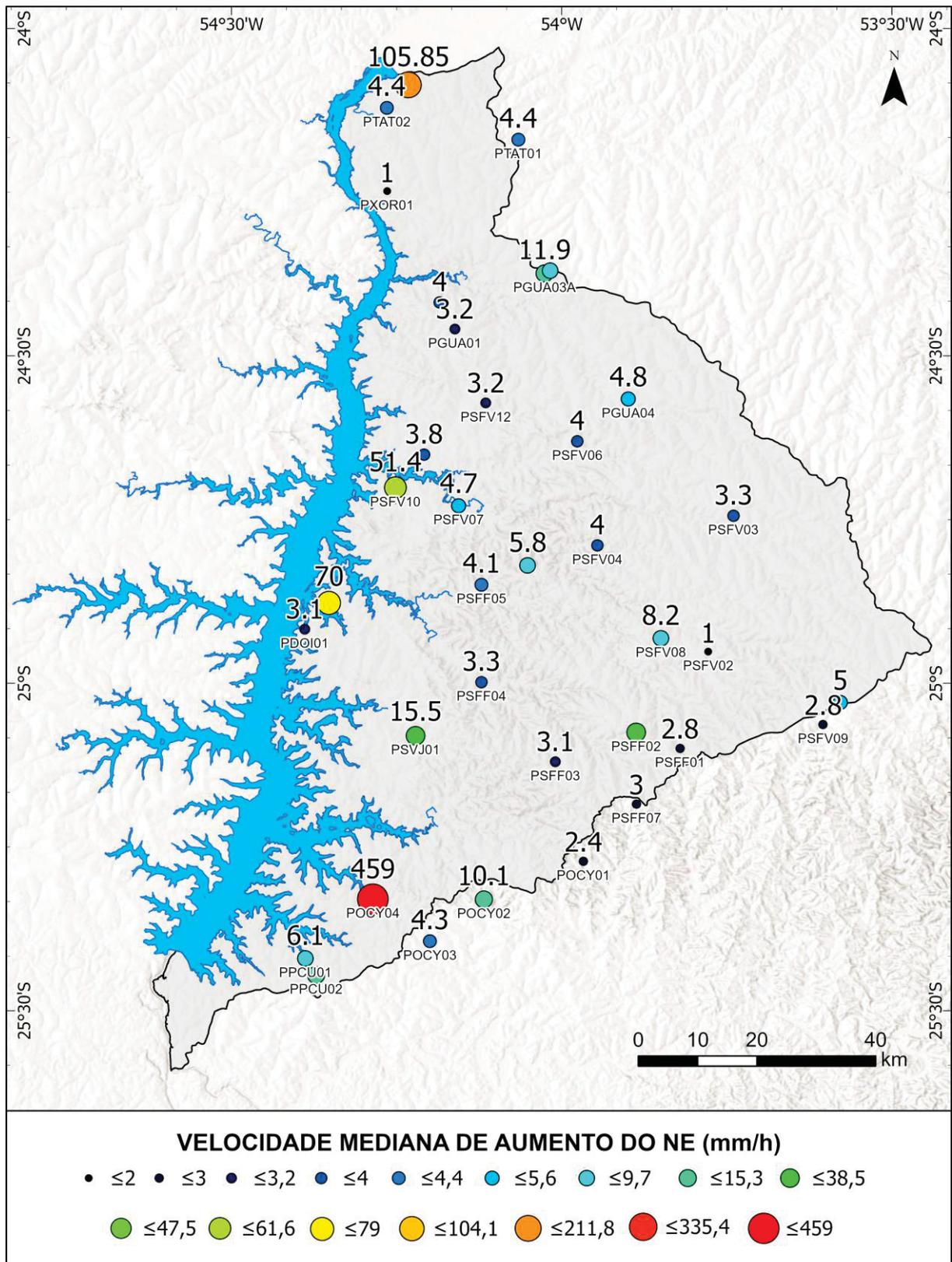


Figura 28: cartografia das velocidades medianas de aumento do nível estático nos poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera.

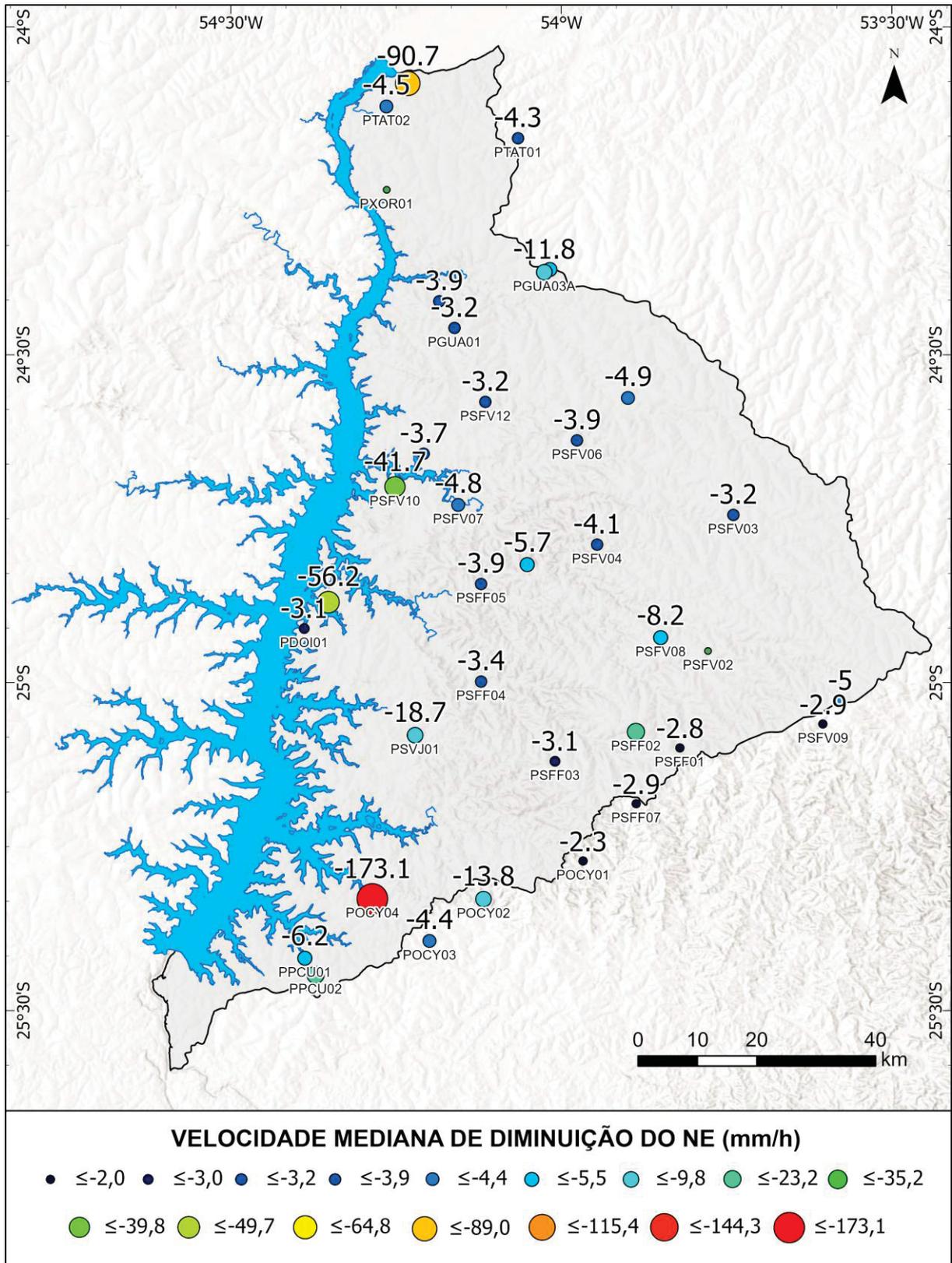


Figura 29: cartografia das velocidades medianas de diminuição do nível estático nos poços da rede de monitoramento hidrodinâmico Hidrosfera.

Além das diferenças de velocidades de oscilação do nível freático observadas entre posições geográficas distintas, é bem possível que haja também discrepâncias hidrogeológicas que ajudem a explicar essas particularidades. Por exemplo, a quantidade e profundidade das entradas de água nos poços, associadas à maior ou menor presença de fraturas, que por sua vez podem estar abertas ou não, assim como diferença das fácies petrológicas em cada local podem ser pontos importantes para os resultados obtidos. No entanto, essas questões não foram tema de investigação desta pesquisa, sendo um tema a ser analisado em projetos futuros.

4.5 ANÁLISE ESPECTRAL

A análise espectral das séries temporais de oscilações trimestrais da TSM na zona El Niño 3.4, da oscilação do armazenamento subterrâneo obtidas pelos satélites GRACE, curvas de recarga subterrânea potencial, precipitação pluvial via IMERG-GP, evapotranspiração real obtida por MOD16, escoamento superficial e umidade do solo obtidos por GLDAS NOAH, e as 29 curvas do monitoramento hidrodinâmico da rede Hidrosfera demonstraram picos de frequência de diferentes intensidades. Por isso, foram selecionados os valores correspondentes aos três picos mais importantes de cada série para a comparação conjunta da análise espectral.

No caso da rede Hidrosfera, foram selecionados três conjuntos amostrais para avaliar o efeito do tempo de monitoramento na resposta espectral das séries temporais. Primeiro, foram selecionados os poços com no máximo 1.000 dias de monitoramento, depois os com período amostrado acima de 1.200 dias e, por fim, os dados referentes ao poço PSFF02, de 1.554 dias de monitoramento – o mais longo da rede hidrodinâmica.

Em todos os casos das séries analisadas, buscando atingir um resultado representativo para a BP3 como um todo, foram selecionadas as medianas de cada mês dentre todas as posições correspondentes aos pontos da rede Hidrosfera para compor uma série temporal artificial mais próxima da tendência estatística central da bacia. Nos casos da seleção pelo número de dias amostrados, foram calculadas todas as FFT das séries individuais do monitoramento horário do nível estático dos poços, e em seguida foram selecionadas as medianas das frequências obtidas.

Dessa forma, os picos de primeira, segunda e terceira ordens das séries analisadas por FFT podem ser observados na **Tabela 3**. Vale ressaltar que outros

picos espectrais de menor intensidade aparecem para tais séries, mas não estão sendo abordados nesta análise.

Tabela 3: picos espectrais de 1ª, 2ª e 3ª ordens encontrados para as séries temporais analisadas nesta fase da pesquisa utilizando a FFT.

PARÂMETRO	Meses			Anos
	1ª ORDEM	2ª ORDEM	3ª ORDEM	DURAÇÃO DA SÉRIE
TSM _{NOAA}	43,75	67,31	145,83	73
TWS _{GRACE}	54,33	16,30	10,19	15
Recarga potencial	4,05	11,95	5,98	21
P _{IMERG-GP}	11,95	5,98	6,61	21
ETR _{MOD16}	11,95	5,98	3,98	21
ESD _{GLDAS}	5,98	17,93	11,95	21
US _{GLDAS}	83,67	17,93	35,86	21
PSFF02	17,23	7,39	4,31	4,26
Rede Hidrosfera >1200 dias	9,70	6,02	4,27	> 3
Rede Hidrosfera <1000 dias	7,29	3,61	2,43	< 1.000 dias

Os picos encontrados mostram que a série de TSM mostra grandes períodos controlando as curvas observadas no domínio do tempo, com picos equivalentes a 3,65, 5,61 e 12,15 anos. Na série de TWS, obtidas via o par de satélites GRACE, também aparecem valores de período acima do anual, com duração de 4,53 e 1,36 anos – além, portanto, do que pode ser explicado meramente por variações sazonais internas ao ano hidrológico. Por outro lado, tanto a recarga potencial como a maioria das componentes utilizadas no cálculo dela apresentam picos inferiores a 12 meses de duração. No caso da precipitação e evapotranspiração, os picos de 1ª ordem chegam muito próximo do período anual, assim como ocorre para o de 2ª ordem da recarga potencial e de 3ª ordem do escoamento superficial. Além disso, períodos semestrais parecem ser muito relevantes no controle da precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial, além da recarga potencial em si.

Contudo, algo digno de nota é o comportamento distinto das frequências encontradas para a série de umidade do solo. Todos os picos mais representativos dela estão muito acima do período anual, alcançando 6,97, 1,49 e 2,99 anos, em ordem de relevância. No caso do escoamento superficial, também parece haver componente além do período do ano hidrológico, tendo alcançado 1,49 anos no pico de 2ª ordem da série analisada.

Em relação à análise espectral das séries da rede de monitoramento hidrodinâmico (**Tabela 4**), houve grande discrepância entre os picos encontrados para tempos de monitoramento reduzidos em relação aos mais longevos. Primeiro, a análise dos dados abaixo de 1.000 dias acusou a importância de períodos de no máximo 7,29 meses e relevância de picos correspondentes a períodos próximos de trimestres. Com o incremento de apenas 200 dias na escolha das séries, a análise dos monitoramentos acima de 1.200 dias passou a mostrar a importância de períodos semestrais e outros começando a se aproximar do intervalo anual. Por fim, com a série do poço mais amostrado da BP3, não se percebe relevância de picos de alta frequência, com os mais representativos chegando a alcançar períodos de 17,23 meses, novamente acima da duração do ano hidrológico.

Tabela 4: picos espectrais de 1ª, 2ª e 3ª ordens encontrados para as séries da rede de monitoramento *in situ*, apresentados em ordem da duração de monitoramento dos poços.

POÇO	Meses			Dias
	1ª ORDEM	2ª ORDEM	3ª ORDEM	DURAÇÃO DO MONITORAMENTO
PGUA03	7,37	2,46	1,84	442
PGUA01	7,29	3,64	2,43	488
PGUA02	7,29	3,64	2,43	671
PTAT03	11,18	5,59	3,20	671
PSFF07	2,03	1,22	0,87	730
PTAT02	8,17	3,50	2,45	735
PXOR01	6,23	3,74	2,34	735
PSFV06	3,92	1,52	2,29	823
POCY01	7,13	3,57	2,59	856
PSFV01	6,65	11,09	3,70	1004
PSFF05	6,96	4,97	2,90	1044
PSFF01	11,67	5,00	3,50	1050
PSFV07	19,35	6,45	9,68	1161
PSFF04	7,77	3,88	2,43	1169
PSFV10	13,60	5,10	4,08	1224
PSFV11	10,20	6,80	4,53	1224
PTAT01	5,83	3,50	2,33	1225
POCY02	4,16	6,66	2,38	1238
POCY03	9,79	4,20	2,45	1238
PPCU02	9,61	5,49	4,27	1238
PDOI01	6,88	13,76	4,59	1239
PSFF02	17,23	7,39	4,31	1554
PSFV03	12,95	7,40	4,32	1554

Por fim, ainda que tenha sido aplicada a Transformada de Ondeletas nas séries de dados apresentadas acima, os resultados encontrados não foram conclusivos, nitidamente precisando de uma abordagem mais robusta para serem utilizados na pesquisa. Portanto, para fins de interpretação do comportamento das séries temporais analisadas no domínio da frequência, será mantida apenas o encontrado via FFT.

4.6 ENOS E RECARGA POTENCIAL

Após a análise espectral das séries relativas ao cálculo da recarga potencial por sensoriamento remoto (Melati et. al, 2023) e da TSM, foi buscada uma forma alternativa de avaliar possíveis correlações entre fenômenos de ENOS e a recarga do aquífero ao longo do tempo. Tendo sido obtidos picos espectrais importantes acima da duração do ano hidrológico, foi instaurada a questão de qual ou quais feições hidrológicas poderiam estar sendo mais influenciadas pelos eventos de ENOS.

Dessa forma, foi utilizado o índice de cálculo mostrado na **Equação 2** para avaliar as séries de oscilações de TSM, recarga potencial (RP), precipitação pluvial (P), evapotranspiração real (ETR), escoamento superficial (ESD) e umidade do solo (US). Através desse índice, buscou-se observar não apenas se há coincidência de comportamento entre as séries ao longo do tempo, mas se essa eventual coincidência aparece também com significância estatística.

Isso porque estando avaliados desvios da mediana em termos de razões de desvio padrão, pode-se dizer que comportamentos contemporâneos observados entre as séries possuem desvio quantificado da tendência central amostral. Ou seja, qual é o nível de discrepância do comportamento mais comum do conjunto amostral em cada determinado momento.

Com isso em mente, o **Gráfico 7** ilustra as os desvios da mediana observados para as séries analisadas entre os anos de 2000 e 2021 – período relativo ao cálculo da recarga potencial por sensoriamento remoto. Em ordem de cima a baixo, observam-se os gráficos relativos à oscilação da TSM e desvios da mediana de RP, P, ETR, ESD e US. Também aparecem em destaque momentos de ocorrência de fenômenos de El Niño, quando cinco ou mais medições consecutivas de ΔTSM são maiores ou iguais a $0,5^{\circ}C$, e La Niña, quando cinco ou mais medições consecutivas de ΔTSM são menores ou iguais a $-0,5^{\circ}C$.

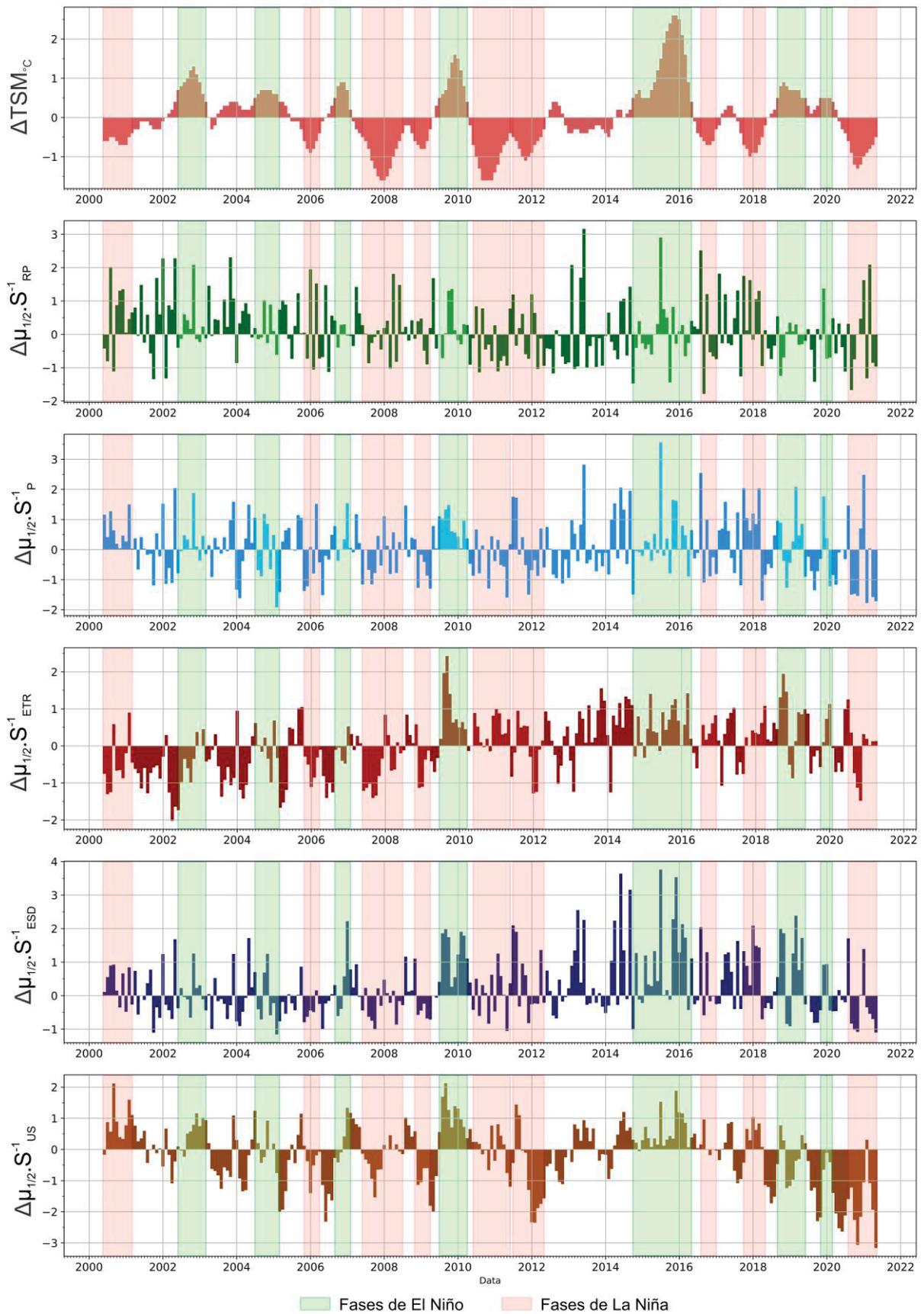


Gráfico 7: comparações dos desvios das medianas em resolução mensal das séries utilizadas no cálculo da recarga potencial perante a série de oscilação de TSM com destaque para fases ENOS.

As curvas analisadas mostram comportamentos consideravelmente distintos entre si, não havendo os mesmos padrões para todas as componentes do cálculo da recarga potencial. Isso resulta parcialmente no caráter aparentemente desordenado da série da recarga, já que é composto por curvas com respostas distintas em momentos simultâneos. Contudo, alguns padrões parecem ser visíveis a partir da análise mais escrutinizada dos dados.

Com a observação de maior detalhe, percebe-se a possível tendência de concentração de valores próximos de um desvio padrão abaixo da mediana da recarga potencial em eventos de La Niña, tal qual nos intervalos entre 2010 e 2012 ou no final de 2016. No entanto, essa não é uma regra absoluta. Ainda ocorrem importantes picos positivos nesses intervalos, mas parece haver predomínio de vales estatísticos em momentos de oscilação negativa da TSM, especialmente para os meses das estações de inverno e outono – identificados como fora da fase principal de recarga pela estatística descritiva (**Gráfico 2**).

Em oposição a esse comportamento, os períodos de El Niño aparentam concentrar as recargas mais estáveis ao longo do ano hidrológico como um todo. Independente da estação do ano, parece haver permanência de superávits da mediana nesses momentos, resultando em uma maior permanência no campo positivo dos desvios da mediana em fases de aquecimento da TSM. Exemplos disso são os intervalos entre os anos de 2015 e 2016 e entre o final de 2002 e metade de 2003. Isso não significa que não haja desvios acima da mediana em eventos de La Niña ou nos intervalos interfásicos de ENOS, apenas que eles parecem ser menos frequentes.

Tais comportamentos descritos para a série de desvios da recarga potencial aparenta correspondência muito próxima do observado para a da precipitação pluvial. Também parece haver tendência de superávit de chuvas em fases de El Niño e déficit medianos para os momentos de La Niña. Também aparecem em destaque os intervalos entre 2015 e 2016 e entre 2002 e 2003, no caso positivo, e entre 2010 e 2012 no negativo. Contudo, também valem menção as fases de superávit entre 2009 e 2010 e de déficit entre o final de 2020 e início de 2021 e entre 2007 e metade de 2008.

Já no caso da série de desvios medianos da evapotranspiração real, não parece haver correlação gráfica clara com as oscilações de TSM. Observando a série de ETR,

parece haver significativa mudança da tendência de déficit para superávit no início de 2009, havendo predomínio de valores abaixo da mediana antes disso e passando a predominar desvios positivos dali em diante. Esse comportamento não é observado na série de variação da TSM, que oscila entre valores altos e baixos ao longo de toda a série analisada, sem esse caráter dicotômico segmentado a partir de 2009. É verdade que alguns momentos parecem ilustrar correspondência entre as oscilações de TSM e de ETR, como é o caso justamente do pico positivo de ambas em 2009, mas esse padrão não se sustenta ao longo de todo o período amostrado.

Algo semelhante é observado no caso dos desvios do escoamento superficial, já que na série de RNF o ano de 2009 também parece ser um marco a partir do qual passa a haver maior tendência de superávits. Além disso, esses valores positivos parecem ser progressivamente maiores dali em diante até atingir o pico máximo no final de 2015, e passar a lentamente voltar a decrescer desse ponto adiante. É notável que esse divisor coincide com o auge do evento de El Niño mais significativo do intervalo amostrado. Também a partir do final de 2015, há diminuição da intensidade da fase positiva da TSM, que passa a ter predomínio de ciclos negativos a partir de 2016.

Por fim, no caso da série de desvios da umidade do solo, há a melhor correspondência com a curva de oscilação da TSM. Praticamente ao longo de todo o conjunto amostral, a série de SM acompanha quase que de forma espelhada as mudanças de eventos de El Niño e La Niña. Ou seja, parece haver relação diretamente proporcional muito evidente entre as duas séries, que no mínimo acompanham entre si mudanças de tendências positiva e negativa, ainda que eventualmente as intensidades dos eventos sejam distintas. Vale destaque para os intervalos de 2010 a 2012, no caso de déficits da umidade pedológica e eventos de La Niña, e de 2014 a 2015 para a relação entre superávits de SM e fases de El Niño. É possível perceber atraso de alguns meses na resposta da série de umidade do solo para as oscilações de TSM, mas, levado em conta esse pequeno deslocamento temporal, a coincidência permanece.

5 DISCUSSÕES

O estudo da recarga do SASG e suas componentes temporais e dinâmicas através da integração de diferentes técnicas estatísticas, matemáticas, cartográficas e gráficas se mostrou fundamental para a consolidação das interpretações oriundas dos diferentes métodos individuais. Tendências e padrões identificados via múltiplas abordagens confirmam a ponderação de que tais comportamentos não ocorrem ao acaso e possuem significado no meio físico.

Desse ponto de vista, a estatística atuou como a principal ferramenta para obter informações representativas das séries temporais no domínio do tempo, já que trabalhar diretamente com as dezenas de milhares de medições na forma bruta seria no mínimo inviável. Por outro lado, a análise espectral representou a possibilidade de identificar quais os reflexos do domínio da frequência nesses padrões estatísticos, viabilizando a análise da periodicidade no domínio temporal. Por fim, as abordagens geoespaciais transpuseram os resultados das dimensões de caráter mais abstrato para o contexto mais palatável do meio físico.

5.1 DISTRIBUIÇÃO DA RECARGA NO ANO HIDROLÓGICO

Ficou claro que a recarga subterrânea potencial na área de estudo possui dois momentos principais ao longo do ano hidrológico (**Gráfico 2**). O primeiro é referente à estação da primavera, e o segundo ao verão. Ambos acontecem com crescimento gradual do volume de recarga até atingir os picos observados em outubro e fevereiro. Por outro lado, a transição desses períodos de maior recarga para intervalos de estiagem apresenta caráter mais abrupto.

No entanto, os períodos indicados pelo cálculo da recarga potencial não são perfeitamente coincidentes com o observado na rede de monitoramento *in situ* (**Figura 30**). Isso porque, diferentemente da recarga potencial, o monitoramento *in situ* aponta momentos importantes de recarga em maio e outubro, enquanto a descarga do aquífero ocorre principalmente em fevereiro, julho e agosto.

Apesar da discrepância entre os meses principais apontados para a recarga, a recarga potencial calculada indica possibilidade de chegada d'água no aquífero durante todo o ano hidrológico, ainda que de forma quantitativamente oscilante. Isso se traduz no que foi monitorado diretamente na rede Hidrosfera, que apesar de apontar os meses de fevereiro, abril, junho, julho, agosto, setembro e dezembro como

tendo tendências de descarga do aquífero, ainda apresenta entradas de água que geram uma descida escalonada do nível freático.

Ainda, como mostrado na **Figura 21**, diferentes porções da BP3 podem apresentar recarga e descarga do aquífero simultaneamente, não há homogeneidade perfeita entre as sub-bacias da área de estudo nesse sentido. Portanto, as tendências médias mostradas na **Figura 30** devem ser lidas tendo em mente que esses comportamentos podem não ser válidos para todas as partes da BP3.

Detalhando os meses com maiores e menores valores médios de recarga potencial calculada e da recarga/descarga indicadas pelo monitoramento *in situ*, percebe-se de maneira mais clara quais momentos possuem caracteres mais ou menos coincidentes entre os dois métodos. Para tornar essa comparação mais visual, a **Figura 30** mostra em uma escala de cor oscilando de valores vermelho-acastanhados a azuis escuros quais são os respectivos menores e maiores valores de recarga indicados por cada método.

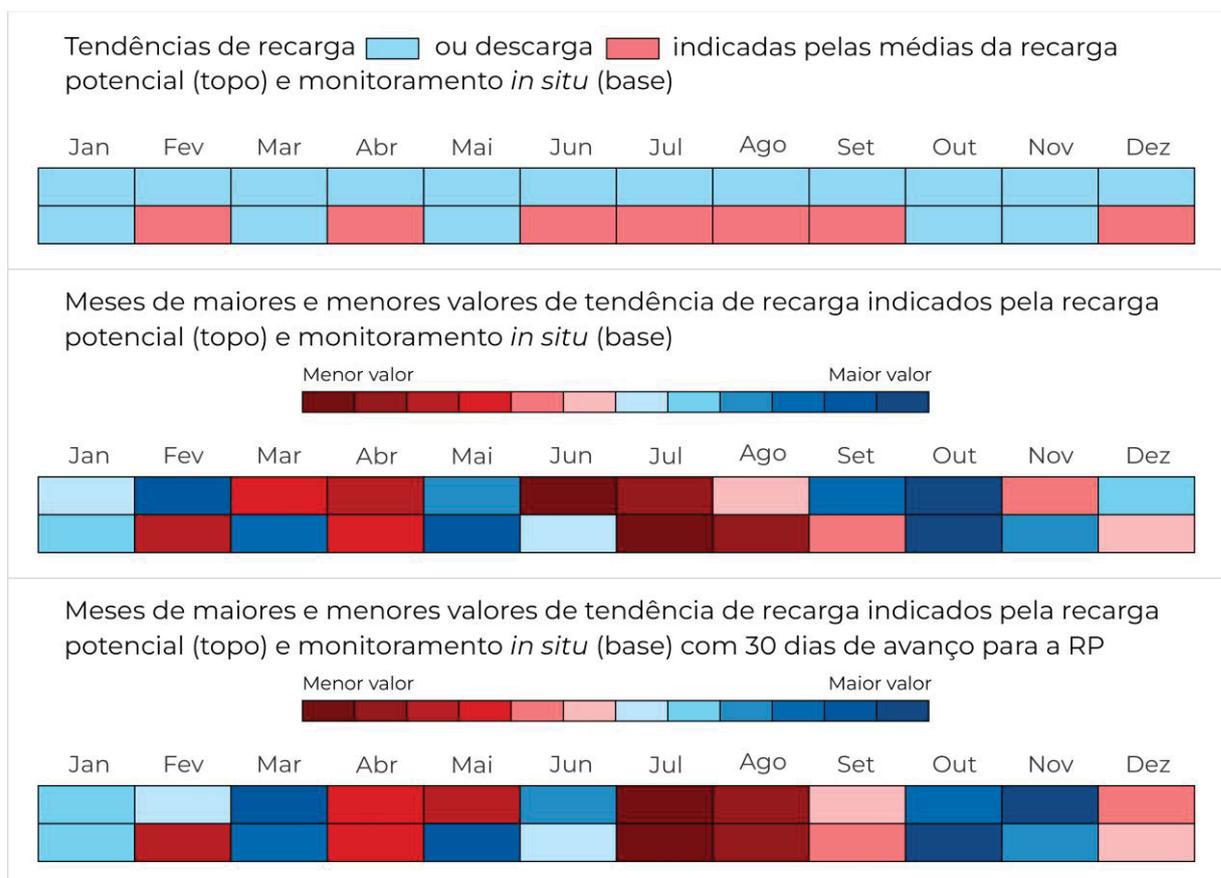


Figura 30: comparação entre as tendências de recarga e de descarga do SASG pelos métodos da recarga potencial calculada por sensoriamento remoto e pelo monitoramento *in situ* na rede Hidrosfera,

incluindo sugestão de comparação com 30 dias de avanço para os valores da recarga potencial calculada, garantindo um encaixe melhor perante os dados diretos.

As maiores discrepâncias qualitativas entre os métodos, isto é, a importância indicada de cada mês para a recarga, aparecem nos meses de fevereiro, março, setembro e novembro, quando as posições dos meses apontados por cada método chegam a estar em extremos opostos. No entanto, mesmo momentos indicados tanto pela recarga potencial quanto o monitoramento direto com relevância semelhante para a recarga do SASG apresentam discrepâncias quantitativas importantes.

Em uma tentativa de melhor encaixar o calculado com o observado diretamente, a mesma representação gráfica de tons vermelho-acastanhados a azuis escuros indicativa para a relevância dos meses para a recarga foi adotada, porém adicionando um atraso de 30 dias para os valores calculados. O resultado foi uma coincidência notavelmente maior entre os métodos (**Figura 30**), ainda que permaneçam discrepâncias quantitativas e o cálculo siga sem apontar tendências de descarga do SASG.

Tal dissonância pode ser fundamental para avaliar atrasos entre a chegada de chuvas na BP3 e a recarga do SASG na região. Melati et al. (2023) chegaram à conclusão de que há entre 15 e 46 dias (em média 29 dias) de diferença entre eventos pluviais e a entrada de água no aquífero, e esse período indicado parece fazer sentido em boa parte a partir do monitoramento. Contudo, como os próprios autores observaram, esse intervalo é variável, não funciona perfeitamente ao longo de todo o ano hidrológico.

Por exemplo, há potencialidade de recarga importante em meados de fevereiro (**Gráfico 2**), mas apenas em maio há subida efetiva do nível freático (**Gráfico 3**). Também, nem todos os períodos indicados como favoráveis pela recarga potencial parecem ter reflexo na recarga monitorada, ou ao menos aparecem mascarados junto à mistura de dinâmicas seguintes. Por exemplo, setembro é um mês indicado como de alto potencial de recarga, mas é apenas em outubro que isso ocorre. No entanto, esse mês é significativamente mais importante que todos os demais para a recarga do aquífero. Portanto, é possível que haja mistura entre as recargas potenciais indicadas para setembro e outubro, a primeira com atraso e a segunda não.

Muito provavelmente devido às características hidrogeológicas do aquífero, essa dissonância entre os períodos de superávit e déficit de recarga não parece ter

reflexo direto nas velocidades de oscilação positiva e negativa observadas na rede de monitoramento hidrodinâmico. Ambas são muito parecidas, com valores de subida e descida do nível freático muito semelhantes para os mesmos pontos na BP3 (**Figuras 28 e 29**).

Contudo, são observados picos de subida abrupta dos níveis relativamente próximos de momentos importantes de entrada pluvial na BP3, como ilustrado no **Gráfico 6**. O mesmo não pode ser dito da queda do nível freático do SASG em consonância com a transição abrupta para meses de menor recarga potencial ilustrada no **Gráfico 2**. De forma geral, o que ocorre é a diminuição lenta dos níveis, ainda que a entrada d'água tenha deixado de ocorrer de forma mais imediata.

Essa diferença entre subidas abruptas e quedas vagarosas do nível freático são importantes para estratégias de gestão dos recursos hídricos, pois representa o armazenamento subterrâneo e a garantia do fluxo de base em períodos de estiagem. Isso porque, com uma recarga rápida, o SASG se mostra como um reservatório altamente responsivo à chegada de água na BP3. Ao mesmo tempo, em momentos quando não há entrada adicional de água pluvial, ambientes hidrológicos superficiais podem ser mantidos pela saída lenta de água do meio subterrâneo.

Ou seja, o aquífero atua como uma salvaguarda hídrica em períodos de estiagem, agindo como mantenedor dos serviços ecossistêmicos. Havendo permanência da componente hidrológica subterrânea, mantêm-se os níveis de base dos rios efluentes e se garante a presença de água para organismos e demandas humanas na superfície.

5.2 TRAJETÓRIAS ATMOSFÉRICAS E A RECARGA DO SASG

As massas de ar responsáveis pelas principais fases de recarga do SASG na BP3 possuem a Amazônia como a principal região de passagem (**Figura 22**), ocorrendo nos meses de maio e outubro, com tendência positiva mais intensa na primavera (**Gráfico 3**). Por outro lado, fases de descarga generalizada na bacia, acentuada nos meses de inverno junto também de fevereiro, concentram circulação de massas atmosféricas oriundas de altas latitudes austrais, com diminuição da influência amazônica.

Tais massas amazônicas são descritas como úmidas na literatura (Zandonadi 2013; Monteiro 1963; Baldo 2006), portanto a circulação delas na BP3 é fundamental

para a produção de tempo em termos de eventos pluviais, agindo como as responsáveis pela presença de água atmosférica disponível nos eventos de chuva. Analisando as alturas de deslocamento dessas massas de ar, percebe-se que a movimentação horizontal delas ocorre em baixos níveis atmosféricos, costumeiramente abaixo de 2.000 m.a.s.

Essas alturas são condizentes com os Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) descritos na bibliografia como sendo importantíssimos para o transporte de umidade da Bacia Amazônica para o Sul do Brasil (Marengo et al. 2004; Marengo et al. 2009; Carvalho et al. 2004; Liebmann et al. 2004). Mais que isso, as trajetórias horizontais rastreadas mais comuns percorridas por tais massas são condizentes com o esperado para os JBNAS, canalizados pela barreira orográfica da Cordilheira dos Andes rumo à porção meridional brasileira (**Figura 6**; Marengo et al. 2004; Marengo et al. 2009).

A importância da chegada dessa umidade amazônica se mostra evidente quando comparados eventos de meses semelhantes em diferentes anos, com efeitos de recarga distintos em função da maior ou menor presença da chegada dessas massas. É o que se observa comparando os eventos de outubro em 2017 e 2019. No primeiro caso há consideravelmente maior circulação de massas amazônicas, caracterizadas pelo transporte interpretado como dos JBNAS. Além disso, também houve a presença de massas oriundas de altas latitudes austrais em ao menos uma das semanas do evento de 2017. Na literatura, essas massas são comumente descritas como secas e frias (Zandonadi 2013; Monteiro 1963; Baldo 2006), contrastando com as características úmidas e quentes das massas amazônicas. Tais diferenças favorecem a ocorrência de chuvas em função da ascensão da massa úmida após encontrar a frente fria (Barry e Chorley 2013).

Portanto, em outubro de 2017 houve uma configuração ótima para tornar mais provável a recarga do SASG na BP3, tendo em vista que havia tanto a presença de água na atmosfera da região como condições de instabilidades para a ocorrência de chuvas (**Figura 26**). Não coincidentemente, logo após essas condições ocorreu a recarga significativa do aquífero, com atraso de cerca de 30 dias desde o pico de precipitação e a principal subida do nível freático monitorada, semelhante à média de atraso trazida no trabalho de Melati et al. (2023).

Em contraposição, no caso de outubro de 2019, a configuração de massas atmosféricas que alcançaram a BP3 foi significativamente distinta, com contribuição muito maior de massas secas oriundas de altas latitudes austrais (**Figura 27**). A chegada em menor quantidade de umidade amazônica provavelmente resultou em uma menor disponibilidade de água para eventos de chuva nesse mês, que por sua vez contribuiu para um evento de recarga menos intenso do que no análogo de 2017. Mais que isso, também se observou atraso maior entre o evento pluvial e a subida do nível freático no aquífero, levando mais de 45 dias para a ocorrência da recarga.

Dentro dessas perspectivas, é possível afirmar que momentos de atividade mais intensa e prolongada dos JBNAS, trazendo umidade amazônica em volumes significativos para o Oeste do Paraná, contribuem para eventos de recarga mais intensa e rápida do SASG na BP3. Por outro lado, em períodos nos quais os JBNAS estão enfraquecidos, levando a menores volumes de chuva na área de estudo, ocorre o contrário, com recarga menos intensa e atrasada no aquífero.

Contudo, vale afirmar que a relação da velocidade da chegada da água no meio subterrâneo pode e provavelmente está relacionada com outros fatores que vão além da ação dos JBNAS, tais como variações da evapotranspiração. Para compreender por completo quais condicionantes são relevantes na definição desse atraso, são precisos estudos mais detalhados direcionados para essa questão.

Ainda assim, permanece a importância dos JBNAS especialmente no que diz respeito à chegada de água atmosférica na BP3. A indicação pela análise exploratória dos dados de recarga potencial do mês de outubro como o mais relevante para a recarga potencial do SASG na BP3 também corrobora com a importância dos JBNAS para esse processo. Isso porque é descrito na literatura que há duas fases principais de transporte de umidade amazônica pelos JBNAS, a primeira em julho e agosto diretamente para sul da Amazônia, e a segunda em dezembro e janeiro para o Sudeste do Brasil (Carvalho et al. 2004; Liebmann et al. 2004).

A localização da BP3 corresponde ao intermediário desses dois destinos, assim como o mês de outubro representa o meio termo temporal interfásico, reforçando a relação entre a já demonstrada importância de outubro para a recarga do aquífero e a ação dos JBNAS.

5.3 RECARGA DO SASG NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA

O comportamento sazonal observado na descrição estatística da recarga potencial e do monitoramento *in situ* aparece também na análise espectral realizada. Diversas séries temporais avaliadas acusam a importância de períodos de duração trimestral a semestral na composição do observado no domínio do tempo. Isso provavelmente está diretamente vinculado às variações das estações do ano hidrológico, na mesma lógica estabelecida no tratamento estatístico.

Séries como as de precipitação pluvial, escoamento superficial e evapotranspiração real, todas com picos de frequência condizentes com períodos de alguns meses até pouco menos de um ano (**Tabela 3**), parecem ser fortemente explicadas pelos padrões climáticos da região Sul do Brasil (Cavalcanti et al. 2009; Baker e Fritz 2015). Como essas variáveis são fortemente dependentes dos volumes de chuva e insolação, cuja relação com as estações do ano já é bem estabelecida na literatura, é muito provável que tais picos sejam referentes a esses fenômenos sazonais.

Esses períodos aparecem comprovados fisicamente nas séries de monitoramento hidrodinâmico de menor duração, que não têm período amostral suficiente para captar a influência de eventos de baixas frequências, apenas os de periodicidade mais rápida – como é o caso das mudanças de estações do ano. Conforme se aumenta o intervalo de amostragem dessas séries, como é o caso do poço PSFF02, passa a ser detectada a influência de fenômenos de periodicidade mais lenta.

Nessa lógica, o mesmo pode ser dito dos picos de baixa frequência observados para séries como a de umidade do solo ou da oscilação do armazenamento subterrâneo obtidas por sensoriamento remoto. Já que essas séries acusam picos espectrais correspondentes a períodos muito além do ano hidrológico, é indispensável a atribuição do controle desses comportamentos a eventos e processos de periodicidade mais longa.

Especialmente no caso da umidade do solo, não foram observadas variações medianas significativas ao longo do ano hidrológico, chegando a no máximo 7% de discrepância entre o menor e o maior valor medido (**Gráfico 1**). Dessa forma, fica evidenciado fisicamente como processos de periodicidade meramente relacionada

com as mudanças de estações do ano não explicam as oscilações da série de umidade do solo.

Vale ressaltar que a análise mais aprofundada dos sinais espectrais das curvas de escoamento superficial e umidade do solo não são o escopo desta pesquisa, portanto aqui se limita a trazer a descrição no domínio dessas curvas no domínio da frequência. As razões pelas quais e os fenômenos responsáveis pelos picos espectrais apresentados ainda são incompreendidos e seriam temas interessantes para pesquisas futuras.

5.4 ENOS E A RECARGA DO SASG NA BP3

Tendo em vista a importância já conhecida de fenômenos ENOS no clima da América do Sul (Grimm e Ambrizi 2009; Poveda et al. 2011; Glantz e Ramirez 2020; Cai et al. 2020; Hill et al. 2009; Tedeschi et al. 2014; Tedeschi et al. 2016; Silva e Ambrizzi 2006), as oscilações da temperatura da superfície marinha na Zona El Niño 3.4 se tornam candidatas muito promissoras para a associação com os picos espectrais de período mais longo encontrados. Isso fica ainda mais evidente quando comparados os períodos encontrados para os proxies desta pesquisa com os da TSM, que podem não coincidir perfeitamente, mas que estão em escalas de duração muito semelhantes.

Como essa sugestão de relação entre as séries pela análise espectral possui caráter especulativo se usada isoladamente, foi feita a comparação dos desvios estatísticos das componentes do cálculo da recarga potencial com a curva de oscilação da TSM. O resultado disso foi a corroboração do que havia sido percebido na análise espectral, com as curvas dos parâmetros controlados por períodos mais longos apresentando maior correspondência com a curva representativa de fenômenos de ENOS.

O melhor exemplo disso está no espelhamento muito evidente da curva de ΔTSM observado na análise de desvios da mediana da série de umidade do solo (**Gráfico 6**). Havendo tal correspondência gráfica, reforçada pelo obtido na análise espectral, é consequente a interpretação de que a componente do cálculo da recarga potencial mais influenciada por eventos de El Niño e La Niña é a umidade do solo. Tal influência ocorre de forma diretamente proporcional, com períodos de acréscimo de TSM, correspondente a eventos de El Niño, representando aumentos da umidade do

solo, enquanto intervalos marcados pela diminuição da TSM equivalem à perda de água pedológica.

Tendo em vista a importância comprovada da umidade do solo nos processos de recarga do Aquífero Caiuá (Melati et al. 2021), muito próximo da área de estudo, torna-se fundamental a avaliação detalhada dessa componente para a recarga do SASG. Ademais, sendo essa provável componente fundamental da recarga marcadamente influenciada por fenômenos ENOS, pode-se atribuir a influência direta de eventos de El Niño e La Niña na recarga do SASG.

Como a recarga do aquífero varia geograficamente na bacia, também pode-se inferir que essa influência também é variável espacialmente. Nessa lógica, os pontos com maior variabilidade da recarga poderiam estar sujeitos a uma influência maior de eventos de escala continental.

Isso estaria de encontro com a heterogeneidade da influência de eventos ENOS já proposta para a pluviosidade ao longo da BP3 na literatura (Pedron e Limberger 2023). Dessa forma, com mais componentes relevantes para a recarga do SASG estando comprovadamente influenciadas por fenômenos ENOS, a associação direta da influência desses processos com a recarga em si do aquífero se torna consequência inevitável.

Outra questão evidenciada na comparação estatística apresentada no **Gráfico 7** que também é consonante com o apresentado no trabalho de Pedron e Limberger (2023) é o atraso entre o estabelecimento de fases ativas de ENOS com consequências hidrológicas observadas na BP3. Tanto na bibliografia como nos dados desta pesquisa ficou evidente que pode haver o intervalo de alguns meses entre a entrada de fases ativas de El Niño e La Niña e a ocorrência de mudanças hidrológicas significativas na área estudada.

Essas mudanças provavelmente têm relação com o observado na análise das trajetórias atmosféricas, já que as duas fases dicotômicas de ENOS apresentam comportamentos distintos no que diz respeito ao transporte atmosférico até a BP3 (**Figura 21**). É possível que a maior constância de recarga sugerida em fases de El Niño esteja vinculada com o fortalecimento do transporte de umidade amazônica observado nesses momentos, assim como o predomínio de déficits de entrada de água no aquífero esteja associado à maior circulação de massas polares até a BP3 durante fases de La Niña.

Já foi demonstrado na literatura que eventos de El Niño do tipo PEL costumam gerar reforço dos JBNAS entre os meses de julho e novembro, enquanto os do tipo PEC não apresentam esse caráter evidente (Hill et al. 2009; Tedeschi et al. 2014; Tedeschi et al. 2016; Silva e Ambrizzi 2006). Tendo em vista a provável relação diretamente proporcional entre o reforço dos JBNAS e os eventos de recarga do SASG na BP3 (**Gráfico 7**), assim como a aparente correlação entre eventos de EL Niño e superávits na chegada de água no aquífero, é possível que eventos do tipo PEL sejam especialmente significativos para a ocorrência da recarga subterrânea na BP3.

Um exemplo disso pode ter ocorrido em outubro de 2015, quando vigorou uma intensa fase de El Niño tipo PEL (**Figura 31**). Apesar da rede de monitoramento *in situ* do nível freático do Projeto Hidrosfera ainda não existir nesse momento para confirmar com medições diretas as oscilações hídricas do aquífero, observou-se um aumento significativo na recarga potencial calculada para o SASG na BP3, assim como a queda do armazenamento subterrâneo de acordo com dados dos satélites GRACE.

No entanto, algo que aparece na rede de monitoramento Hidrosfera foi o quão díspares podem ser eventos anormalmente positivos do comportamento mediano esperado para as oscilações do nível freático na BP3. Ainda que a anomalia mostrada no **Gráfico 4** provavelmente não seja decorrente da influência de eventos ENOS, já que para esse momento não havia uma fase El Niño ativa, ela demonstra que são possíveis condições positivas de recarga muitas vezes maiores que a mediana regional.

Tendo em vista que já foi comprovada a influência positiva de eventos ENOS tipo PEL nos volumes de chuva do Paraná (Goudard 2023), a depender da intensidade desses eventos, podem ser possíveis anomalias significativamente positivas nas oscilações do nível freático na BP3, como a mostrada no **Gráfico 4**. Dessa forma, torna-se lógico sugerir os eventos ENOS tipo PEL como candidatos promissores quando e se forem observadas anomalias positivas nas subidas do nível freático da BP3. Permanece aqui a afirmação de que essa não é a única explicação possível para esses fenômenos extremos, mas que os processos ENOS podem e devem ser objeto de investigação prioritária em caso da busca por condicionantes em casos de recargas anômalas do SASG.

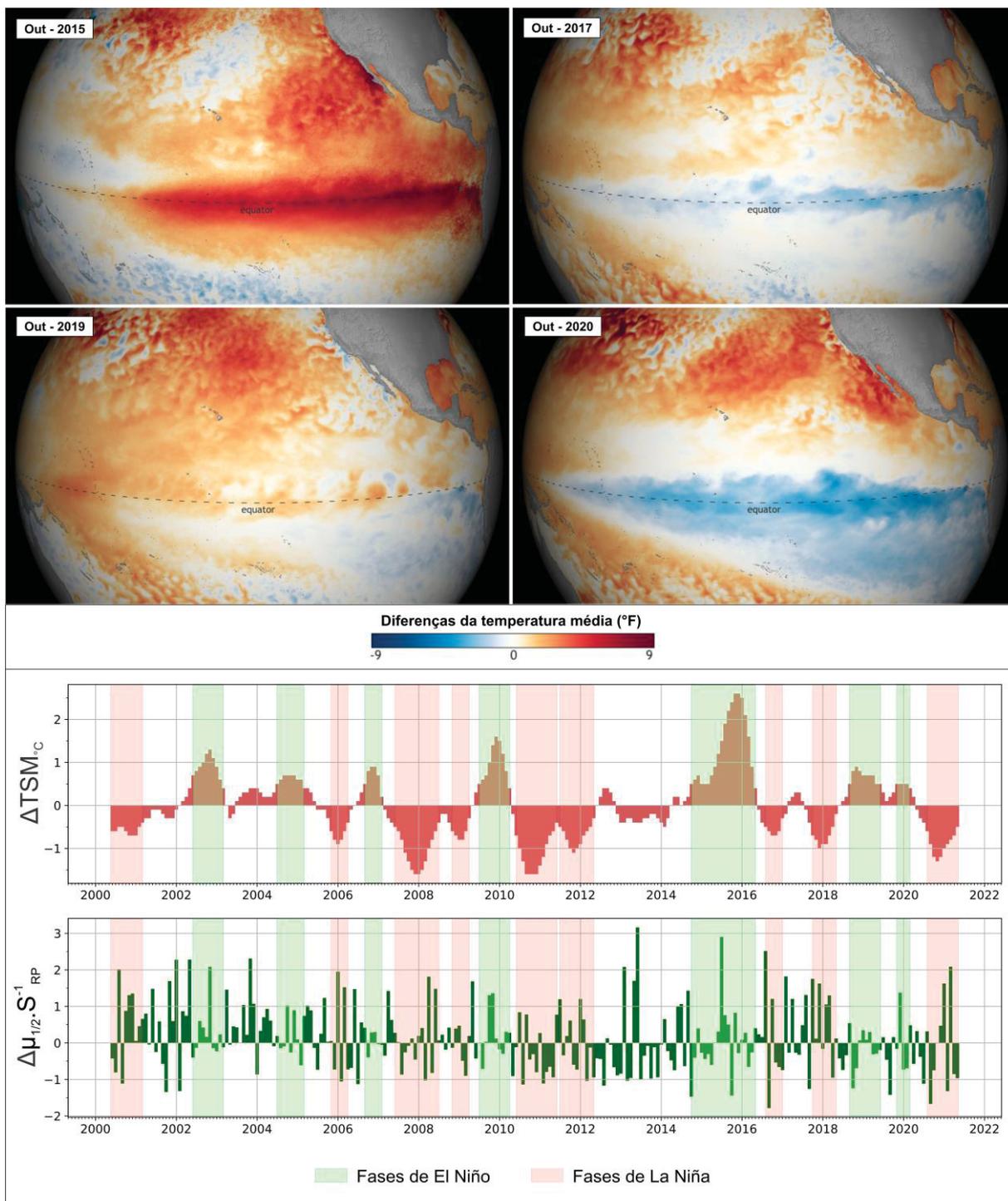


Figura 31: disposições espaciais das anomalias térmicas da superfície do mar nos meses de outubro de diferentes fases ENOS comparadas com as curvas de variação da TSM e recarga potencial do SASG na área de estudo. O mês de outubro de 2015 representa um evento de El Niño tipo PEL, enquanto o mesmo mês em 2017 está em uma fase pouco intensa de La Niña, em 2019 se observa um evento menos intenso de El Niño tipo PEC e em 2020 um intenso evento de La Niña tipo PEC. Fonte: adaptado de NOAA (2023).

Em contrapartida, eventos de El Niño do tipo PEC são descritos como tendo anomalias pluviométricas positivas muito menores que os do tipo PEL, com menor intensificação dos JBNAS (Cai et al. 2020; Hill et al. 2009; Tedeschi et al. 2014; Tedeschi et al. 2016; Silva e Ambrizzi 2006). Esse caráter pode ser observado no evento significativo analisado de outubro de 2019 (**Figura 27**), quando apesar de ter havido chegada de água atmosférica na área de estudo, não houve recarga tão intensa quanto em momentos de maior influência e presença de umidade influenciada pela Amazônia na BP3.

Por outro lado, eventos de La Niña tipo PEC são descritos como significativamente mais intensos que os de tipo PEL (Cai et al. 2020; Hill et al. 2009; Tedeschi et al. 2014; Tedeschi et al. 2016; Silva e Ambrizzi 2006), sendo que na área de estudo isso resulta na maior propensão de períodos de seca intensa. Um possível exemplo desse cenário ocorreu em outubro de 2020, quando estava configurada uma fase intensa de La Niña tipo PEC, contemporânea à baixa significativa da recarga potencial e de uma tendência de rebaixamento do nível freático observada no monitoramento *in situ*.

Contudo, vale salientar que os fenômenos ENOS não são os únicos fatores de influência na chegada de umidade e oscilação da recarga do SASG na BP3, portanto não se deve atribuir exclusivamente a tais processos as variações das observações do nível freático ao longo do tempo. Por exemplo, um caso de recarga positivamente atípica fora de fases de El Niño pode ser observado em outubro de 2017 (**Figura 26**), o maior dentro de todo o período da rede de monitoramento *in situ* Hidrosfera.

Em termos dos fenômenos ENOS, esse momento representa a saída do período interfásico e início da fase de La Niña, portanto não seria esperado, em termos de fases ENOS, reforço da chegada de umidade na BP3 (Cai et al. 2020; Hill et al. 2009; Tedeschi et al. 2014; Tedeschi et al. 2016; Silva e Ambrizzi 2006). No entanto, mesmo fora de fases de El Niño, esse é um período que costumeiramente possui intensa atividade dos JBNAS (Marengo et al. 2004; Marengo et al. 2009; Carvalho et al. 2004; Liebmann et al. 2004), como foi o caso de outubro de 2017 (**Figura 26**).

Portanto, para a recarga do SASG na BP3, os fenômenos ENOS aparecem principalmente como potenciais salientadores de tendências já esperadas para cada momento do ano hidrológico. O trabalho de Goudard (2023) já havia demonstrado a

importância das distintas fases ENOS para a precipitação pluvial no Paraná, e nesta pesquisa foram apresentadas evidências de que essa importância também segue para o meio subterrâneo, através de influências na dinâmica de recarga e descarga do SASG na área da BP3.

Por fim, vale destacar que o intervalo temporal monitorado pela rede Hidrosfera, entre os anos de 2017 e 2021, coincide um período com predomínio de fases importantes de La Niña (**Gráfico 7**), incluindo nesse contexto a severa estiagem de 2020 e 2021 no estado do Paraná (BBC 2021). Tal rede permitiu observar como o SASG responde a eventos de estiagem contemporâneos a fases de La Niña como nunca havia sido demonstrado.

A tendência geral observada foi de um rebaixamento dos níveis freáticos na BP3 nesse intervalo temporal, porém com comportamento comumente escalonado junto a eventos de recarga, como mostrado na **Figura 24**. Mais que isso, a tendência de rebaixamento freático observada existe, porém ela ocorre de forma gradual, distribuída ao longo de vários anos de monitoramento. Em termos de segurança hídrica, essas características demonstram mais uma vez a relevância do SASG como salvaguarda de abastecimento mesmo em períodos de estiagem prolongada.

6 CONCLUSÕES

Com base nos resultados e discussões apresentados nesta pesquisa, podem ser elencadas as seguintes conclusões:

- As chuvas que condicionam as principais fases de recarga do SASG na BP3 possuem influência amazônica, trazida pelos JBNAS, enquanto fases de rebaixamento do nível freático ocorrem junto à chegada de massas atmosféricas provenientes de altas latitudes austrais;
- Períodos com maior intensidade dos JBNAS favorecem o aumento da recarga do SASG na BP3;
- A recarga potencial do SASG é marcada por dois períodos de intensidade crescente separados por quedas abruptas, um na primavera com pico positivo em outubro e outro no verão com pico positivo em fevereiro;

- Eventos de ENOS têm relação diretamente proporcional à recarga potencial do SASG, derivada especialmente da influência diretamente proporcional na umidade do solo e na pluviosidade;
- Períodos de El Niño representam fases de superávit da recarga mediana de forma mais estável no SASG ao longo do ano hidrológico, enquanto períodos de La Niña apresentam tendência de déficit em relação à mediana da recarga;
- Há atraso de alguns meses entre oscilações de TSM na Zona El Niño 3.4 e a provável ocorrência de influência desses fenômenos nas componentes relativas à recarga do SASG;
- A velocidade de variação do nível freático do SASG na BP3 ocorre em taxas medianas de 4,4 mm/h, podendo chegar a centenas de milímetros por hora em casos específicos;
- Podem ocorrer subidas abruptas do nível freático do SASG contemporâneas aos momentos de grande entrada de água na BP3, mas quedas abruptas dos níveis não são esperadas com o fim imediato da entrada de umidade na bacia;
- A influência de todos os processos atuantes na recarga do SASG só pode ser confiavelmente avaliada através de séries temporais com no mínimo 5 anos de duração, mas preferencialmente com mais do que isso;
- Períodos mais propícios para a recarga do SASG em fases ativas de El Niño concentram a entrada de umidade proveniente da Amazônia, enquanto em fases de La Niña aparece maior influência de massas polares potencialmente responsáveis pela diminuição da recarga;
- Possivelmente, eventos de El Niño tipo PEL são mais favoráveis para o aumento da recarga do SASG na BP3, em função do reforço dos JBNAS, enquanto eventos de La Niña tipo PEC favorecem a descarga do aquífero;
- O SASG cumpre papel fundamental na estratégia de segurança hídrica da BP3 por manter a disponibilidade hídrica mesmo em períodos de estiagem intensa e prolongada, incluindo os contemporâneos a fases intensas de La Niña.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Espera-se que esta pesquisa tenha demonstrado a relevância de estudos em diferentes domínios físicos (tempo, espaço e frequência) dos recursos hídricos subterrâneos como os do SASG na BP3. A interconectividade dessas abordagens possibilita a compreensão mais robusta da dinâmica hidrogeológica interna do aquífero, além das interações com o meio superficial e atmosférico, elucidando questões que eventualmente estariam ocultas caso se optasse pela análise de um domínio isolado dos demais.

Mais que isso, os resultados e discussões apresentados mostram a importância da ponderação de fenômenos atuantes na recarga do SASG desde a escala local, como as velocidades de oscilação do nível freático em cada ponto da BP3, até processos de escala continental, como a provável influência de eventos ENOS na dinâmica hídrica do aquífera e o rastreamento das massas de ar produtoras de tempo na área de estudo.

Sem a consideração das variáveis locais, avaliar a influência de fenômenos de larga escala torna-se questionável por ignorar as particularidades do aquífero estudado. Por outro lado, desconsiderar a importância de processos continentais pode limitar a compreensão do panorama geral no qual o sistema hidrológico em questão está inserido.

Contudo, ainda que a contribuição desta pesquisa para a compreensão da recarga do SASG na BP3 do ponto de vista técnico-científico seja útil e pertinente, talvez o ponto mais importante trazido seja o da necessidade de investigações e monitoramentos longevos e oriundos de diferentes fontes desse recurso tão importante que é a água subterrânea. Especialmente dentro de perspectivas futuras nas quais a segurança hídrica será cada vez mais um tema central nas discussões políticas, econômicas e sociais, um bom manejo dos recursos hídricos se mostra fundamental.

Redes de monitoramento como as do Projeto Hidrosfera são raríssimas, tanto pela resolução temporal dos dados coletados quanto pela duração de tal monitoramento. No entanto, são justamente redes como essa que permitem compreender como os aquíferos respondem às variações climáticas e de exploração humana. Usufruir dos recursos hídricos subterrâneos sem os devidos monitoramentos

e estudos detalhados é explorar às cegas um bem mineral essencial para a vida humana.

8 SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS

O estudo da recarga do SASG ainda possui um longo caminho a ser trilhado. Mesmo considerando apenas o contexto da BP3, ainda há grande espaço para pesquisas sobre quais são os fatores que influenciam a recarga do aquífero, as origens da água ali armazenada, idades e tempo de trânsito no reservatório, influência de variações faciológicas das rochas da Província Magmática do Paraná na circulação de água subterrânea, controle de fenômenos climáticos continentais na dinâmica hidrogeológica da região, dentre outros temas.

Com uma ampla variedade de temáticas de pesquisa e perguntas a serem respondidas, o número de métodos e abordagens possíveis para buscar respostas para tais questões é ainda maior. Contudo, a partir do que foi encontrado e desenvolvido neste trabalho, algumas sugestões aparecem em destaque.

Primeiro, buscar compreender mais detalhadamente como as características hidrogeológicas em cada ponto da bacia podem estar influenciando as oscilações do nível freático observadas. Avaliar, por exemplo, como e quantas são as entradas de água em cada poço tubular monitorado pode ajudar a explicar as diferenças de recarga observadas em cada região da BP3.

Para tanto, análises criteriosas das fácies vulcânicas e vulcanoclásticas presentes em cada local, assim como a caracterização das fraturas em cada ponto de monitoramento podem ser extremamente úteis. Observações sobre a presença ou ausência de estruturas de acamamento, fraturamento primário das unidades, abertura e densidade de fraturas e precipitações minerais associadas podem facilitar, por exemplo, interpretações sobre as velocidades de oscilação do nível freático.

Para esse fim, a obtenção de informações geológicas e geofísicas nos poços monitorados é de extrema valia. A união de métodos de imageamento óptico via filmagem e obtenção de parâmetros físicos via perfilagem geofísica é fundamental para avaliar detalhadamente como as fácies petrológicas e estruturais do SASG variam em subsuperfície. Tais métodos já são empregados no Projeto Hidrosfera, e provavelmente possibilitarão um grande avanço da compreensão hidrogeológica e geológica da região.

Acerca da origem das chuvas que fornecem água para a recarga do aquífero, além de rastreios de massas de ar por sensoriamento remoto, como o feito nessa pesquisa, podem ser utilizados dados isotópicos de deutério e oxigênio para avaliar geoquimicamente as fontes de umidade da BP3. Tais interpretações poderiam vir a confirmar ou adaptar o que já foi estudo via sensoriamento remoto, tornando mais robustas ou sugerindo novas ideias sobre o conhecimento construído nesta pesquisa. Vale dizer que essas razões isotópicas também já são realidade do banco de dados do Projeto Hidrosfera, portanto esse é mais um estudo perfeitamente viável em um cenário de curto e médio prazo.

Em termos da utilização de análises no domínio da frequência das séries temporais utilizadas nesta pesquisa, ainda há espaço para grande aprimoramento. O emprego da Transformada Rápida de Fourier pode ter sido um início promissor para a investigação da influência de processos de diferentes períodos de atuação nas variáveis hidrogeológicas do SASG na BP3, mas existem diversos outros métodos matemáticos que poderiam ser usados em investigações de tal natureza. Por exemplo, a aplicação e interpretação mais aprofundadas da Transformada de Ondeletas podem ser bem-vindas para a ponderação da influência de cada variável nas séries hidrogeológicas e climáticas da região. Uma alternativa seria a exploração do uso de funções de ondeletas além da de Morlet em tais análises, buscando obter resultados mais conclusivos do que os encontrados nesta pesquisa.

Ainda, sobre a possível influência de eventos climáticos de escala continental na recarga do SASG, ainda que tenha havido a sugestão da influência dos fenômenos ENOS em tal dinâmica, ainda há espaço para muitas pesquisas sobre esse tema. Por exemplo, poderiam ser utilizados outros índices além da variação da TSM para a correlação com as séries temporais hidrogeológicas e climáticas da BP3, ou ainda a avaliação mais criteriosa da posição e intensidade das anomalias térmicas da superfície do Oceano Pacífico em consonância com as oscilações meteorológicas e da recarga na área de estudo.

Mais que isso, outros fenômenos meteorológicos de larga escala poderiam ser avaliados como potenciais influenciadores da dinâmica hidrogeológica na BP3. A escolha dos fenômenos ENOS se deu pela ampla confirmação da importância desses processos nos climas da América do Sul, mas diversas outras interações oceânico-

atmosféricas poderiam ser colocadas como objeto de estudo perante as oscilações da recarga do SASG na região.

Por fim, vale reiterar que todas essas sugestões de métodos e abordagens estão colocadas para o estudo do SASG na área da BP3, mas todos seriam pertinentes para um estudo mais amplo do aquífero em outras regiões e estados. Claramente se torna mais fácil o desenvolvimento de pesquisas futuras na BP3 em função da infraestrutura e bancos de dados viabilizados pelo Projeto Hidrosfera, mas o potencial de aplicação de estudos como os apontados em outras porções do SASG permanece.

REFERÊNCIAS

- Abadie A (2005) Semiparametric Difference-in-Differences Estimators. *The Review of Economic Studies* 72: 1-19. <https://doi.org/10.1111/0034-6527.00321>
- Alizadeh O (2022) A review of the El Niño-Southern Oscillation in future. *Earth-Science Reviews* 235: 104246. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104246>
- Anderson W, Seager R, Baethgen W, Cane M (2017) Crop production variability in North and South America forced by life-cycles of the El Niño Southern Oscillation. *Agricultural and Forest Meteorology* 239: 151-165. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.008>
- Anderson W, Seager R, Baethgen W, Cane M, You L (2019) Synchronous crop failures and climate-forced production variability. *Science Advances* 5(7): eaaw1976. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw1976>
- Aragão LEOC, Anderson LO, Fonseca MG, Rosan TM, Vedovato LB, Wagner FH, Silva CVJ, Junior CHLS, Arai E, Aguiar AP, Barlow J, Berenguer E, Deeter MT, Domingues LG, Gatti L, Gloor M, Malhi Y, Marengo JA, Miller JB, Phillips OL, Saatchi S (2018) 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nature* 9: 536. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02771-y>
- Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yagamata T (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112: C11007. <https://doi.org/10.1029/2006JC003798>
- Athayde GB, Athayde CVM, Rosa Filho EF (2012) Compartimentação hidroestrutural e aptidões químicas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 42: 167-185. <http://dx.doi.org/10.5327/Z0375-75362012000500014>
- Athayde GB, Athayde CVM (2015) Hidrogeologia do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Paraná. *Águas Subterrâneas* 29: 315-333. <https://doi.org/10.14295/ras.v29i3.28406>
- ATIG/SUDERHSA. Governo do Paraná, SEMA, SUDERHSA. Bacias hidrográficas do Paraná. Curitiba, 2007. Disponível em: http://www.iat.pr.gov.br/sites/agua-terra/arquivos_restritos/files/documento/2020-07/bacias_hidrograficas_a4.pdf. Acesso em: 30 ago. 2021.

- Bahrani F, Saadatabadi AR, Meshkatee AH, Kamali G (2020) The Impact of ENOS Phase Transition on the Atmospheric Circulation, Precipitation and Temperature in the Middle East Autumn. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* 56: 439-453. <https://doi.org/10.1007/s13143-019-00149-2>
- Baker PA, Fritz SC (2015) Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews* 124: 31-47. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.011>
- Baldo MC (2006) Variabilidade pluviométrica e a dinâmica atmosférica na bacia hidrográfica do rio Ivaí – PR. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, SP.
- Barros VR, Grimm AM, Doyle ME (2002) Relationship between Temperature and Circulation in Southeastern South America and its Influence from El Niño and La Niña Events. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 80: 21-32. <https://doi.org/10.2151/jmsj.80.21>
- Barry RG, Chorley RJ (2013) *Atmosfera, tempo e clima*. Bookman, Porto Alegre, 512 p.
- Battisti DS, Hirst AC (1989) Interannual Variability in a Tropical Atmosphere-Ocean Model: Influence of the Basic State, Ocean Geometry and Nonlinearity, *Journal of the Atmospheric Sciences* 46(12): 1687-1712. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<1687:IVIATA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<1687:IVIATA>2.0.CO;2)
- BBC News Brasil – British Broadcasting Corporation (2021) A catastrófica reação em cadeia à seca do rio Paraná. Disponível em <https://www.bbc.com/portuguese/brasil-58441586#:~:text=Quando%20um%20rio%20seca%2C%20a,cadeia%2C%20como%20num%20efeito%20domin%C3%B3..> Acesso em 13 de Junho de 2024.
- Beaudoin H, Rodell M (2020) GLDAS Noah Land Surface Model L4 monthly 1.0 x 1.0 degree V2.1. <https://doi.org/10.5067/LWTYSMP3VM5Z>
- Bedaso Z, Wu S (2020) Daily precipitation isotope variation in Midwestern United States: Implication for hydroclimate and moisture source. *Science of the Total Environment* 713: 136631. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.136631>
- Bertolo R, Hirata R, Fernandes A (2007) Hidrogeoquímica das águas minerais envasadas do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 37: 515-529.

- Bjerknes J (1969) Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* 97(3): 163-172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097%3C0163:ATFTEP%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097%3C0163:ATFTEP%3E2.3.CO;2)
- Borges VM, Athayde GB, Reginato PAR (2017) Avaliação da vulnerabilidade natural à contaminação do sistema aquífero Serra Geral no Estado do Paraná – Brasil. *Águas Subterrâneas* 31: 327-337. <https://doi.org/10.14295/ras.v31i4.28857>
- Bouma MJ, Poveda G, Rojas W, Chavasse D, Quiñones M, Cox J, Patz J (1997) Predicting high-risk years for malaria in Colombia using parameters of El Niño Southern Oscillation. *Tropical Medicine & International Health* 2(12): 1122-1127. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3156.1997.d01-210.x>
- Bueno EO, Alves GJ, Mello CR (2020) Hydroelectricity water footprint in Parana Hydrograph Region, Brazil. *Renewable Energy* 162: 596-612. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2020.08.047>
- Builes-Jaramillo A, Valencia J, Salas HD (2023) The influence of the El Niño-Southern Oscillation phase transitions over the northern South America hydroclimate. *Atmospheric Research* 290: 106786. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106786>
- Cai W, Santoso A, Wang G, Yeh S, Na S, Cobb KM, Collins M, Guilyardi E, Jin F, Kug J, Lengaigne M, McPhaden MJ, Takahashi K, Timmermann A, Vecchi G, Watanabe M, Wu L (2015) ENSO and greenhouse warming. *Nature Climate Change* 5: 849-859. <https://doi.org/10.1038/nclimate2743>
- Cai W, Wang G, Dewitte B, Wu L, Santoso A, Takahashi K, Yang Y, Carréric A, McPhaden MJ (2018) Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming. *Nature* 564: 201-206. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0776-9>
- Cai W, McPhaden MJ, Grimm AM, Rodrigues RR, Taschetto AS, Garreaud RD, Dewitte B, Poveda G, Ham Y, Santoso A, Ng B, Anderson W, Wang G, Geng T, Jo H, Marengo JA, Alves LM, Osman M, Li S, Wu L, Karamperidou C, Takahashi K, Vera C (2020) Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment* 1: 215-231. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0040-3>
- Cañon-Tapia E (2018) The Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province: A historical perspective of current knowledge and future research trends. *Journal*

of Volcanology and Geothermal Research 355: 287-303.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.011>

Capotondi A, Wittenberg AT, Newman M, Lorenzo E, Yu J, Braconnot P, Cole J, Dewitte B, Giese B, Guilyardi E, Jin F, Karnauskas K, Kirtman B, Lee T, Schneider N, Xue Y, Yeh S (2015) Understanding ENSO Diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society* 96: 921-938. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00117.1>

Carvalho LMV, Jones C, Lievmann B (2004) The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate* 17: 88-108. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C0088:TSACZI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C0088:TSACZI%3E2.0.CO;2)

Cavalcanti IFA, Ferreira NJ, Dias MAFS, Silva MGAJ (2009) *Tempo e Clima no Brasil. Oficina de Textos*, São Paulo, 463p. ISBN: 978-85-86238-92-5

Cazes-Boezio G, Robertson AW, Mechoso CR (2003) Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay. *Journal of Climate* 16: 1159-1176. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16%3C1159:SDOETO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16%3C1159:SDOETO%3E2.0.CO;2)

Chiang JCH, Kushnir Y, Giannini A (2002) Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107: 4004. <https://doi.org/10.1029/2000JD000307>

Chiodi AM, Harrison DE (2015) Equatorial Pacific Easterly Wind Surges and the Onset of La Niña Events. *Journal of Climate* 28: 776-792. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-1400227.1>

Cionco RG, Soon WWH, Elias AG, Quaranta NE (2020) Latitudinal insolation gradients throughout the Holocene II – High frequency variations. *Advances in Space Research* 66(8): 1992-2000. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.07.008>

CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2015) *Carta das Águas Subterrâneas do Paraná*. Disponível em: <https://www.iat.pr.gov.br/Pagina/Mapas-e-Dados-Espaciais>

- CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2021) Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Paraná. Escala 1:250.000. Disponível em: <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>. Acesso em 17 dez. 2021.
- Cruz FW, Vuille M, Burns SJ, Wang X, Cheng H, Werner M, Edwards RL, Karmann I, Auler AS, Nguyen H (2009) Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience* 2: 210-214. <https://doi.org/10.1038/ngeo444>
- Deininger M, Ward BM, Novello VF, Cruz FW (2019) Late Quaternary Variations in the South American Monsoon System as Inferred by Speleothems—New Perspectives Using the SISAL Database. *Quaternary* 2(1): 6. <https://doi.org/10.3390/quat2010006>
- Dutra TO, Reginato PAR, Leão MI, Athayde GB, Paim RA (2016) Implantação e uso de um sistema de monitoramento automatizado para avaliação da produção de poços em região de ocorrência do Sistema Aquífero Serra Geral. *Águas Subterrâneas* 30: 455-474. <https://doi.org/10.14295/ras.v30i3.28647>
- Dutra TO, Reginato PAR, Leão MI, Athayde GB, Paim RA (2016) Uso de um Sistema de Monitoramento para Avaliação da Produção de Poços Tubulares no Aquífero Serra Geral: Estudo de caso no município de Carlos Barbosa (RS). *Scientia cum Industria* 4: 108-113. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2020.08.047>
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (1979) Súmula da X reunião técnica de levantamento de solos. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Rio de Janeiro – RJ.
- Ernesto M, Zaffani LA, Caminha-Maciel G (2021) New paleomagnetic data from the Paraná Magmatic Province: Brief emplacement time and tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 106: 102869. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102869>
- Espinoza-Morriberón D, Echevin V, Colas F, Tam J, Ledesma J, Vásquez L, Graco M (2017) Impacts of El Niño events on the Peruvian upwelling system productivity. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122: 5423-5444. <http://dx.doi.org/10.1002/2016JC012439>
- Feitosa FAC, Filho JM, Feitosa EC, Demetrio JGA (2008) Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM, Rio de Janeiro, 835p.

- Fernandes AJ, Maldaner CH, Negri F, Rouleau A, Wahnfried ID (2016) Aspects of a conceptual groundwater flow model of the Serra Geral basalt aquifer (São Paulo, Brazil) from physical and structural geology data. *Hydrogeology Journal* 24(5): 1199-1212. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1370-6>
- Fernández-Álamo MA, Färber-Lorda J (2006) Zooplankton and the oceanography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69: 318-359. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.003>
- Gastmans D, Menegário AA, Moura CC (2013) Hidrogeoquímica das águas subterrâneas do Aquífero Serra Geral na porção centro-sul do estado de São Paulo. *Águas Subterrâneas* 27(3): 27-44. <https://doi.org/10.14295/ras.v27i3.27391>
- Gastmans D, Hutcheon I, Menegário AA, Chang HK (2016) Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of Serra Geral Aquifer, São Paulo state (Brazil). *Journal of Hydrology* 535: 598-611 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.016>.
- Gelcer E, Fraisse C, Dzotsi K, Hu Z, Mendes R, Zotarelli L (2013) Effects of El Niño Southern Oscillation on the space-time variability of Agricultural Reference Index for Drought in midlatitudes. *Agricultural and Forest Meteorology* 174-175: 110-128. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.02.006>
- Giralt S, Moreno A, Bao R, Sáez A, Valero BL, Pueyo JJ, Klosowska BB, Hernández A, González-Sampériz P, Taberner C (2007) The history of the El Niño – Southern Oscillation according to lacustrine and marine sediments. *Contributions to Science* 3(3): 343-353. <https://10.2436/20.7010.01.12>
- Glantz MH, Ramirez IJ (2020) Reviewing the Oceanic Niño Index (ONI) to Enhance Societal Readiness for El Niño's Impacts. *International Journal of Disaster Risk Science* 11:394-403. <https://doi.org/10.1007/s13753-020-00275-w>
- Gomes AS, Licht OAB, Vasconcellos EMG, Soares JS (2018) Chemostratigraphy and evolution of the Paraná Igneous Province volcanism in the central portion of the state of Paraná Southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 355: 253-269. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.002>.

- Goudard G (2023) Interações oceano-atmosfera e efeitos na variabilidade pluvial do clima sub-tropical brasileiro. Tese de doutorado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.
- Gretz J (1990) The nexus temperature/atmospheric CO₂ in the past. Paleoclimatic considerations. *International Journal of Hydrogen Energy* 15(3): 197-201. [https://doi.org/10.1016/0360-3199\(90\)90091-C](https://doi.org/10.1016/0360-3199(90)90091-C)
- Grimm AM, Ferraz SET, Gomes J (1998) Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate* 11: 2863-2880. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C2863:PAISBA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011%3C2863:PAISBA%3E2.0.CO;2)
- Grimm AM, Barros VR, Doyle ME (2000) Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate* 13: 35-58. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C0035:CVISSA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C0035:CVISSA%3E2.0.CO;2)
- Grimm AM (2003) The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate* 16: 263-280. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2)
- Grimm AM, Ambrizzi T (2009) Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Springer, 159–191 p. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2672-9_7
- Grimm AM, Tedeschi RG (2009) ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. *Journal of Climate* 22(7): 1589-1609. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2429.1>
- Grinsted A, Moore JC, Jevrejeva S (2004) Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics* 11: 561-566. <http://dx.doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Healy RW (2010) *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Hill KJ, Taschetto AS, England MH (2009) South American rainfall impacts associated with inter-El Niño variations. *Geophysical Research Letters* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL040164>
- Hill KJ, Taschetto AS, England MH (2011) Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies. *Geophysical Research Letters* 38. <https://doi.org/10.1029/2010GL045571>

- Hu Z, Huang B, Zhu J, Kumar A, McPhaden MJ (2019) On the variety of coastal El Niño events. *Climate Dynamics* 52: 7537-7552. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4290-4>
- Huffman GJ, Stocker EF, Bolvin DT, Nelkin EJ, Tan J (2019) GPM IMERG Final Precipitation L3 1 month 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). <https://10.5067/GPM/IMERG/3B-MONTH/06>
- IAT - Instituto Água e Terra (2020) Relatório de Conjuntura dos Recursos Hídricos do Estado do Paraná. Curitiba. 74 p. Disponível em: http://www.iat.pr.gov.br/sites/agua-terra/arquivos_restritos/files/documento/2020-07/relatorio_conjuntura_recursohidricos_2020.pdf. Acesso em: 30 ago. 2021.
- IAT - Instituto Água e Terra (2023) Divisão Político-Administrativa do Paraná – 2023. Disponível em: <https://www.iat.pr.gov.br/Pagina/Dados-geoespaciais-de-referencia>. Acesso em 05 jun. 2023.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2023) CENOS populacional de 2010 a 2022. Disponível em: <https://cenos2022.ibge.gov.br/etapas/divulgacao-dos-resultados.html>. Acesso em 05 jun. 2023.
- Jana S, Rajagopalan B, Alexander MA, Ray AJ (2018) Understanding the Dominant Sources and Tracks of Moisture for Summer Rainfall in the Southwest United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123(10): 4850-4870. <https://doi.org/10.1029/2017JD027652>
- Janasi VA, Freitas VA, Heaman LH (2011) The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters* 302: 147-153. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.005>
- Jin F (1997) An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENOS. Part I: Conceptual Model. *Journal of the Atmospheric Sciences* 54(7): 811-829. [https://10.1175/1520-0469\(1997\)054<0811:AEORPF>2.0.CO;2](https://10.1175/1520-0469(1997)054<0811:AEORPF>2.0.CO;2)
- Karoly DJ (1989) Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *Journal of Climate* 2: 1239- 1252. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002%3C1239:SHCFAW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002%3C1239:SHCFAW%3E2.0.CO;2)

- Latif M, Keenlyside NS (2009) El Niño/Southern Oscillation response to global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106(49): 20578-20583. <https://doi.org/10.1073/pnas.0710860105>
- Lavado-Casimiro W, Espinoza JC (2014) Impacts of El Niño and La Niña in the precipitation over Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia* 29(2): 171-182. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862014000200003>
- Lenz AM, Rosa HA, Mercante E, Maggi MF, Mendes IS, Cattani CEV, Johann JA, Ferruzzi Y, Gurgacz F (2019) Expansion of eucalyptus energy plantations under a Livestock-Forestry Integration scenario for agroindustries in Western Paraná, Brazil. *Ecological Indicators* 98: 39-48. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.10.051>
- Licht OAB, Arioli EE (2018) Mapa geológico do Grupo Serra Geral no estado do Paraná. Nota explicativa, folhas 1:250.000. Instituto Água e Terra (IAT), 318 p.
- Licht OAB (2018) A revised chemo-chrono-stratigraphic 4-D model for the extrusive rocks of the Paraná Igneous Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 355: 32-54. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.12.003>.
- Liebmann B, Kiladis GN, Vera CS, Saulo AC, Carvalho LMV (2004) Subseasonal Variations of Rainfall in South America in the Vicinity of the Low-Level Jet East of the Andes and Comparison to Those in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate* 17: 3829-3842. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C3829:SVORIS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C3829:SVORIS%3E2.0.CO;2)
- Lorenzon AS, Ribeiro CAAS, Santos AR, Castro NLM, Marcatti GE, Domingues GF, Teixeira TR, Silva E, Soares VP, Menezes SJMC, Telles LAA, Mota PHS (2018) A new methodology for royalties distribution of the Itaipu hydroelectric plant: The hydrographic basin as the unit of analysis. *Journal of Environmental Management* 217: 710-717. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.03.115>
- Mangili FB (2021) Dinâmica das chuvas no paraná: da análise rítmica   espacial. Tese de doutorado, Universidade Estadual de Londrina, Londrina, PR.
- Marengo JA, Soares WR, Saulo C, Nicolini (2004) Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate* 17: 2261-2280. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2)

- Marengo JA, Ambrizzi T, Soares WR (2009) Jatos de baixos níveis ao longo dos Andes. In: Cavalcanti IFA et al. Tempo e clima no Brasil. Cavalcanti IFA, Ferreira NJ, Silva MGAJ, Dias MAFS (eds). Oficina de Textos, São Paulo, p. 169 – 180.
- McPhaden MJ (1999) Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. *Science* 283(5404): 950-954. <https://doi.org/10.1126/science.283.5404.950>
- McPhaden MJ (2004) Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85: 677-696. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-5-677>
- McPhaden MJ, Zebiak SE, Glantz MH (2006) ENOS as an Integrating Concept in Earth Science. *Science* 315(5806): 1740-1745. <https://doi.org/10.1126/science.1132588>
- Melati MD, Fan FM, Athayde GB (2019) Groundwater recharge study based on hydrological data and hydrological modelling in a South American volcanic aquifer. *Comptes rendus – Geoscience* 351: 441-450. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.06.001>
- Melati MD, Athayde GB, Athayde CVM (2021) Estimativa da recarga do SASG, Bacia Paraná 3, a partir de sENOSres remotos. Anais do III Workshop NIT. Disponível: https://www.researchgate.net/publication/356879826_Estimativa_da_Recarga_do_SASG_Bacia_Parana_3_a_partir_de_SENOSres_Remotos
- Melati MD, Athayde GB, Fan FM, Garcia LH, Athayde CVM (2023) Monitoring groundwater storage in a fractured volcanic aquifer system. *Environmental Monitoring and Assessment* 195: 385. <https://doi.org/10.1007/s10661-023-10978-4>
- MINEROPAR – Minerais do Paraná (2006) Atlas geomorfológico do estado do Paraná. Curitiba - PR.
- Mo KC, Ghil M (1987) Statistics and Dynamics of Persistent Anomalies. *Journal of Atmosphere Sciences* 44: 877-902. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044%3C0877:SADOPA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044%3C0877:SADOPA%3E2.0.CO;2)
- Mo KC (2000) Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate* 13: 3599-3610. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C3599:RBLFV1%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C3599:RBLFV1%3E2.0.CO;2)

- Mokhov II, Timazhev AV (2022) Seasonal Temperature Extremes in the North Eurasian Regions Depending on ENOS Phase Transitions. *Atmosphere* 13:249. <https://doi.org/10.3390/atmos13020249>
- Monteiro CAF (1963) Sobre a análise geográfica de sequências de cartas de tempo: pequeno ensaio metodológico sobre o estudo do clima no escopo da Geografia. *Revista Geográfica* 31(58): 169-179.
- Montini TL, Jones C, Carvalho LMV (2019) The South American Low-Level Jet: A New Climatology, Variability, and Changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124: 1200-1218. <https://doi.org/10.1029/2018JD029634>
- Moura MM, Santos AR, Pezzopane JEM, Alexandre RS, Silva SF, Pimentel SM, Andrade MSS, Silva FGR, Branco ERF, Moreira TR, Silva RG, Carvalho JR (2019). Relation of El Niño and La Niña phenomena to precipitation, evapotranspiration and temperature in the Amazon basin. *Science of the Total Environment*. *Science of the Total Environment* 651: 1639-1651. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.242>
- NASA - National Aeronautics and Space Administration (2023) GRACE Follow One Data. Disponível em: <https://gracefo.jpl.nasa.gov/data/grace-fo-data/>
- Nimer E (1966) Circulação atmosférica do Brasil (comentários): contribuição ao estudo da climatologia do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia* p. 232-250.
- NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration (2023a) El Niño & La Niña (El Niño-Southern Oscillation). Disponível em: <https://www.climate.gov/ENOS>
- NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration (2023b) Air Resources Laboratory: HYSPLIT model. Disponível em: <https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>
- Nóia Júnior RS, Schwerz F, Safanelli JL, Rodrigues JC, Sentelhas PC (2019) *Eucalyptus* rust climatic risk as affected by topography and ENOS phenomenon. *Australasian Plant Pathology* 48: 131-141. <https://doi.org/10.1007/s13313-018-0608-2>
- Oliveira PCN, Athayde GB, Licht OAB, Gastmans D, Amaral B, Tavares DA, Garcia LH, Athayde CVM (2023) Understanding regional groundwater flow using water-rock interaction processes and anthropic signatures in a fractured volcanic aquifer. *Journal of South American Earth Sciences* 123: 104207. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104207>

- Oshana R (2006) Overview of Digital Signal Processing Algorithms. In: Oshana R (ed) Embedded Technology DSP Software Development Techniques for Embedded and Real-Time Systems. Newnes, 59-121 p. <https://doi.org/10.1016/B978-075067759-2/50006-5>
- Pedron IT, Limberger L (2023) Sinal do fenômeno ENOS na precipitação pluvial da região Oeste do Paraná. *Ra'EGÀ* 57: 98-120. <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v5>
- Penalba OC, Rivera, JA (2016) Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America – emphasis in regional drought occurrences. *Advances in Geosciences* 42: 1–14. <https://doi.org/10.5194/adgeo-42-1-2016>, 2016.
- Pereira LMP, Caramori PH, Ricce WS, Silva DAB, Caviglione JH (2008) Determinação do início e término da estação chuvosa no estado do Paraná. *Revista Geografar* 3(2): 1-12.
- Pereira TYZ, Athayde CVM, Athayde GB (2022) The Aracajuba Basin Creek chemical signature of water resources: Geological sources and anthropogenic contributions. *Journal of South American Earth Sciences* 177: 103868. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103868>
- Perone A, Lombardi F, Marchetti M, Tognetti R, Lasserre B (2016) Evidence of solar activity and El Niño signals in tree rings of *Araucaria araucana* and *A. angustifolia* in South America. *Global and Planetary Change* 145: 1-10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.08.004>
- Picaut J, Masia F, Penhoat Y (1997) An Advective-Reflective Conceptual Model for the Oscillatory Nature of the ENOS. *Science* 277(5326): 663-666. <https://doi.org/10.1126/science.277.5326.663>
- Polo LA, Janasi VA, Giordano D, Lima EF, Cañon-Tapia E, Roverato M (2018) Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: Evidence for locally-fed lava flows and domes from detailed field work. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 355: 204-218. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.007>.
- Portner EJ, Benoit-Bird KJ, Hazen EL, Waluk CM, Robinson CJ, Gómez-Gutiérrez J, Gilly WF (2022) Decline and recovery of pelagic acoustic backscatter following El Niño events in the Gulf of California, Mexico. *Progress in Oceanography* 206: 102823. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102823>

- Poveda G, Rojas W, Quiñones ML, Vélez ID, Mantilla RI, Ruiz D, Zuluaga JS, Rua GL (2001) Coupling between annual and ENSO timescales in the malaria-climate association in Colombia. *Environmental Health Perspectives* 109(5): 489-493. <https://doi.org/10.1289/ehp.01109489>
- Poveda G, Waylen PR, Pulwarty RS (2006) Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234: 3-27. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.031>
- Poveda G, Álvarez DM, Rueda OA (2011) Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENOS: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. *Climate Dynamics* 36: 2233-2249. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0931-y>
- Reginato PAR (2003) Integração de dados para prospecção de Aquíferos Fraturados em Trecho da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas (RS). Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
- Reginato PAR, Strieder AJ (2004) Caracterização hidrogeológica e potencialidades dos Aquíferos Fraturados da Formação Serra Geral na Região Nordeste do estado do Rio Grande do Sul. *Águas Subterrâneas* 1: 1-14. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23398>
- Reginato PAR, Strieder AJ (2006) Integração de dados geológicos na prospecção de Aquíferos Fraturados na Formação Serra Geral. *Águas Subterrâneas* 20(1): 1-14.
- Riascos JM, Paredes L, González K, Cáceres I, Pacheco AS (2013) The larval and benthic stages of the scyphozoan medusa *Chrysaora plocamia* under El Niño–La Niña thermal regimes. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 446: 95-101. <http://doi.org/10.1016/j.jembe.2013.05.006>
- Rodell M, Houser PR, Jambor U, Gottschalck J, Mitchell K, Meng C-J, Arsenault K, Cosgrove B, Radakovich J, Bosilovich M (2004) THE GLOBAL LAND DATA ASSIMILATION SYSTEM. *American Meteorological Society* (March). <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- Rodrigues RR, Haarsma RJ, Campos EJD, Ambrizzi T (2011) The Impacts of Inter–El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. *Journal of Climate* 24: 3402-3422. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3983.1>

- Rodrigues RR, McPhaden MJ (2014) Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast? *Geophysical Research Letters* 41: 1012-1018. <https://doi.org/10.1002/2013GL058703>
- Rodrigues RR, Campos EJD, Haarsma R (2015) The Impact of ENSO on the South Atlantic Subtropical Dipole Mode. *Journal of Climate* 28: 2691-2705. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00483.1>
- Roisenberg A (1990) *Petrologia e Geoquímica do Vulcanismo ácido Mesozoico da Província Meridional da Bacia do Paraná*. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
- Ropelewski CF, Bell MA (2008) Shifts in the Statistics of Daily Rainfall in South America Conditional on ENSO Phase. *Journal of Climate* 21: 849-865. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1617.1>
- RosaFilho, Ernani Francisco; Hindi, Eduardo Chemas; Mantovani, Luiz Eduardo; Bittencourt, André Virmond Lima. *Aquíferos do Estado do Paraná*. 1. ed. Curitiba: Editora UFPR, 2011. 200 p. ISBN 978-85-911050-1-4.
- Running S, Mu Q, Zhao M (2017) MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006. 2017, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD16A2.006>
- Salio P, Nicolini M, Zipser EJ (2007) Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Monthly Weather Review* 135(4): 1290-1309. <https://doi.org/10.1175/MWR3305.1>
- Santiago MF, Frischkorn H, Silva CMSV (2008) Métodos Isotópicos. In: Feitosa FAC, Filho JM, Feitosa EC, Demetrio JGA (eds) *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. CPRM, Rio de Janeiro, 255-272p
- Santoso A, McPhaden MJ, Cai W (2017) The Defining Characteristics of ENSO Extremes and the Strong 2015/2016 El Niño. *Reviews of Geophysics* 55: 1079-1129. <https://doi.org/10.1002/2017RG000560>
- Sasaki W, Doi T, Richards KJ, Masumoto Y (2015) The influence of ENSO on the equatorial Atlantic precipitation through the Walker circulation in a CGCM. *Climate Dynamics* 44:191-202. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2133-5>
- Sathicq MB, Bauer DE, Gómez N (2015) Influence of El Niño Southern Oscillation phenomenon on coastal phytoplankton in a mixohaline ecosystem on the

southeastern of South America: Río de la Plata estuary. *Marine Pollution Bulletin* 98: 26-33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpolbul.2015.07.017>

Silva GAM, Ambrizzi T (2006) Inter-El Niño variability and its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer – two case studies. *Advances in Geosciences* 6: 283-287. <https://doi.org/10.5194/adgeo-6-283-2006>

Sjostrom DJ, Welker JM (2009) The influence of air mass source on the seasonal isotopic composition of precipitation, eastern USA. *Journal of Geochemical Exploration* 102(3): 103-112. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.03.001>

Suarez MJ, Schopf PS (1988) A Delayed Action Oscillator for ENOS. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45(21): 3283-3287. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<3283:ADAOFE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<3283:ADAOFE>2.0.CO;2)

Takahashi K, Dewitte B (2016) Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dynamics* 46: 1627-1645. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2665-3>

Takahashi K, Martínez AG (2017) The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics* 52: 7389-7415. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3702-1>

Tam J, Taylor MH, Blaskovic V, Espinoza P, Ballón RM, Díaz E, Wosnitza-Mendo C, Argüelles J, Purca S, Ayón P, Quipuzcoa L, Gutiérrez D, Goya E, Ochoa N, Wolff M (2008) Trophic modeling of the Northern Humboldt Current Ecosystem, Part I: Comparing trophic linkages under La Niña and El Niño conditions. *Progress in Oceanography* 79: 352-365. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.007>

Team A (2019) Application for Extracting and Exploring Analysis Ready Samples (AppEEARS). Ver. 2.30. NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. <https://lpdaacsvc.cr.usgs.gov/appeears>

Tedeschi RG, Grimm AM, Cavalcanti IFA (2014) Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. *International Journal of Climatology* 35: 2045-2064. <https://doi.org/10.1002/joc.4106>

Tedeschi RG, Grimm AM, Cavalcanti IFA (2016) Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn

and winter. *International Journal of Climatology* 36: 4797-4814.
<https://doi.org/10.1002/joc.4670>

UNIOESTE – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Itaipu Binacional, Águas Paraná (2014a) Plano da Bacia Hidrográfica do Paraná 3 – Demandas Hídricas Atuais – Usos Consuntivos (Produto 4.1). Cascavel. 150 p. Disponível em: https://www.iat.pr.gov.br/sites/agua-terra/arquivos_restritos/files/documento/2020-05/produto_04_1_deman_hidrica_atual_usos_consuntivos_bp3_2014_v05_final.pdf. Acesso em: 05 jun. 2023.

UNIOESTE – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Itaipu Binacional, Águas Paraná (2014b) Plano da Bacia Hidrográfica do Paraná 3 – Características Gerais da Bacia (Produto 1). Cascavel. 137 p. Disponível em: https://www.iat.pr.gov.br/sites/agua-terra/arquivos_restritos/files/documento/2020-05/produto_01_caracteristicas_gerais_da_bacia_bp3_2014_v07_final.pdf. Acesso em: 05 jun. 2023.

Utida G, Cruz FW, Santos RV, Sawakuchi AO, Wang H, Pessenda LCR, Novello VF, Vuille M, Strauss AM, Borella AC, Stríkis NM, Guedes CCF, Andrade FRD, Zhang H, Cheng H, Edwards RL (2020) Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts, *Quaternary Science Reviews* 250: 106655. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106655>

Valqui J, Ibañez-Erquiaga B, Pacheco AS, Wilbur L, Ochoa D, Cardich J, Pérez-Huaranga M, Salas-Gismondi R, Pérez A, Indacochea A, Avila-Peltroche J, Rivera MC, Carré M (2021) Changes in rocky intertidal communities after the 2015 and 2017 El Niño events along the Peruvian coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 250: 107142. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107142>

Vasconcelos SMS, Teixeira ZA, Neto J, Luna RM (2013) Estimativa da Reserva Renovável dos Sistemas Aquíferos da Porção Oriental da Bacia Sedimentar do Araripe. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 18(1): 99-109. <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v18n1.p99-109>

Viale M, Valenzuela R, Garreaud RD, Ralph FM (2018) Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *Journal of Hydrometeorology* 19: 1671-1687. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0006.1>

- Wang C (2001) A Unified Oscillator Model for the El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Climate* 14: 98-115. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C0098:AUOMFT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C0098:AUOMFT%3E2.0.CO;2)
- Wang C (2018) A review of ENOS theories. *National Science Review* 5(6): 813-825. <https://10.1093/nsr/nwy104>
- Wang C (2001) A Unified Oscillator Model for the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate* 14: 98-115. [https://10.1175/1520-0442\(2001\)014<0098:AUOMFT>2.0.CO;2](https://10.1175/1520-0442(2001)014<0098:AUOMFT>2.0.CO;2)
- Wang C (2018) A review of ENOS theories. *National Science Review* 5: 813-825. <https://doi.org/10.1093/nsr/nwy104>
- Warner SJ, Moum JN (2019) Feedback of Mixing to ENOS Phase Change. *Geophysical Research Letters* 43(13): 920-927. <https://doi.org/10.1029/2019GL085415>
- Wegner N, Mercante E, Mendes IS, Ganascini D, Correa MM, Maggi MF, Vilas Boas MA, Wruback SC, Siqueira JAC (2020) Hydro energy potential considering environmental variables and water availability in Paraná Hydrographic Basin 3. *Journal of Hydrology* 580: 124183. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124183>
- Weisberg RH, Wang C (1997) A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters* 24(7): 779-782. <https://doi.org/10.1029/97GL00689>
- Wu B, Zhou T, Li T (2009) Contrast of Rainfall–TSM Relationships in the Western North Pacific between the ENOS-Developing and ENOS-Decaying Summers. *Journal of Climate* 22: 4398-4405. <https://10.1175/2009JCLI2648.1>
- Yepes J, Poveda G, Mejía JF, Moreno L, Rueda C (2019) CHOCO-JEX: A Research Experiment Focused on the Chocó Low-Level Jet over the Far Eastern Pacific and Western Colombia. *Bulletin of the American Meteorological Society* 100(5): 779-796. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0045.1>
- Yin J, Xu J, Xue Y, Xu B, Zhang C, Li Y, Ren Y (2021) Evaluating the impacts of El Niño events on a marine bay ecosystem based on selected ecological network indicators. *Science of the Total Environment* 763: 144205. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144205>
- Zandonadi L (2013) As chuvas na bacia hidrográfica do rio Paraná, Brasil: um estudo do ritmo climático e algumas considerações sobre a vazão hídrica. Tese de

doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP.

Zhou J, Lau KM (1998) Does a Monsoon Climate exist over South America? *Journal of Climate* 11: 1020-1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)

Zolitschka B, Lee AS, Bermúdez DP, Giesecke T (2021) Environmental variability at the margin of the South American monsoon system recorded by a high-resolution sediment record from Lagoa Dourada (South Brazil). *Quaternary Science Reviews* (272): 107204. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107204>

Zou L, Cao S, Zhu Z, Sanchez-Azofeifa A (2021) Assessment of the response of tropical dry forests to El Niño southern oscillation. *Ecological Indicators* 133: 108390. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.108390>