

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DE PROCESSOS
HIDROLÓGICOS SUBSUPERFICIAIS E
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM BACIA DE CERRADO**

ANDRÉIA DE ALMEIDA

**ORIENTADOR: SERGIO KOIDE
COORIENTADOR: CARLOS TADEU CARVALHO DO
NASCIMENTO**

**TESE DE DOUTORADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E
RECURSOS HÍDRICOS**

**PUBLICAÇÃO: PTARH.DM – 028/23
BRASÍLIA/DF: JANEIRO – 2023**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL**

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DE PROCESSOS
HIDROLÓGICOS SUBSUPERFICIAIS E
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM BACIA DE CERRADO**

ANDRÉIA DE ALMEIDA

TESE SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA FACULDADE DE TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTORA EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS.

APROVADA POR:

**Prof. Sergio Koide, PhD (ENC-UnB)
(Orientador)**

**Prof. Henrique Llacer Roig, PhD (IG-UnB)
(Examinador Interno)**

**Prof. Luiz Rafael Palmier, PhD (EHR-UFMG)
(Examinador Externo)**

**Prof. Edson Cezar Wendland (SHS-USP)
(Examinador Externo)**

BRASÍLIA/DF, 20 DE JANEIRO DE 2023.

FICHA CATALOGRÁFICA

ALMEIDA, ANDRÉIA DE	
Monitoramento e modelagem de processos hidrológicos subsuperficiais e evapotranspiração em bacia de Cerrado. [Distrito Federal] 2023.	
xviii, 220 p., 210x297 mm (ENC/FT/UnB, Doutora, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2023). Tese de Doutorado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.	
1. Umidade do solo	2. Cerrado
3. Bacia experimental	4. Geofísica aplicada
5. Resistividade elétrica do solo	
I. ENC/FT/UnB	II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

ALMEIDA, A. (2023). *Monitoramento e modelagem de processos hidrológicos subsuperficiais e evapotranspiração em bacia de Cerrado*. Tese de Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação PTARH.DM - 028/2023, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 214p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Andréia de Almeida.

TÍTULO: Monitoramento e modelagem de processos hidrológicos subsuperficiais e evapotranspiração em bacia de Cerrado.

GRAU: Doutora ANO: 2023

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Andréia de Almeida
Avenida Maranhão nº 26, Planaltina
CEP: 73.330-000, Brasília – DF, Brasil

Dedico, *in memoriam*, ao meu pai e aos meus avós,
em agradecimento ao amor e aos ensinamentos que permanecem.

“Eu vejo poesia no Cerrado.
Tem dias que a gente sente; no outro, a gente escreve.
Eu vejo verde no Cerrado.
Tem dias que é silêncio; no outro, só paisagem.
Eu vejo sol no Cerrado.
Tem dias que a gente aquece; no outro, é sol que arde.
Eu vejo flores no Cerrado.
Tem dias que vira espinho e espeta; no outro, apenas florescem.
Eu vejo vento no Cerrado.
Tem dias que ele sopra; no outro, só resseca.
Eu vejo poesia no Cerrado.
Tem dias que é só poema; no outro, é só poeta.”

Ana Clara Cabral

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela jornada repleta de questionamentos.

À minha família, pelo acolhimento e amor constantes. Meus pais, Jânio e Sofia, e minha irmã, Angélica, exemplos de vida e entusiastas da educação. Meu marido, Tiago, companheiro e inspiração na caminhada pessoal e profissional. Aos meus sobrinhos, Pedro e Gabriel, fontes de alegria.

Aos amigos e colegas, por facilitarem minha trajetória. Em especial, Alice Pereira, Amanda Ferreira, “Anna Relves”, Daniel Valência, Daiane Maciel, Elis Freire, Fabrícia Mota, Gilliard Souza, Karen Felix, Karina Vieira, Lorena Pereira (*in memoriam*), Maria Elisa e Samara dos Anjos, presentes nos trabalhos em campos, nas conversas e/ou nas boas recordações.

Ao professor Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento, por acreditar no meu trabalho e contribuir diretamente para sua concretização. Ao professor Sergio Koide, não apenas pela orientação acadêmica e garantia da estrutura necessária à realização desta tese, mas também pelo exemplo de atuação íntegra e repleta de respeito, paciência e motivação.

Aos demais professores do Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos (PTARH) da UnB, pelos ensinamentos repassados ao longo do doutorado. A todos os funcionários do PTARH, em especial às técnicas do Laboratório de Saneamento Ambiental (LSA) Carla Vizzotto, Carla Alves e Sara Kollar, pela colaboração e cordialidade.

À Fazenda experimental da UnB, Fazenda Água Limpa (FAL), pela autorização para desenvolvimento das atividades de pesquisa. A todos os funcionários da FAL e da UnB que auxiliaram na execução dos trabalhos em campo.

À professora Selma Regina e ao Técnico Diovanner, vinculados ao Laboratório de Agroclimatologia da FAL, por disponibilizarem os dados meteorológicos e equipamentos de campo. Ao professor Mário Siqueira, do Departamento de Engenharia Mecânica da UnB, pela colaboração no acesso aos dados das torres de fluxo turbulento.

Ao Laboratório de Geofísica Aplicada da UnB, por fornecer o equipamento necessário para o levantamento dos dados geofísicos. À Agência Nacional de Águas e Saneamento (ANA), pela cooperação na instalação e manutenção de equipamentos hidrológicos em campo.

À *DHI-WASY*, por disponibilizar uma licença estudantil do programa FEFLOW. A todos que contribuem para a manutenção e a acessibilidade aos fóruns de discussão (*Stack overflow*, *Research Gate*, dentre outros) e às bases de dados (*Soil Grid*, HYBRAS, GEE ...) essenciais para a pesquisa científica.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelas bolsas de estudo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Distrito Federal (FAP-DF) e à Universidade de Brasília (UnB), pelo suporte financeiro para aquisição dos materiais necessários à instalação do experimento em campo.

À banca, pelas contribuições direcionadas a aprimorar esta pesquisa.

Aos que contribuíram direta ou indiretamente para a concretização desta tese.

Muito obrigada!

RESUMO

MONITORAMENTO E MODELAGEM DE PROCESSOS HIDROLÓGICOS SUBSUPERFICIAIS E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM BACIA DE CERRADO

Autora: Andréia de Almeida

Orientador: Sergio Koide

Coorientador: Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento

Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos

Brasília, Janeiro de 2023

Apesar de representar uma fração reduzida do ciclo hidrológico global, a umidade do solo é uma variável-chave no particionamento da precipitação entre os demais processos hidrológicos terrestres. Isso é especialmente válido em ambientes com limitada disponibilidade hídrica, tais como o Cerrado, nos quais a interação água - vegetação aparenta ser definida especialmente pela disponibilidade de umidade do solo em comparação com a energia disponível no ecossistema. Logo, compreender o impacto das mudanças na cobertura do solo para a umidade do solo nesses ambientes é um dos principais desafios da hidrologia de Zonas Críticas – porção da Terra que se estende do dossel da vegetação até a base dos aquíferos livres. Esse desafio reside no conhecimento ainda limitado dos padrões de referência, derivados de dados de campo, que possibilitam analisar e prever como as mudanças na vegetação nativa podem afetar o armazenamento e a redistribuição da precipitação na Zona Crítica e entre esta e a atmosfera. A partir desse contexto, o objetivo da presente tese foi investigar os processos hidrológicos subsuperficiais e a evapotranspiração, com base em padrões de umidade do solo, e sua relação com as condições de uso e cobertura do solo predominantes no Cerrado. Este estudo incluiu etapas i) experimentais, concentradas especialmente em doze pontos de monitoramento instalados na Fazenda Água Limpa (FAL/UnB); e ii) de modelagem matemática, em diferentes escalas espaciais. Ambas se direcionaram à análise da umidade do solo e da evapotranspiração na bacia do ribeirão do Gama, uma bacia de cabeceira predominantemente coberta por Cerrado nativo, localizada no Distrito Federal. A coleta de dados em campo possibilitou estimar o balanço de energia e de água na zona vadosa sob vegetação nativa e alterada, a partir de equipamentos associados a torres de fluxo turbulento, com indicativo de ampliação no

controle da umidade do solo e redução da evapotranspiração no cerrado *sensu stricto* em comparação com a parcela sob eucalipto (*Eucalyptus urophylla x grandis*). Por meio do monitoramento *in situ* pode-se ainda avaliar a aplicabilidade do método geofísico elétrico de corrente contínua como uma ferramenta alternativa de monitoramento da umidade em diferentes profundidades do solo (até 2,10 m de profundidade). Essa avaliação resultou na proposição e verificação de um modelo empírico significativo ($p < 0,05$) para a estimativa da umidade a partir de medições indiretas de resistividade elétrica do solo. Seções bidimensionais verticais derivadas do modelo empírico evidenciaram o comportamento temporal da umidade no perfil de solo em conformidade com dados derivados de campo e simulação numérica do fluxo de água em meio poroso por elementos finitos (FEFLOW). Houve variações no comportamento sazonal das seções de umidade derivadas da resistividade elétrica em resposta às características da vegetação nativa (cerrado *sensu stricto*, campo limpo, campo sujo e mata de galeria) e alterada (eucalipto e pastagem). Por fim, a incorporação dos dados de campo, obtidos durante a etapa experimental, na modelagem hidrológica empírica (Budyko) e de balanço hídrico (SWAT) forneceu padrões de umidade do solo e evapotranspiração, bem como um panorama preliminar da relação entre tais padrões e os fatores de estado característicos do Cerrado (uso e cobertura do solo, pedologia e declividade). Ademais, o estudo possibilitou estruturar uma rede de monitoramento hidroclimatológica que subsidiará investigações futuras aprofundadas quanto aos efeitos da cobertura do solo na variabilidade espacial e temporal da umidade do solo. Recomenda-se ampliar a representatividade espacial e temporal dos dados de campo direcionados à relação umidade do solo - evapotranspiração; aprimorar a análise dos fatores de estado na umidade do solo, especialmente por meio da caracterização pedológica detalhada; e prosseguir com a assimilação dos dados de campo e de sensoriamento remoto na parametrização de modelos hidrológicos em escala de bacia.

Palavras-chave: Umidade do solo; Cerrado; Bacia experimental, Geofísica aplicada, Resistividade elétrica do solo.

ABSTRACT

SUBSURFACE HYDROLOGICAL PROCESSES AND EVAPOTRANSPIRATION MONITORING AND MODELING IN CERRADO WATERSHED

Author: Andréia de Almeida

Supervisor: Sergio Koide

Co-supervisor: Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento

Graduate Program in Environmental Technology and Water Resources

Brasilia, Brazil, January 2023

Despite constituting a reduced portion of the global hydrological cycle, soil moisture is a key variable in the partitioning of precipitation among the other terrestrial hydrological processes. This is especially true in water limited environments, such as the Cerrado, in which the water-vegetation interaction seems to be defined especially by the availability of soil moisture compared to the energy available in the ecosystem. Therefore, understanding the impact of the land cover changes on soil moisture in these environments is one of the main challenges in the hydrology of Critical Zones – the portion of the Earth that extends from the vegetation canopy to the base of free aquifers. This challenge lies in the still limited knowledge of reference standards, derived from field data, which make it possible to analyze and predict how changes in native vegetation can affect the states and redistribution of precipitation in the Critical Zone and between it and the atmosphere. From this context, the aim of this thesis was to investigate subsurface hydrological processes and evapotranspiration, based on soil moisture patterns, and their relationship with the Cerrado predominant land cover and land use. This study included i) experimental, concentrated especially in twelve monitoring points installed at Fazenda Água Limpa (FAL/UnB); and ii) mathematical modeling stages at different spatial scales. Both were directed to the analysis of soil moisture and evapotranspiration in the Ribeirão do Gama watershed, a headwater predominantly covered by native Cerrado, located in the Distrito Federal, Brazil. Field data collection made it possible to estimate the energy and water balance in the vadose zone under native and altered vegetation, using equipments associated with turbulent fluxes towers, with an indication of increased control of soil moisture and reduction of evapotranspiration in the cerrado *sensu stricto* in comparison with the eucalyptus plot (*Eucalyptus urophylla* x

grandis). The in-situ monitoring also made it possible to evaluate the applicability of the direct current electric geophysical method as an alternative tool for monitoring moisture at different soil depths (up to 2.10 m deep). This evaluation resulted in the proposition and verification of a significant empirical model ($p < 0.05$) for estimating moisture from indirect measurements of soil electrical resistivity. Two-dimensional vertical sections derived from the empirical model showed the temporal behavior of moisture in the soil profile in accordance with field and water flow numerical simulation in porous media (FEFLOW) derived data. There were variations in the seasonal behavior of the moisture sections derived from the electrical resistivity in response to the characteristics of the native vegetation (“cerrado sensu stricto”: wooded cerrado; “campo limpo”: cerrado grassland; “campo sujo”: shrub cerrado; and gallery forest) and altered vegetation (eucalyptus and pasture). Finally, the incorporation of field data, obtained during the experimental stage, in the empirical (Budyko) and water balance (SWAT) hydrological modeling provided patterns of soil moisture and evapotranspiration, as well as a preliminary overview of the relationship between such patterns and the state factors of the Cerrado (land use and cover, pedology and slope). In addition, the study made it possible to structure a hydroclimatological monitoring network that will support further investigations regarding the effects of soil cover on the spatial and temporal variability of soil moisture. It is recommended to expand the spatial and temporal representativeness of field data directed to the soil moisture - evapotranspiration relation; to improve the analysis of state factors in soil moisture, especially through detailed pedological characterization, and to continue the assimilation of field and remote sensing data in the parameterization of watershed scale hydrological models.

Keywords: Soil moisture; Cerrado; Experimental basin; Applied geophysics; Soil electrical resistivity.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO.....	viii
ABSTRACT	x
1 - INTRODUÇÃO	24
2 - OBJETIVOS.....	28
2.1 - OBJETIVO GERAL	28
2.2 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS	28
3 - REVISÃO DA LITERATURA.....	29
3.1 - FUNDAMENTOS E FATORES DE ESTADO ASSOCIADOS AO ARMAZENAMENTO E À DINÂMICA DE UMIDADE DO SOLO.....	29
3.2 - PADRÕES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO E UMIDADE DO SOLO NO CERRADO	40
3.3 - PRINCÍPIOS BÁSICOS DOS MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DA UMIDADE DO SOLO ABORDADOS.....	48
3.3.1 - Imageamento da Resistividade Elétrica Aplicado ao Monitoramento da Umidade do Solo	48
3.3.2 - FEFLOW Aplicado à Modelagem Numérica do Fluxo de Água em Meio Poroso	57
3.3.3 - Balanço Hídrico por meio do Modelo de Bacia Hidrográfica SWAT	60
4 - ESTRUTURA DA TESE, QUESTÕES E HIPÓTESES DE PESQUISA	63
5 - MATERIAL E MÉTODOS	66
5.1 - ÁREA DE ESTUDO	67
5.2 - METODOLOGIA	70
5.2.1 - Desenho Experimental	70
5.2.2 - Aquisição de Dados em Campo	76
5.2.2.1 - Medição das Variáveis Hidroclimatológicas e dos Fluxos Turbulentos....	77
5.2.2.2 - Monitoramento da Umidade Volumétrica e da Temperatura do Solo	80
5.2.2.3 - Imageamento da Resistividade Elétrica do Solo	84
5.2.2.4 - Caracterização Estratigráfica, Monitoramento da Água Subterrânea e Estimativa de Parâmetros Hidráulicos.....	85
5.2.3 - Levantamento de Dados Secundários.....	87
5.2.3.1 - Parâmetros Físicos e Hidráulicos do Solo	87
5.2.3.2 - Índice de Área Folear (LAI), Evapotranspiração Potencial (PET) e Evapotranspiração Real (AET).....	90
5.2.4 - Avaliação da Umidade do Solo e Evapotranspiração sob Cobertura Nativa (Cerrado <i>sensu stricto</i>) e Alterada (<i>Eucalyptus urophylla x grandis</i>)	93
5.2.4.1 - Pós-processamento dos Fluxos Turbulentos e Estimativa da Evapotranspiração Real	94
5.2.4.2 - Inferências do Comportamento Hidrológico do Cerrado e do Eucalipto a partir dos Dados de Campo	96
5.2.5 - Modelagem Numérica do Fluxo de Água em Meio Poroso	98
5.2.5.1 - Configuração dos Modelos Conceitual e Numérico	99
5.2.5.2 - Etapas de Simulação e Avaliação do Modelo.....	101
5.2.6 - Análise da Umidade a partir dos Dados de Resistividade Elétrica do Solo	102
5.2.6.1 - Interpretação dos Dados de Resistividade Elétrica do Solo	102
5.2.6.2 - Conversão dos Valores de ρ para θ_{ERT}	103
5.2.7 - Avaliação dos Padrões de Umidade do Solo em Escala de Bacia	105

5.2.7.1 - Base de Dados do Modelo SWAT	105
5.2.7.2 - Etapas da Simulação.....	107
5.2.7.3 - Análise dos Dados de Umidade do Solo Simulados na Bacia do Gama .	109
6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	110
6.1 - DINÂMICA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO E UMIDADE DO SOLO EM CONDIÇÃO DE COBERTURA NATIVA (CERRADO <i>SENSU STRICTO</i>) E ALTERADA (<i>EUCALYPTUS UROPHYLLA X GRANDIS</i>) NO CERRADO.....	110
6.1.1 - Semelhanças das Variáveis Hidroclimatológicas de Controle da Evapotranspiração e da Umidade do Solo	110
6.1.2 - Fechamento do Balanço de Energia e Padrões de Evapotranspiração ...	112
6.1.3 - Comportamento Temporal da Umidade e Balanço Hídrico no Perfil de Solo.....	117
6.1.4 - Caracterização dos Regimes de Umidade do Solo e de Evapotranspiração por meio de Series Temporais.....	124
6.2 - UMIDADE DO SOLO NA ZONA RADICULAR: UMA AVALIAÇÃO HIDROGEOFÍSICA NO CERRADO	130
6.2.1 - Evolução Temporal da Resistividade Elétrica do Solo.....	130
6.2.2 - Estimativa da Umidade do Solo a partir da Relação $\rho-\theta$	134
6.2.3 - Seções de Umidade do solo Derivadas de ERT	135
6.3 - PADRÕES E CONTROLES DA UMIDADE DO SOLO EM BACIA DE CABECEIRA NO CERRADO	146
6.3.1 - Efeito da Parametrização do Índice de Área Foliar e da Evapotranspiração no Balanço Hídrico da Bacia do Ribeirão do Gama.....	146
6.3.2 - Relação entre os Fatores Ambientais e os Padrões de Umidade do Solo em Bacia de Cabeceira	152
7 - CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES FINAIS.....	157
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	161
APÊNDICES	192
APÊNDICE A – SÉRIE TEMPORAL DE DADOS DERIVADOS DAS TORRES DE FLUXO EM EUCALIPTO (PM1) E CERRADO (PM2) EM ESCALA DIÁRIA	193
APÊNDICE B – MÉDIA \pm DESVIO PADRÃO DOS VALORES DIÁRIOS POR ESTAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA E ÁGUA E DO ARMAZENAMENTO DE UMIDADE DO SOLO EM EQUIVALENTE DE LÂMIDA D'ÁGUA	194
APÊNDICE C – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DOS VALORES DE UMIDADE DO SOLO PARA IDENTIFICAÇÃO DOS ATRADORES TEMPORAIS SECO (WP) E ÚMIDO (FC)	195
APÊNDICE D – PARÂMETROS DE VAN GENUCHTHEN E MÉTRICAS DE AVALIAÇÃO DO AJUSTE ENTRE UMIDADE DO SOLO OBSERVADA EM CAMPO E SIMULADA PELO FEFLOW PARA PM1 E PM2	196
APÊNDICE E – MODELOS DERIVADO DA RELAÇÃO LOGARITMICA ENTRE A UMIDADE DO SOLO E O INVERSO DE ÍNDICE DE ARIDEZ.....	197
APÊNDICE F – VARIAÇÃO DOS DADOS DE TEMPERATURA DO SOLO APLICADOS NA CORREÇÃO DE DADOS ERT	198
APÊNDICE G – PARÂMETROS CALIBRADOS PARA AJUSTE DO ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR (LAI) E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO (ET) NAS HRUS DA BACIA DO RIBEIRÃO DO GAMA	199
APÊNDICE H – ARTIGO PUBLICADO DERIVADO DA TESE	201
APÊNDICE I – ARTIGO SUBMETIDO DERIVADO DA TESE	215
ANEXOS.....	216

ANEXO A – ETAPAS PARA ESTIMATIVA DO ÍNDICE DE ARIDEZ INSTANTÂNEA (φ) CONFORME NAYAK ET AL. (2021)	217
ANEXO B – MÉTRICAS DE AVALIAÇÃO DOS MODELOS	219

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Tipos de condições de contorno.....	59
Tabela 5.1 – Caracterização dos PMs.....	71
Tabela 5.2 - Dados hidrometeorológicos disponíveis para a bacia do ribeirão do Gama....	76
Tabela 5.3 – Resultados do modelo linear misto.....	83
Tabela 5.4 - Configuração da aquisição de dados com teste de slug.....	86
Tabela 5.5 – Caracterização das parcelas analisadas.....	94
Tabela 5.6 – Limites dos parâmetros de van Genuchten para calibração.....	101
Tabela 5.7 – Base de dados adotada para construção do modelo SWAT.....	106
Tabela 5.8 – Características das HRUs obtidas para a bacia do ribeirão do Gama.....	107
Tabela 6.1 – Caracterização dos estados de armazenamento de água no solo.....	119
Tabela 6.2 – Média por estação dos fluxos de entrada e saída e mudanças no armazenamento de água no perfil do solo.....	122
Tabela 6.3 – Permanência dos regimes de AET em PM1 e PM2.....	126
Tabela 6.4 – Permanência dos regimes de θ em PM1 e PM2.....	127
Tabela 6.5 – Resistividade elétrica da água no poro do solo e NA médio.....	143

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Diagrama simplificado com os principais estoques e fluxos relacionados à umidade do solo na zona crítica. Adaptado de Younger (2007).	29
Figura 3.2 – Definição dos regimes de umidade do solo (θ) e evapotranspiração. EF denota a fração evaporativa, conforme Equação 3.1. Adaptado de Seneviratne et al. (2010).	31
Figura 3.3 – Padrões de variação temporal de θ e AET em savanas provenientes das torres localizadas na Figura 3.4. Dados provenientes do FLUXNET conforme Pastorello et al. (2020).....	42
Figura 3.4 – Torres de fluxo turbulento da rede FLUXNET localizadas em savanas. Dados da FAL-UnB não integram o FLUXNET.	43
Figura 3.5 - a) Método; b) técnica; e c) arranjo necessários ao imageamento da resistividade elétrica em seções bidimensionais no contexto dos métodos geofísicos de prospecção (Brillante et al. 2014). c) Representação esquemática do arranjo de Wenner. Adaptado de Braga (2007) e Michot et al. (2003).....	51
Figura 3.6 - Diagrama esquemático da aquisição de dados de resistividade elétrica por meio da técnica de caminhamento elétrico e do arranjo de Wenner em um meio homogêneo. Adaptado de Nijland et al. (2010).	54
Figura 5.1 – Localização da Área de estudo. Códigos apresentados na figura indicam pontos de monitoramento hidrometeorológico na FAL e em sua proximidade. Informações complementares constam na Tabela 5.2.	67
Figura 5.2 – Caracterização ambiental da bacia do ribeirão do Gama, com indicação dos limites da FAL/UnB.....	68
Figura 5.3 – Localização dos pontos de monitoramento (PM) de água subterrânea no aquífero poroso.	70
Figura 5.3 – Caracterização das classes de uso e cobertura do solo analisadas.	72
Figura 5.4 - Desenho experimental proposto. a) Vista em planta da parcela experimental instrumentalizada com poço de monitoramento, tubo de acesso da sonda TDR e duas linhas de monitoramento geofísico (AB e CD), em uma área de 200 x 200 m. ERT com resoluções espaciais equivalentes a (b) 0,30 m para o perfil de solo até 2,1 m de profundidade; (c) e 2,5 m, para profundidades de 2,5 a 30 m.	73
Figura 5.5 - Representação esquemática do monitoramento hidrológico subterrâneo realizado na FAL-UnB. A-D) Poços de monitoramento do nível da água subterrânea. E) Manutenção dos tensiômetros. F-G) Linhas de ERT instaladas. H-K) Tubos de acesso padrão e PVC e sonda TDR utilizada no monitoramento da θ . L) Sensores de temperatura do solo.....	74
Figura 5.6 - Monitoramento de variáveis meteorológicas e precipitação. A) Área Experimental da Agroclimatologia (E2). Torres de fluxos turbulentos localizadas em área de B) eucalipto (EC2) e C) cerrado (EC1). D) Plataforma de Coleta de Dados localizada no exultório do Córrego Taquara (PCD2).	78
Figura 5.7 – Avaliação do funcionamento da sonda TDR em laboratório.....	81
Figura 5.8 - Experimento em campo. Vista em planta i) da sonda TDR utilizada para monitoramento da θ , ii) do tubo de acesso da sonda TDR, com área de umedecimento delimitada por um tubo PVC de 0,2 m de diâmetro; e iii) de quatro eletrodos centrais utilizados no ERI, indicados pelos terminais vermelhos na borda inferior na imagem.	82
Figura 5.9 - Predições baseadas no modelo linear misto (Tabela 5.3). A e B) θ_v TDR em função de θ_v ‘Real’ nas profundidades de 10 cm e 30 cm, respectivamente.	83
Figura 5.10 - Cabo multieletrodo confeccionado para automatização da coleta de dados de resistividade elétrica do solo.....	85

Figura 5.11 – Parâmetros de van Genuchten derivados do SoilGrid para as classes de solo predominantes na bacia em estudo (LV: latossolo vermelho, LVA: latossolo vermelho-amarelo, CX: cambissolo, Hi: solo hidromórfico)	89
Figura 5.12 - Pontos de coleta de dados de LAI.....	91
Figura 5.13 – Série temporal LAI MODIS para áreas de Cerrado, Campo (limpo + sujo), Agricultura e Eucalipto na bacia do ribeirão do Gama.	92
Figura 5.14 – Etapas para simulação da θ na zona vadosa com FEFLOW.	99
Figura 5.15 – Modelo conceitual dos perfis de solo PM1 e PM2.	100
Figura 5.16 – Fluxograma de etapas para simulação e comparação da umidade no perfil de solo.....	103
Figura 5.17 – Etapas de simulação com SWAT.	105
Figura 6.1 – Precipitação média mensal acumulada, temperatura do ar e do solo em parcela de eucalipto (PM1, esquerda) e cerrado (PM2, direita).....	111
Figura 6.2 – Média mensal da velocidade de fricção (u_{star}) em eucalipto (PM1) e cerrado (PM2).....	112
Figura 6.3 – Fechamento do balanço de energia com dados de meia-hora e diários para A e C) o eucalipto (PM1) e B e D) o cerrado (PM2), respectivamente.	113
Figura 6.4 – Comportamento mensal de AET para A) o eucalipto (PM1) e B) o cerrado (PM2).....	114
Figura 6.5 – Estimativas das resistências superficial (r_s) e aerodinâmica (r_a) para eucalipto (PM1) e cerrado (PM2).....	115
Figura 6.6 – Modelos de r_s em função da θ , VPD e temperatura média do ar para a-c) o eucalipto (PM1) e d-f) o cerrado (PM2).	116
Figura 6.7 – Comportamento temporal da θ a 5, 15, 30 e 60 cm para A) o eucalipto (PM1) e B) o cerrado (PM2).	117
Figura 6.8 – Variação temporal da θ em PM1 com relação à PM2.	118
Figura 6.9 – Gráfico de dispersão com dados de umidade do solo em camadas mais profundas (θ_{15cm} , θ_{30cm} e θ_{60cm}) como uma função da umidade superficial (θ_{5cm}) em PM1 (eucalipto) e PM2 (cerrado).....	121
Figura 6.10 – Ajuste entre umidade do solo (θ) observada em campo (TDR) e simulada (FEFLOW).....	123
Figura 6.11 – Modelo de Budyko ajustado para PM1 e PM2.	124
Figura 6.12 – Resumo dos parâmetros derivados das séries temporais de θ	125
Figura 6.13 – Série temporal de θ para PM2 com indicação dos parâmetros para avaliação dos regimes de umidade e AET.	128
Figura 6.14 – Série temporal de θ para PM1 com indicação dos parâmetros para avaliação dos regimes de umidade e AET.	129
Figura 6.15 – Variação sazonal de ERT para cerrado (PM2, PM3, PM6, PM9 e PM11) e eucalipto (PM1).	131
Figura 6.16 – Variação sazonal de ERT para mata de galeria (PM5 e PM12) e pastagem (PM8).....	132
Figura 6.17 – Variação sazonal de ERT para campo limpo (PM4) e campo sujo (PM7 e PM10).	132
Figura 6.18 – Dados de θ obtidos entre novembro de 2019 e março de 2020.....	133
Figura 6.19 – Ajuste e avaliação do modelo de relação umidade – resistividade.	135
Figura 6.20 – Comparação entre os valores médios \pm desvio padrão dos valores de umidade do solo (θ) obtidos por meio de imageamento da resistividade elétrica (ERT) e reflectometria no domínio do tempo (TDR).....	136

Figura 6.20 - Seções θ_{ERT} derivadas dos modelos geoeletricos para PM1 (Eucalipto + Latossolo vermelho-amarelo) e PM2 (Cerrado + Latossolo vermelho). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.	137
Figura 6.21 – Seções θ_{ERT} derivadas dos modelos geoeletricos para PM4 (Campo limpo + cambissolo) e PM7 (Campo sujo + cambissolo). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.....	138
Figura 6.22 – Seções θ_{ERT} derivadas dos modelos geoeletricos para PM5 (Mata de galeria + solo hidromórfico) e PM8 (Pastagem + solo hidromórfico). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.....	139
Figura 6.23 – Seções θ_{ERT} derivadas do modelo geoeletrico para PM9 (Cerrado + Latossolo vermelho-amarelo). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.	140
Figura 6.24 – Nível da água subterrânea nos PM.	142
Figura 6.25 – Comparação entre a umidade do solo derivada do levantamento geofísico (θ_{ERT}) e obtida por simulação numérica (θ_{FEFLOW}) para PM1 e PM2.	144
Figura 6.26 – Valores LAI, ET e PET MODIS médios mensais.	147
Figura 6.27 – Relação entre dados ET e PET MODIS e dados de campo.	148
Figura 6.28 – Ajuste LAI SWAT aos dados LAI MODIS para as principais classes de uso e cobertura do solo na bacia.	149
Figura 6.29 – Ajuste dos valores AET SWAT aos dados de campo derivados de torres EC (Eucalipto e Cerrado) e AET MODIS (Campo e Agricultura).	151
Figura 6.30 – Comparação entre resultados da calibração de Q antes (acima) e após a parametrização LAI e AET a partir das HRUS selecionadas.	152
Figura 6.31 – Comparação entre SWC SWAT e SWC TDR para PM1 e PM2.	153
Figura 6.32 – Variações espacial e temporal do conteúdo total de umidade do solo simulado via SWAT (SWC_{SWAT} , mm) entre 0,0 - 0,3 e 0,3 – 1,0 m na bacia do ribeirão do Gama..	154
Figura 6.33 – Variação dos dados SWC_{SWAT} entre 0,0 – 0,3 m e 0,3 – 1,0 m em função das classes de declividade, solo e uso e cobertura do solo.	155

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

- a – Espaçamento entre os eletrodos [L]
AB – Eletrodos de corrente
AB/TR – *Forward Adams Bashforth/Backward Trapezoid*
AET – Evapotranspiração real [$L^3.T^{-1}$]
ANA – Agência Nacional de Águas e Saneamento
APA – Área de Proteção Ambiental
 A_v – Energia disponível [$L.T^{-1}$]
AWC – Capacidade de água disponível [$L^3.L^{-3}$]
Bfast – *Breaks for Additive Seasonal and Trend*
CO₂ – Dióxido de carbono
 C_p – Calor específico do ar [$J.M^{-1}.T^{-1}$]
CV – Coeficiente de variação
Cx – Cambissolo
CZ – Zona crítica
D – Drenagem [$L^3.T^{-1}$]
 D_s – Densidade do solo
EC – *Eddy covariance*
 E_{CAN} – Evaporação da água interceptada pelo dossel da vegetação [$L^3.T^{-1}$]
EF – Fração evapotranspirativa [adimensional]
 EF_{max} – Máxima fração evapotranspirativa [adimensional]
Embrapa – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EPIC – *Erosion productivity impact calculator*
ERT – Imageamento da resistividade elétrica
ESECAE – Estação Ecológica de Águas Emendadas
 E_{soil} – Evaporação do solo [$L^3.T^{-1}$]
ET – Evapotranspiração [$L^3.T^{-1}$]
 E_t – Transpiração da vegetação [$L^3.T^{-1}$]
FAL – Fazenda Água Limpa
FAO – *Food and Agriculture Organization of the United Nations*
FC – Capacidade de campo [$L^3.T^{-1}$]
FE/BE – *Forward Euler/Backward Euler*

FEFLOW – *Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*

FePEST – Interface gráfica do código PEST para o FEFLOW

FLUXNET – Rede global de medições de fluxo de energia, água e CO₂

FS – Saturação de campo [L³.L⁻³]

G – Fluxo de calor do solo [J.L⁻²]

GEE – Google Earth Engine

GLDAS – *Global Land Data Assimilation System*

g_s – Condutância superficial [L.T⁻¹]

H – Fluxo de calor sensível [J.L⁻²]

H_i – Solo hidromórfico

HRU – Unidade de resposta hidrológica

HU – Acúmulo de unidades de calor na vegetação

HYBRAS – Hydrophysical database for Brazilian soils

I – Intensidade de corrente elétrica [I]

IBA – Indústria Brasileira de Árvores

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

IRGA – *Infrared gas analyser*

JBB – Jardim Botânico de Brasília

K_s – Condutividade hidráulica saturada [L.T⁻¹]

K(ψ) – Condutividade hidráulica em função da carga de pressão [L.T⁻¹]

LAI – Índice de área foliar [L².L⁻²]

LE – Fluxo de calor latente [J.L⁻²]

LUSE – *Land-use and cover*

LV – Latossolo vermelho

LVA – Latossolo vermelho-amarelo

m – Parâmetro da Lei de Archie, coeficiente de cimentação [adimensional]

MAD – Desvio absoluto mediano

MATOPIBA – Acrônimo para Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia

Mha – Milhões de hectares

MN – Eletrodos de potencial

MODIS – *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*

n – Parâmetro da Lei de Archie, coeficiente de saturação [adimensional]

n – Parâmetro van Genuchten, distribuição do tamanho dos poros [adimensional]
 NA – Nível da água subterrânea [L]
 NSE – Nash-Sutcliffe
 P – Precipitação [$L^3.T^{-1}$]
 PBIAS – Percentual de tendências [%]
 PDF – Funções de pedotransferência
 PEL – Limite de extração pelas plantas [$L^3.L^{-3}$]
 PEST – *Model-Independent Parameter Estimation and Uncertainty Analysis*
 PET – Evapotranspiração potencial [$L^3.T^{-1}$]
 PHU – Acúmulo de unidades de calor até atingir a maturidade da cultura
 PM – Ponto de monitoramento
 PSO – *Particle Swarm Optimization*
 Q_{gw} – Escoamento de base [$L^3.T^{-1}$]
 Q_s – Escoamento superficial [$L^3.T^{-1}$]
 R – Recarga [$L^3.T^{-1}$]
 R – Resistência elétrica [Ω]
 R^2 – Coeficiente de determinação
 r_a – Resistência aerodinâmica [$T.L^{-1}$]
 Revap – Coeficiente da parcela de evaporação da água subterrânea [adimensional]
 RMSE – Raiz do erro médio quadrático
 R_n – Radiação líquida [$J.L^{-2}$]
 r_s – Resistência superficial [$T.L^{-1}$]
 S – Extração/fonte de água pelo sistema radicular das plantas [$L^3.T^{-1}$]
 S – Grau de saturação [%]
 S – Taxa de variação de EF em função de θ [adimensional]
 SAF – Sistema agroflorestal
 SCS-CN – *Soil Conservation Service – Curve number*
 SWAT – *Soil & Water Assessment Tool*
 SWC – Conteúdo de água no solo [$L^3.L^{-3}$]
 t – Tempo [T]
 T_0 – Temperatura de referência do solo [$^{\circ}C$]
 T_{ar} – Temperatura média do ar [$^{\circ}C$]
 TDR – *Time domain reflectometry*
 t_p – Tempo de propagação do campo eletromagnético [T]

T_s – Temperatura do solo [$^{\circ}\text{C}$]
 u^* – Velocidade de fricção [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
 UR – Umidade relativa [%]
 UnB – Universidade de Brasília
 u_{star} – Velocidade de fricção [$\text{L}\cdot\text{T}^{-1}$]
 VPD – Déficit de pressão de vapor [kPa]
 V_v – Velocidade do vento [$\text{L}\cdot\text{T}^{-1}$]
 WP – Ponto de murcha [$\text{L}^3\cdot\text{L}^{-3}$]
 W_{seep} – Percolação [$\text{L}^3\cdot\text{T}^{-1}$]
 z – Coordenada vertical [L]
 ZC – Zona crítica
 $f r_{PHU}$ – Fração de unidades de calor potencial acumulada pela planta na estação de crescimento
 ΔU – Diferença de potencial [V]
 α – Coeficiente empírico para correção da resistividade elétrica a temperatura de referência T_0 [adimensional]
 α – Parâmetro van Genuchten, inverso da pressão de entrada de ar no solo [L^{-1}]
 α – Parâmetro da Lei de Archie, coeficiente de geometria dos poros [adimensional]
 ϵ_a – Permissividade relativa aparente [$\text{F}\cdot\text{L}^{-1}$]
 θ – Umidade do solo
 θ_{crit} – Umidade crítica do solo [$\text{L}^3\cdot\text{L}^{-3}$]
 θ_g – Umidade gravimétrica do solo [$\text{M}\cdot\text{M}^{-1}$]
 θ_r – Umidade residual do solo [$\text{L}^3\cdot\text{L}^{-3}$]
 θ_s – Umidade de saturação do solo [$\text{L}^3\cdot\text{L}^{-3}$]
 θ_v – Umidade volumétrica do solo [$\text{L}^3\cdot\text{L}^{-3}$]
 λ – Calor latente de vaporização [$\text{J}\cdot\text{L}^{-1}$]
 ρ – Massa específica do ar [$\text{M}\cdot\text{L}^{-3}$]
 ρ – Resistividade elétrica [$\Omega\cdot\text{L}$]
 ρ_0 – Resistividade elétrica à temperatura de referência T_0 [$\Omega\cdot\text{L}$]
 ρ_a – Resistividade elétrica aparente [$\Omega\cdot\text{L}$]
 ρ_w – Resistividade elétrica da água intersticial [$\Omega\cdot\text{L}$]
 σ_w – Condutividade elétrica da água intersticial [$\text{S}\cdot\text{L}^{-1}$]
 φ – Índice de aridez instantânea [adimensional]
 ϕ – Porosidade [adimensional]

Ω – Ohm

σ – Desvio-padrão

ψ – Potencial de pressão [L]

1 - INTRODUÇÃO

Compreender o papel dos fatores ambientais na heterogeneidade espaço-temporal, avaliar os impactos das mudanças na cobertura do solo e incorporar metodologias inovadoras para o monitoramento da água na Zona Crítica (CZ) figuram dentre as principais questões ainda não solucionadas pela hidrologia (Blöschl et al. 2019). A CZ refere-se à porção superficial da Terra, que compreende desde o dossel da vegetação até a base dos aquíferos livres (NRC 2001; White 2012). Ao passo que é considerada a principal camada de suporte à vida, estudá-la tem sido uma necessidade a fim de obter conhecimento para a manutenção dos recursos naturais, especialmente a água (Parsekian et al. 2015).

Sabe-se que a CZ é responsável por armazenar uma parcela da água que infiltra no solo e que poderá atender tanto as demandas evaporativas quanto a recarga de aquíferos (Dandekar et al. 2018). Logo, do conjunto de variáveis que determinam os fluxos de água entre a CZ e a atmosfera e na CZ, a umidade do solo (θ) requer atenção especial. Apesar de constituir uma fração reduzida do ciclo hidrológico global ($\sim 0,05\%$), a água armazenada na zona vadosa regula o particionamento da precipitação entre os demais processos hidrológicos e influencia os balanços hídrico e energético terrestres (Farrar et al. 1994; Fu et al. 2022; Rodriguez-Iturbe et al. 2001; Tromp-van Meerveld e McDonnell 2006).

A caracterização dos padrões de θ e a identificação dos fatores ambientais – como o clima, a topografia, a pedologia e o uso e cobertura do solo – que os condicionam são conhecimentos basilares não só em estudos ecohidrológicos (Acharya et al. 2017a; Boughanmi et al. 2018; Fu et al. 2022) e climatológicos (Jung et al. 2010; Schiermeier 2008; Seneviratne et al. 2010), mas também para aprimorar o manejo agrícola (Mary et al. 2020; Michot et al. 2003) e a análise dos riscos de deslizamento (Franco e Bonumá 2017).

No contexto da ecohidrologia, a θ é investigada considerando principalmente sua relação com a vegetação e as consequências dessa relação no tempo de deslocamento e no particionamento da água na CZ, bem como na θ remanescente após a secagem do solo (Martini et al. 2015; Mathias et al. 2017; Sprenger et al. 2016). Argumenta-se que a estrutura da vegetação nativa favorece a "homogeneização" nas condições de umidade antecedente aos eventos de precipitação (Ivanov et al. 2010). Esse efeito tem sido associado ao papel da vegetação na regulação dos fluxos de água, produzindo memória ao

armazenamento de umidade do solo e persistência, espacial e temporal, de estados úmidos em comparação às condições de solo exposto (Bonell et al. 2010; Ghannam et al. 2016; Laio et al. 2009; Potts et al. 2010).

Desde que em condições prístinas, a capacidade das formações florestais em manter os processos de infiltração e redistribuição de água no solo supre as perdas decorrentes da evapotranspiração, consoante à hipótese do equilíbrio infiltração-evapotranspiração proposta por Bruijnzeel (1989; 2004). Isso resulta em taxas de recarga superiores a determinadas condições de uso e cobertura que, apesar de apresentar demandas evapotranspirativas reduzidas, limitam a condutividade hidráulica do solo (Bonell et al. 2010). Krishnaswamy et al. (2013), por exemplo, associaram a redução de uma ordem de magnitude na condutividade hidráulica do solo sob floresta degradada à diferença de cerca de 25% no volume de recarga em comparação às florestas nativas do oeste indiano.

Considerando o caso do Cerrado, savana neotropical brasileira constituída por um mosaico de formações campestre (cerrado sujo, campo limpo e campo rupestre), savânica (cerrado sentido restrito) e florestal (mata ciliar, mata de galeria, mata seca e cerradão), a vegetação nativa difere especialmente em resposta às condições de déficit hídrico do solo (Eiten 1972). Segundo o estudo de Oliveira et al. (2017), os incrementos de tamanho, densidade e índice de cobertura foliar entre as formações campestre e savânica aumentam a demanda por água no solo à medida que diminuem a recarga de água subterrânea no Cerrado.

Além disso, logo que a θ é reduzida abaixo do limite crítico nos períodos sazonais de menor disponibilidade hídrica no Cerrado, essa variável passa a limitar a evapotranspiração – uma das principais vias de perda de água dos ecossistemas terrestres –, ao passo que na Floresta Tropical Úmida é a radiação que cumpre esse papel (Koster et al. 2003; Rocha et al. 2009). Assim, dado que a evapotranspiração e a recarga de aquíferos tanto controlam quanto dependem da θ , ambos demonstram-se sensíveis aos processos ec hidrológicos no Cerrado (Cabral et al. 2015b; Miller et al. 2012).

Por mais que os padrões de θ no Cerrado tenham sido descritos, há lacunas de pesquisa que precisam ser preenchidas tanto sobre o comportamento dessa variável nas diferentes formações de vegetação nativa que o compõe quanto em função dos impactos das mudanças na cobertura do solo. Aproximadamente 50% da área nativa do Cerrado foram transformadas em culturas, pastagens ou

silvicultura (Hunke et al. 2015; Klink e Machado 2005; MapBiomias 2020). Há evidências de que a progressiva substituição da vegetação nativa por culturas, pastagens e silvicultura tem repercutido em impactos negativos nos processos hidrológicos, com redução anual média de 10% do volume de água reciclada para a atmosfera (Rodrigues et al. 2022). O estudo das consequências desses distúrbios antrópicos, tanto nos estoques quanto nos fluxos de água no Cerrado, é um desafio de pesquisa adicional.

Assim, a variável θ possui um papel determinante para que essas questões sejam compreendidas a partir dos padrões de campo, avaliadas com subsídio do sensoriamento remoto e representadas em modelos hidrológicos. Porém, há limitação na disponibilidade de dados de campo da θ em diferentes profundidades. A manutenção das redes de monitoramento e a disponibilidade dos dados de campo demandam recursos financeiro e humano elevados, principalmente no caso de medições da umidade do solo (Fekete et al. 2012; McMillan et al. 2011; Mor et al. 2012). Em um estudo recente de revisão sistemática, Melo et al. (2020) evidenciaram que apenas 26 das 60 bacias de monitoramento hidrológico existentes no Brasil apresentam medições de θ , caracterizadas ainda pela reduzida frequência na aquisição de dados.

Considerando a carência de dados em volume e resolução adequados à análise dos padrões espaço-temporal, uma abordagem alternativa consiste na utilização da técnica geofísica de imageamento da resistividade elétrica (ERT), aplicada ao monitoramento da θ (Bass et al. 2017; Ferreira et al. 2007; Hübner et al. 2015). Essa técnica geofísica fornece dados de resistividade elétrica (ρ , $\Omega.m$) em diferentes profundidades a partir da superfície do solo, no formato de seções bidimensionais verticais. Considerando que ρ depende principalmente, e de forma inversa, da umidade do solo, modelos relacionando ambas as variáveis podem viabilizar a estimativa da θ de modo indireto e não invasivo (Fan et al. 2015).

Diante do exposto, o objetivo deste estudo foi identificar os padrões de θ , com foco na análise da memória e da persistência das condições de armazenamento de água no solo, e compreender a relação desses padrões com a redistribuição vertical (evapotranspiração e recarga) na CZ no Cerrado. Para isso, realizaram-se i) o monitoramento da θ e da profundidade do lençol freático no aquífero poroso, dentre outras variáveis hidroclimatológicas e do solo, em doze pontos de monitoramento (PM) na Fazenda Água Limpa (FAL/UnB), Distrito Federal; e ii) a integração de informações primárias e

secundárias para a modelagem matemática direcionada à compreensão de processos hidrológicos em escalas de perfil do solo e de bacia de cabeceira.

No âmbito da hidrologia de ZC, espera-se com a obtenção e análise dos dados de campo contribuir para a proposição e o teste de hipóteses, a parametrização de modelos e a avaliação de incertezas relacionadas aos padrões espaço-temporais de θ e suas implicações nos processos hidrológicos de redistribuição vertical de água (evapotranspiração e a recarga dos aquíferos) no Cerrado (Ji et al. 2015; Vereecken et al. 2014).

Adicionalmente, padrões ou generalizações emergentes da pesquisa hidrológica de campo podem contribuir para a representação dos processos hidrológicos derivados de casos locais, repercutindo inclusive no contexto de avaliação do papel da cobertura do solo para o comportamento hidrológico em bacias desprovidas de monitoramento (Han et al. 2012; Mor et al. 2012; Nijzink e Schymanski 2022; Wood et al. 1988).

Além da Introdução (Capítulo 1), compõem este documento os capítulos de Objetivos (Capítulo 2), Revisão da Literatura (Capítulo 3), Estrutura da Tese (Capítulo 4), Material e Métodos (Capítulo 5), Resultados e Discussão (Capítulo 6) e Conclusão e Recomendações Finais (Capítulo 7). Em alinhamento aos objetivos específicos (OE) norteadores da tese, os resultados obtidos foram organizados em três seções, conforme sintetizado no capítulo Estrutura da Tese, com suas respectivas questões e hipóteses de pesquisa.

2 - OBJETIVOS

2.1 - OBJETIVO GERAL

Investigar como os padrões de umidade do solo evoluem ao longo do tempo, influenciam a redistribuição vertical da água e relacionam-se com as condições de uso e cobertura do solo predominantes no Cerrado.

2.2 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar os regimes de evapotranspiração e umidade do solo sob cobertura do solo nativa (cerrado *sensu stricto*) e alterada (*Eucalyptus urophylla x grandis*).
- Verificar a capacidade do ERT em quantificar a umidade na zona radicular do solo; e
- Identificar o papel dos fatores ambientais para a persistência da umidade do solo em uma bacia de cabeceira.

3 - REVISÃO DA LITERATURA

3.1 - FUNDAMENTOS E FATORES DE ESTADO ASSOCIADOS AO ARMAZENAMENTO E À DINÂMICA DE UMIDADE DO SOLO

O termo umidade do solo (θ) refere-se à água presente em diferentes condições de armazenamento na zona vadosa (camada do solo predominantemente não saturada e de interface entre a atmosfera e as formações geológicas subsequentes) (Figura 3.1). À parcela de θ retida pelo potencial matricial (ψ), para satisfazer o déficit hídrico resultante das demandas do solo e da vegetação, atribui-se a denominação capacidade de retenção ou capacidade de água disponível (*AWC, available water content*) (Veihmeyer e Hendrickson 1950). Esta pode ser representada pela diferença entre o teor de θ na capacidade de campo (*FC, field capacity*) e no ponto de murcha (*WP, wilting point*) (Figura 3.1) (Younger 2007).

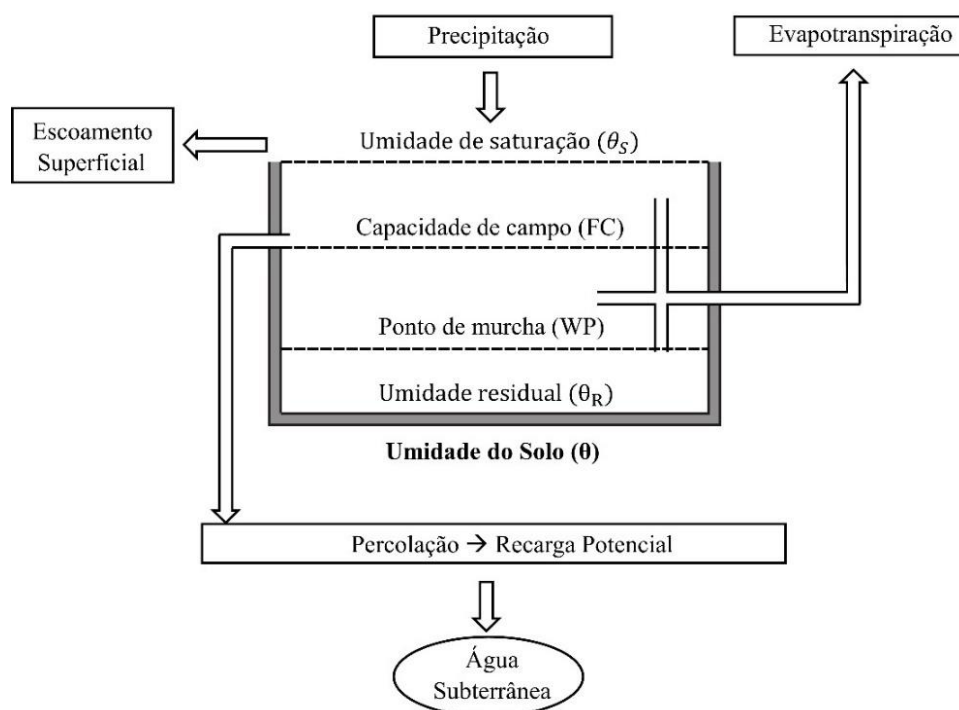


Figura 3.1 - Diagrama simplificado com os principais estoques e fluxos relacionados à umidade do solo na zona crítica. Adaptado de Younger (2007).

Quando em estado superior à *FC*, a umidade pode atingir a saturação (θ_s). Abaixo do *WP*, a umidade é dita residual (θ_R) e encontra-se adsorvida ao solo, limitando a extração de água pelas plantas (Veihmeyer e Hendrickson 1950). Desse modo, o conteúdo de θ disponível para a vegetação (*PAW, plant available water*) é aproximadamente equivalente ao somatório

da AWC com o montante de θ contido entre a FC e a θ_S , isto é, excetuando-se a porção de WP da umidade total do solo (SWC, *soil water content*) (Grayson et al. 1997).

Em função dos estados de armazenamento da θ (θ_R , WP, FC e θ_S) podem ocorrer três cenários de fluxo de água no solo:

i. *Umedecimento* (até o fim do evento de precipitação, P): em caso de déficit hídrico no solo ($\theta < FC$), o potencial matricial mantém o volume infiltrado no sentido de incrementar o armazenamento de umidade e restaurar FC (Grayson et al. 1997);

ii. *Redistribuição vertical ou lateral* (no curto prazo após a precipitação):

- Na ausência de déficit hídrico no solo ($\theta \geq FC$), a evapotranspiração (ET) real (*AET, actual evapotranspiration*) será suprida pela θ a uma taxa máxima, igualando-se à evapotranspiração potencial (*PET, potential evapotranspiration*) (Grayson et al. 1997; Jipp et al. 1998);

- Na ausência de déficit hídrico no solo ($\theta = \theta_S > FC$), a precipitação infiltrada será governada pela ação da gravidade, permitindo a percolação em direção à zona saturada (Freeze e Banner 1970; Ward 1984);

- Na ausência de déficit hídrico no solo ($\theta = \theta_S > FC$), a precipitação excedente será convertida em escoamento superficial (Q_s) por excedência da capacidade de infiltração (Horton 1933) ou em decorrência da saturação do solo (Dunne e Black 1970; Hewlett 1961);
e

iii. *Secagem* (longo prazo após a precipitação): caracterizada pelo retorno à condição de armazenamento semelhante àquela antecedente ao evento de precipitação (Grayson et al. 1997).

Desse modo, associado ao papel da radiação solar (que disponibiliza energia para a evapotranspiração) e da gravidade (que atua na drenagem do solo), θ consiste em uma variável-chave no controle do particionamento da água no ciclo hidrológico terrestre. Restringindo-se aos processos de redistribuição vertical de água na CZ, abordados nesta tese, é importante detalhar as possíveis interações entre θ , ET e recarga de aquíferos.

Considerando como referência WP e um dado valor de umidade crítica (θ_{crit}), Budyko (1961) definiu três regimes de retenção de água no solo (úmido, seco e de transição), que se relacionam aos padrões de ET (Figura 3.2). Nos regimes seco ($\theta < WP$) e úmido ($\theta > \theta_{crit}$) a θ não afeta ET, enquanto no regime de transição ($WP \leq \theta \leq \theta_{crit}$) a θ é um fator

importante na eficiência de ET, representada pela fração evaporativa (EF, Equação 3.1), Figura 3.2). Nesse último cenário, a θ exerce um controle central nas trocas de água e de energia entre a superfície e a atmosfera.

$$EF = \frac{LE}{LE + H} = \frac{AET}{PET} = \frac{PET}{P}$$

3.1

Onde,

LE = fluxo de calor latente;

H = fluxo de calor sensível;

AET = evapotranspiração real;

PET = evapotranspiração potencial; e

P = precipitação.

Por consequência, o modelo de Budyko (1961) estabelece dois regimes principais de ET: i) um controlado pelo clima/energia (energia limitada); e ii) outro controlado pela água disponível no solo (θ limitada) (Figura 3.2). No primeiro regime, quando θ encontra-se acima de um dado valor crítico ($\theta \geq \theta_{crit}$), ET independe da θ ($AET = PET$). Porém, se θ encontra-se em estado de armazenamento inferior a θ_{crit} , ocorre o segundo regime ($AET < PET$), no qual ET varia linearmente em função da θ , de acordo com a taxa de variação S. Por fim, quando $\theta < WP$, a evapotranspiração tende a cessar.

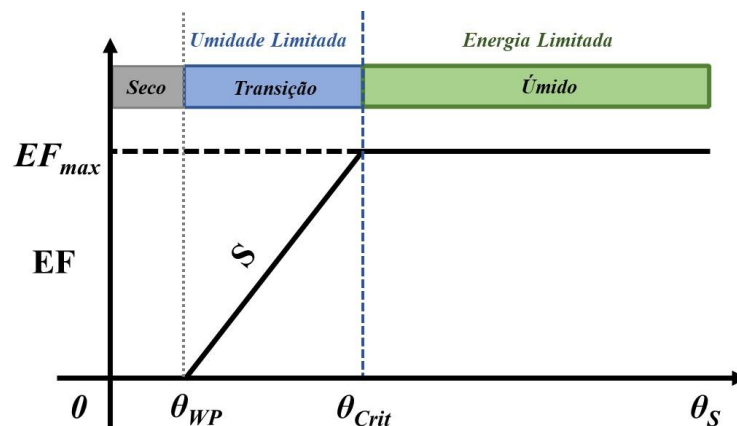


Figura 3.2 – Definição dos regimes de umidade do solo (θ) e evapotranspiração. EF denota a fração evaporativa, conforme Equação 3.1. Adaptado de Seneviratne et al. (2010).

Diferenças entre os parâmetros de Budyko (EF, S e θ_{crit}) foram identificadas em escala global devido principalmente à textura do solo, ao déficit de pressão de vapor (VPD), à

precipitação e à estrutura da vegetação (Fu et al. 2022). Dados provenientes da FLUXNET2015, rede que disponibiliza medições globais de fluxo de energia, água e CO₂ (fluxnet.org; Pastorello et al. 2020), possibilitaram a Fu et al. (2022) ajustar relações EF- θ específicas para os biomas analisados, que traduzem uma resposta adaptativa de cada local quanto à capacidade de maximizar ET em função da θ_{crit} predominante.

Supridas as demandas matricial e evaporativas, θ pode ser convertida em percolação, que conecta a precipitação às águas subterrâneas (Hillel e Prettyman 1998; Ward 1984). Em comparação às contribuições de recarga localizada (a partir do escoamento superficial retido em depressões) e indireta (no leito dos corpos hídricos), a recarga direta (difusa), proveniente da percolação, predomina (Freeze e Banner 1970; de Vries e Simmers 2002; Ward 1984). Também denominada drenagem profunda ou recarga potencial, a percolação consiste no fluxo vertical e descendente de água abaixo da região radicular (Freeze e Banner 1970).

Ambientes com condições climáticas úmidas apresentam taxas de percolação e recarga aproximadas (Sakakibara et al. 2017). Em contraponto, nos ambientes com limitada disponibilidade hídrica (desertos áridos e semiáridos, pradarias e savanas) as “perdas” de θ são acentuadas por ET, especialmente em solos com zonas vadosas espessas (Eilers et al. 2007; Oliveira et al. 2017; Schreiner-McGraw e Vivoni 2017). Nesta situação, observa-se um prolongado período de distribuição da θ entre as zonas vadosa e saturada (tempo de latência ou de defasagem), com potencial de redução na magnitude de percolação (Rossman et al. 2014).

Vale ressaltar que a relação direta entre θ e taxa de percolação, apesar de predominante, pode apresentar exceções. Estudos apontam um comportamento inverso, a exemplo dos resultados descritos por Hester et al. (2016) em planícies de inundação na Virgínia (EUA), com aumento da percolação em solos argilosos com $\theta \leq FC$. Bethune et al. (2008) demonstraram ainda ausência de correlação entre a percolação e a umidade antecedente em campos irrigados na Austrália.

Adicionalmente, o movimento vertical de água no solo pode apresentar sentido oposto ao da percolação. Isso ocorre quando a umidade profunda migra para a zona de raízes tanto por ascensão capilar, a partir da zona saturada (Xu et al. 2017), quanto em função da redistribuição hidráulica, realizada pelas raízes das plantas, especialmente em savanas neotropicais, como o Cerrado (Caldwell e Richards 1989; Moreira et al. 2003). Detalhes

aprofundados a respeito desses processos, que não serão abordados nesta tese, constam nos estudos de Alencar et al. (2013), Caldwell e Richards (1989) e Moreira et al. (2003).

Diante desse contexto, observa-se que o estoque de θ e a redistribuição via ET e recarga dependem não apenas das condições de umidade antecedente (Gaur e Mohanty 2016; Seneviratne et al. 2010; Silva e Oliveira 1999; Zhao et al. 2014). Somam-se a isso o efeito individual ou combinado dos atributos climáticos, topográficos, pedológicos e de uso de cobertura do solo (Farrar et al. 1994; Rodriguez-Iturbe et al. 2001; Tromp-Van Meerveld e McDonnell 2006), aos quais Jenny (1994) atribuiu a denominação fatores de estado.

O clima é considerado o fator determinante para a variabilidade espacial e temporal da θ em grandes bacias hidrográficas ($> 1000 \text{ km}^2$) (Jacobs et al. 2020; Luiz et al. 2007; Poltoradnev et al. 2016; Shaman et al. 2004; Vachaud et al. 1984). Bacias intermediárias (200 – 1000 km^2) apresentam padrões condicionados por atributos topográficos e da vegetação (Poltoradnev et al. 2016). Em pequenas bacias ($< 200 \text{ km}^2$), por sua vez, θ responde à variação temporal das forçantes atmosféricas em função da topografia, sob condições úmidas (Vereecken et al. 2014; Western et al. 1999), e dos controles pedológicos e de uso e cobertura do solo, sob condições secas (Brocca et al. 2017; Farrar et al. 1994; Wilson et al. 2004).

Grayson et al. (1997) descreveram os estados úmido e seco, predominantes em bacias de clima temperado na Austrália (Wagga Wagga: 0,7 km^2 ; Tarrawara: 1,5 km^2), como estados preferenciais de controle não local (topografia) e controle local (pedologia e vegetação) da θ , respectivamente. Martini et al. (2015) avaliaram a ocorrência dos estados preferenciais estabelecidos por Grayson et al. (1997) em uma vertente na bacia de cabeceira Schäfertal (1,44 km^2), na Alemanha Central, com clima continental frio (P: 630 mm/ano, temperatura: $-24,0 - 6,9^\circ\text{C}$).

No estado úmido, com $P > ET$ e predomínio de θ superior à média anual ($0,23 \text{ m}^3/\text{m}^3$), a declividade (2 – 10%) e o aspecto (parte da área orientada para sul e parte orientada para o norte) da vertente desempenharam o papel dominante para a organização espacial da umidade (Martini et al. 2015a). Isso porque, enquanto a declividade controla a distribuição lateral da água, o aspecto determina a exposição da superfície à radiação solar, com reflexos na temperatura do solo, nas taxas de ET e, conseqüentemente, na θ .

Durante o estado seco ($ET > P$), Martini et al. (2015) identificaram o predomínio dos fluxos verticais, com infiltração lenta em decorrência da condutividade hidráulica reduzida sob baixo teor de água no solo, favorecendo a ET. Nesse caso, as propriedades locais do solo (cambissolo e solo hidromórfico, com porosidade superior à 45% e predomínio de silte e areia) determinaram os padrões espaciais de θ . Contudo, o estudo não levou em consideração o efeito da profundidade do aquífero e restringiu-se a uma vertente com ocorrência exclusiva de vegetação campestre.

Semelhante a Martini et al. (2015a), McMillan e Srinivasan (2015), Rosenbaum et al. (2012) e Swarowsky et al. (2011) apontaram a importância dos atributos topográficos, no estado úmido, e pedológicos, no estado seco, em bacias de cabeceira na Nova Zelândia (0,7 km²), na Alemanha (0,27 km²) e na Califórnia (3 km²), respectivamente. Contudo, os estudos também levaram em consideração o efeito do aquífero raso e da proximidade com corpos hídricos na prevalência de valores elevados de θ nas áreas menos elevadas da bacia, ao favorecer o umedecimento do solo por capilaridade.

No que diz respeito ao papel da vegetação, avaliado nos três estudos por meio do índice de área foliar (LAI), observou-se um impacto significativo, porém não houve concordância quanto ao sentido do impacto (incremento ou redução) desse fator na θ . Segundo Swarowsky et al. (2011), a interceptação do dossel arbóreo de carvalhos (23% P) retardou o umedecimento e reduziu a θ em comparação com a vegetação campestre (10% P). Contudo, ao considerar a equivalência entre ET e o percentual de interceptação para a estimativa do balanço hídrico, é possível que uma parcela do fluxo interno ao caule da vegetação arbórea, característico de savanas, tenha sido desprezado (Tonello et al. 2021; Tonello e Bramorski 2021).

Rosenbaum et al. (2012), por sua vez, identificaram que o incremento de LAI, com o crescimento de coníferas, favoreceu o sombreamento e, conseqüentemente, reduziu as perdas de água via evaporação direta do solo, resultando em valores mais elevados de θ . No estudo de McMillan e Srinivasan (2015), essa hipótese também foi adotada para explicar a prevalência do estado úmido em área de vegetação arbustiva nativa da Nova Zelândia (*Discaria toumatou*) em comparação com áreas de pastagem cultivada para a criação de ovinos e bovinos.

Além de LAI, outros atributos da vegetação influenciam θ em sentidos distintos. O tamanho das espécies (arbóreas: > 5 m; arbustivas: 1 – 5 m; herbáceas: < 1 m) e a profundidade de enraizamento podem relacionar-se negativamente com θ , devido à ampliação da extração de água para atender ET. Essa relação foi avaliada por Acharya et al. (2017a) na zona radicular do solo (< 3m) em Oklahoma (EUA), por meio da técnica geofísica de imageamento da resistividade elétrica (ERT), que possibilita avaliar de modo indireto características da subsuperfície, como a θ .

O consumo de θ em áreas com vegetação arbórea (cedro), em contraponto com a vegetação herbácea típica em pradarias, foi indicado por valores de resistividade elétrica (ρ) até 70% maiores no primeiro caso (Acharya et al. 2017a). O resultado foi condizente com a redução na percolação a 3 metros de profundidade (cedro: 171 mm/ano; pradaria: 275 mm/ano), estimada por Acharya et al. (2017c) na mesma área de estudo, por meio de modelagem numérica.

Uma zona resistiva entre 0 e 20 m de profundidade ($\rho > 10000 \Omega.m$) sob eucalipto, não observada em seções ERT sob cana-de-açúcar ($\rho < 4000 \Omega.m$), ressaltaram o possível aumento na demanda de θ para ET naquela classe de cobertura do solo na bacia do córrego Onça, em São Paulo (Coutinho et al. 2020). Mattos et al. (2019) relataram uma redução de até 40% da recarga de água subterrânea pelo método de flutuação do nível da água como consequência da substituição de pastagem (ET = 731 mm/ano) por eucalipto (ET = 1014 mm/ano) em uma bacia no interior de São Paulo.

Krishnaswamy et al. (2013) ressaltam que a relação entre uso e cobertura do solo e θ deve ser avaliada pela hipótese do equilíbrio entre infiltração – ET, tanto em áreas nativas quanto alteradas. Formações florestais nativas garantem a infiltração para suprir as perdas decorrentes de ET, que tende a superar o montante de formações com predomínio de arbustivas e herbáceas (Bonell et al. 2010; Krishnaswamy et al. 2012).

A hipótese é válida desde que a condutividade hidráulica do solo seja mantida, tornando-se um fator relevante para as funções hidrológicas do solo, tais como armazenamento de θ , recarga e regularização do escoamento de base (Falcão et al. 2020; Salemi et al. 2012, 2013; Silva-Júnior et al. 2021; Trevisan et al. 2012).

Nesse caso, o acúmulo de serrapilheira pode favorecer a infiltração e reduzir a temperatura do solo, refletindo em valores elevados de θ (Acharya et al. 2017c; Bucci et al. 2008a; Butler et al. 2012; Oliveira et al. 2015; Villalobos-Vega et al. 2011). Silva-Júnior et al. (2021), por exemplo, reportaram redução no armazenamento anual de θ (cerca de 8,1%) em resposta à substituição da vegetação nativa por pastagem, na Floresta Amazônica, possivelmente em função de alterações na condutividade hidráulica do solo.

Sistemas agroflorestais (SAFs) de produção de cacau, analisados por Niether et al. (2017) na Bolívia, indicaram que os efeitos positivos (manutenção do recobrimento do solo) e negativos (elevação de ET) podem ser equilibrados sem comprometer θ , em comparação com monoculturas de cacau com predomínio de raízes mais rasas. Resultado semelhante foi observado em uma silvicultura de eucalipto em São Paulo (Bosi et al. 2020). Yang et al. (2014) ressaltam ainda que a densidade do plantio deve ser controlada, com potencial de mitigar o déficit hídrico do solo.

Apesar dos esforços em compreender o impacto dos fatores de estado na θ , alguns dos quais brevemente apresentados nesta revisão, há incertezas quanto ao predomínio, o sentido e o potencial de impacto deles na θ , especialmente no que diz respeito às condições de uso e cobertura do solo. Portanto, uma série de hipóteses tem sido formuladas para entender como esses fatores atuam no controle dos valores médios (no espaço e no tempo), na dinâmica temporal e na distribuição espacial da θ . De modo geral, as principais características abordadas para avaliar a resposta hidrológica da paisagem à θ são a memória e a persistência.

Eventos sucessivos de umedecimento e secagem modulam o comportamento da θ . Com isso, o solo “registra” esses eventos e estabelece condições seguras de armazenamento de água a partir do histórico de circunstâncias anômalas semelhantes (Bonell et al. 2010; Ghannam et al. 2016). A memória refere-se ao intervalo de tempo durante o qual a θ permanece próxima à essa condição de armazenamento, denominada atrator temporal, até que o efeito da anomalia dissipe. WP e FC são atratores comumente utilizados como indicativo de condições de armazenamento seco e aproximadamente úmido, respectivamente.

Por meio da análise de frequência em séries temporais de θ obtidas em Idaho (EUA), Chandler et al. (2017) identificaram os atratores temporais FC, limite de extração pelas plantas (PEL, *plant extraction limit*) e saturação de campo (FS, *field saturation*). FC refere-se ao valor de θ que prevalece entre os estados saturado e seco, como visto anteriormente.

PEL é um atrator seco, abaixo do qual a vegetação não extrai água para transpiração. Apesar de conceitualmente semelhante ao WP, PEL reconhece que a vegetação não necessariamente murcha quando a transpiração cessa (ou fica lenta). Valores máximos de θ , definidos como FS, representaram a saturação real, uma vez que θ_S é pouco frequente em solos bem drenados, como na região analisada (Chandler et al. 2017).

Adaptações na estrutura conceitual proposta por Budyko (1961) tem demonstrado relevância na identificação da θ_{crit} , um importante atrator temporal na relação θ -ET (Figura 3.2). Originalmente, Budyko aplicava-se ao balanço hídrico de longo prazo em escala de bacia, considerando o armazenamento de água no solo em regime estacionário (Budyko 1961; Chen e Sivapalan 2020; Greve et al. 2015). Contudo, estudos recentes têm demonstrado que relações empíricas lineares com platô possibilitam a avaliação instantânea da θ devido à influência dos fatores de primeira (P e ET) e de segunda ordem (fatores de estado) (Chen e Sivapalan 2020; Fu et al. 2022; Nijzink e Schymanski 2022; Vargas Zeppetello et al. 2019).

Alguns estudos identificam a memória da θ pelo termo histerese (Chandler et al. 2017; Mascaro e Vivoni 2016). Oriundo do grego *hystérēsis*, o termo designa atraso ou tendência de manutenção das propriedades de um sistema mesmo após a alteração dos estímulos que condicionam tal propriedade (Cambridge 2022). Na hidrologia é comum a observação de fenômenos histeréticos, como na relação entre o potencial matricial e θ (van Genuchten 1980). Relações que apresentam histerese podem indicar a existência de fatores limitantes que condicionam a variável resposta não apenas à variável preditora, mas também ao histórico da variável resposta.

Chandler et al. (2017) verificaram a histerese nos períodos de umedecimento e secagem do solo por meio da análise de regressão entre θ de profundidades consecutivas em um perfil vertical. Outros estudos têm conduzido análise equivalente com gráficos de dispersão da variabilidade (desvio padrão, σ_θ , ou o coeficiente de variação, $CV = \sigma_\theta/\bar{\theta}$) em função da média ($\bar{\theta}$), espaciais ou temporais, da umidade do solo. Rosenbaum et al. (2012) demonstraram a presença de ciclos histeréticos nessa relação, proposta com um ano de dados de θ coletados em uma pequena bacia na Alemanha. Antes disso, a análise da memória por meio de padrões histeréticos só havia sido identificada e discutida com experimentos sintéticos, a exemplo de Ivanov et al. (2010).

A persistência, por sua vez, equivale ao período em que a θ permanece acima ou abaixo de um determinado limiar de referência (WP, FC, PAW, θ_{crit} , média, mediana) espacial ou temporal (Ghannam et al. 2016; Grayson et al. 1997). Na literatura, persistência tem sido descrita como sinônimo de estabilidade temporal (Martini et al. 2015; Mor et al. 2012; Vachaud et al. 1984) e homogeneização (Ivanov et al. 2010) ou em sentido oposto à sua variabilidade temporal e/ou espacial (McMillan e Srinivasan 2015; Poltoradnev et al. 2016; Srivastava et al. 2021).

Detalhes acerca dos métodos de determinação da persistência constam em Vanderlinden et al. (2012), com destaque para a análise das diferenças médias relativas de θ e do coeficiente de correlação ranqueado de Spearman (Vachaud et al. 1984), amplamente aplicados na avaliação da permanência de padrões espaciais de θ ao longo do tempo (Greve et al. 2017; Martini et al. 2015; McMillan et al. 2011; Mor et al. 2012). A regressão entre medidas de θ de dias consecutivos com condições semelhantes de θ (Dong et al. 2022) ou entre a variabilidade e $\bar{\theta}$ também demonstram-se úteis para análise de persistência (Elmaloglou et al. 2016; Fatichi et al. 2015; Wei et al. 2017).

Nesse último caso, ao invés da histerese, avalia-se a forma geral da relação variabilidade versus $\bar{\theta}$, explicada pelos fatores de estado (clima, vegetação, solo e topografia) que podem determinar uma gama de valores para a mesma $\bar{\theta}$ (Vanderlinden et al. 2012). Além disso, o ramo ascendente (umedecimento) dos gráficos de histerese depende principalmente de P, principal fator para condicionar a persistência acima ou abaixo de determinado limiar (Mascaro e Vivoni 2016; Rosenbaum et al. 2012). Em contrapartida, drenagem e evapotranspiração, que definem a memória da θ , são essenciais para estabelecer o ramo de descida (secagem) na relação histerética (Ivanov et al. 2010; Mascaro e Vivoni 2016).

Em síntese, conhecer o comportamento da θ e os fatores que condicionam sua memória e persistência, bem como identificar padrões que possibilitam a parametrização e, conseqüentemente, a modelagem de processos hidrológicos vinculados à θ são objetivos centrais no estudo das zonas críticas (Nimmo et al. 2021). Em especial, entender os efeitos da incorporação da relação empírica de Budyko, derivada de dados de campo e/ou do sensoriamento remoto, é uma tendência recente (Dong et al. 2022; Greve et al. 2020; Kheimi e Abdelaziz 2022; Kisekka et al. 2022; Nayak et al. 2021; Silva-Júnior et al. 2021).

Nayak et al. (2021) aprimoraram a eficiência do modelo chuva-vazão Dynamic Budyko (DB), com métrica de eficiência NSE (conforme Anexo B) acima de 0,5 em 51 das 60 bacias analisadas nos EUA. Para isso, calibrou-se o índice de aridez instantânea (ϕ), parâmetro central do modelo, a partir de relações empíricas $\phi - \theta$ ($R^2 = 0,33$) e valores de θ provenientes do GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*). O estudo de Dong et al. (2022) demonstrou a prevalência de regimes ET igualmente controlados pela θ superficial (5 cm) e θ integrada entre 0-50 cm, indicando adequação da θ superficial, proveniente de sensoriamento remoto, para a análise hidrológica da interação solo-atmosfera na região analisada por Nayak et al. (2021).

3.2 - PADRÕES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO E UMIDADE DO SOLO NO CERRADO

Ecossistemas com limitada disponibilidade hídrica, a exemplo das Savanas Neotropicais, são caracterizados pelo papel da θ no controle dos processos hidrológicos e das respostas fisiológicas e de crescimento vegetal, que, por sua vez, retroalimentam os padrões de θ (Ignace et al. 2007; Jackson et al. 1999; Potts et al. 2010; Rocha et al. 2009). O Cerrado, segundo maior bioma brasileiro (área aproximada de 200 Mha), enquadra-se como uma Savana Neotropical, com temperatura e precipitação anual médias de 23°C e 1500 mm, respectivamente, inverno seco e cerca de 80% da precipitação concentrada na estação chuvosa (outubro a abril).

Do montante de precipitação, uma parcela significativa é convertida em evapotranspiração, com valores entre 823 e 1200 mm/ano (1,75 – 3,2 mm/dia), que resultam em recarga média (P-ET) de aproximadamente 422 mm/ano (Anache et al. 2019; Cabral et al. 2015b; Giambelluca et al. 2009; Hutley et al. 2000; Oliveira et al. 2015, 2017; Rocha et al. 2009; Valle Júnior et al. 2020). Dados de ET extraídos de estudos realizados no Cerrado equiparam-se aos valores médios observados em torres de fluxo turbulento localizadas em savanas da Austrália e da África do Sul, diferindo apenas no período da sazonalidade sul-africana (seca: novembro-abril, chuva: maio-outubro) (Figura 3.3).

Em comparação a outros biomas brasileiros, o Cerrado apresenta ET semelhante à Caatinga (ET MODIS = 0,5 – 4,5 mm/dia, P = 800 mm/ano) e à porção sul da Amazônia, limítrofe ao Cerrado (ET MODIS = 1,0 – 4,5 mm, P = 1694 mm/ano); e inferior ao observado no norte da Amazônia (ET MODIS = 3,0 – 5,0 mm/dia, P = 2286 mm/ano) e na Floresta Atlântica (ET MODIS = 1,58 – 5,09, 1208 mm/ano; P = 2756 mm/ano) (Jiang et al. 2022; Mello et al. 2019; Silva-Júnior et al. 2021).

Valores reduzidos de ET no Cerrado em comparação com as florestas tropicais úmidas, especialmente durante a estação seca, devem-se principalmente à limitação de θ (Cerrado: 0,08 – 0,30 m³/m³; norte da Amazônia: = 0,30 – 0,50 m³/m³, comparativo entre 0 e 20 cm) (Ferreira et al. 2007; Garcia-Montiel et al. 2008; Giambelluca et al. 2009; Jiang et al. 2022; Silva-Júnior et al. 2021).

Fu et al. (2022) pontuam que os valores de referência para os parâmetros de Budyko EF_{max} (0,0 – 0,8), S (0,025 – 0,125) e θ_{crit} (0,0 – 0,15) em savanas refletem uma estratégia de resistência ao estresse hídrico. Valores reduzidos de θ_{crit} e elevados de S implicam maior controle e, conseqüentemente, menores taxas de ET em comparação com as florestas úmidas, onde ET depende principalmente da energia disponível (Gao et al. 2022; Silva-Júnior et al. 2021). Por isso, conhecer θ_{crit} predominante em determinada região é essencial na análise da relação entre o uso e cobertura do solo e do papel da θ no controle dos processos hidrológicos (Fu et al. 2022).

Contudo, dados de θ e ET referentes ao Cerrado não integram o FLUXNET2015 e ainda apresentam análises limitadas da relação θ -ET. Semelhante aos atributos climáticos, θ e cobertura do solo mantêm uma interação dinâmica e bem definida nas Savanas, uma vez que o sistema clima - solo - vegetação é condicionado pela disponibilidade de água no solo (Bucci et al. 2008b; Caylor et al. 2009; Peña-Peña e Irmler 2016; Rodriguez-Iturbe et al. 2001).

Esse cenário define o Cerrado como um mosaico de formações campestre (cerrado sujo, campo limpo e campo rupestre, com LAI: 0,23 m²/m², densidade: 945 ind/ha, altura: < 2,5 m); savânica (cerrado sentido restrito, com LAI: 1,45 m²/m², densidade > 1000 ind/ha, altura: < 8-10 m, com estrato herbáceo); e florestal (mata ciliar, mata de galeria, mata seca e cerradão, com LAI: 4,30 m²/m², densidade > 3000 ind/ha, altura: < 10 m), cuja vegetação nativa difere especialmente em resposta às condições de déficit hídrico do solo (Bucci et al. 2008a; Eiten 1972; Ferreira et al. 2009; Miranda et al. 1997).

Durante a estação seca (maio a agosto), plantas herbáceas morrem ou entram em dormência, enquanto arbustos e árvores matêm a fotossíntese (Eiten 1972). Isso sugere que a vegetação de pequeno porte possa depender principalmente da água nas camadas superiores do solo (acima de 1 m), enquanto arbustos e árvores conseguem captar água de regiões mais profundas (teoria das duas camadas, Huntley e Walker 1982; Moreira et al. 2003). Outra hipótese salienta que árvores e arbustos apresentam um sistema radicular dimórfico que possibilita a extração de águas rasas, na estação úmida, e de águas mais profundas, durante a estação seca (Jackson et al. 1999; Moreira et al. 2003).

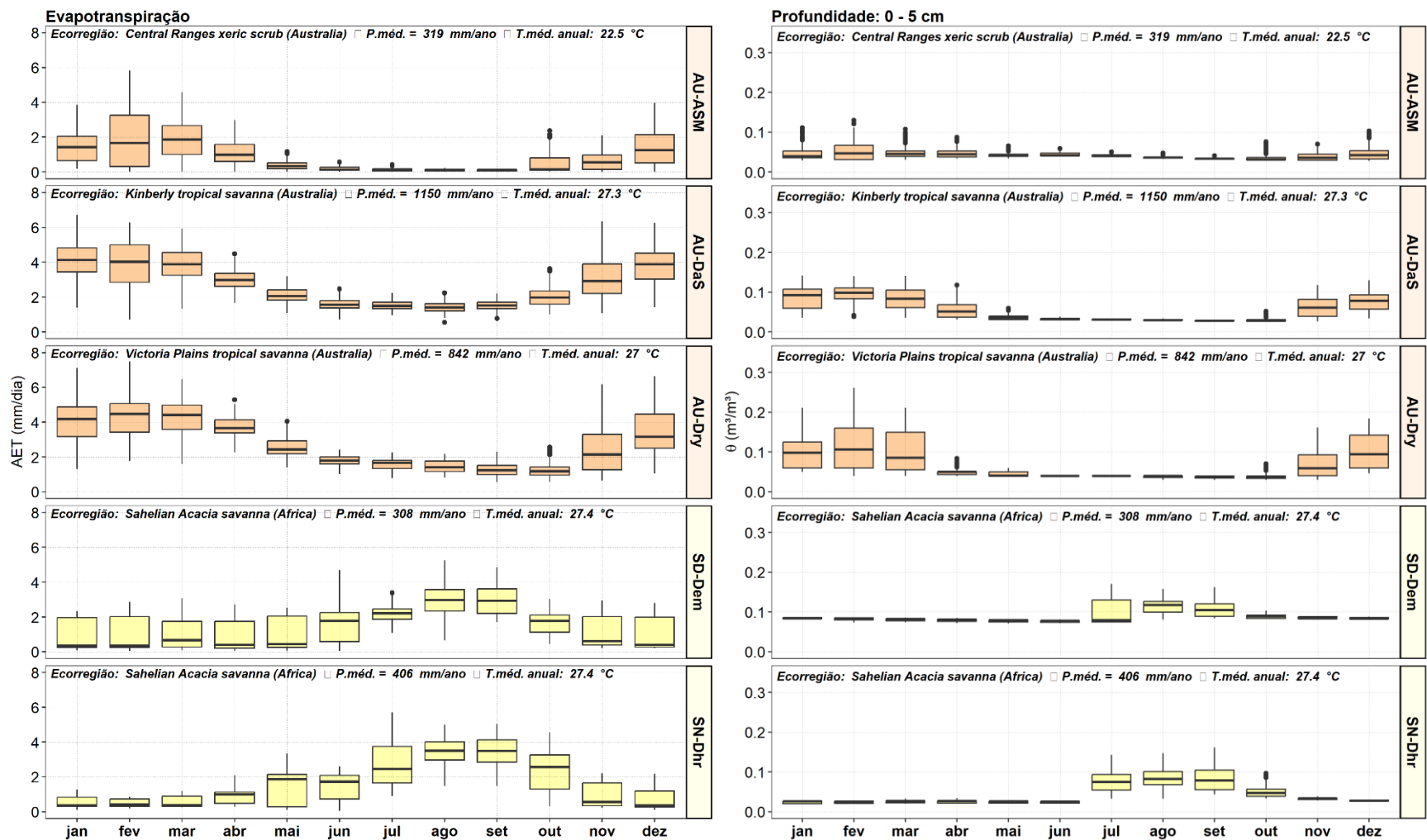


Figura 3.3 – Padrões de variação temporal de θ e AET em savanas provenientes das torres localizadas na Figura 3.4. Dados provenientes do FLUXNET conforme Pastorello et al. (2020).

FLUXNET Network

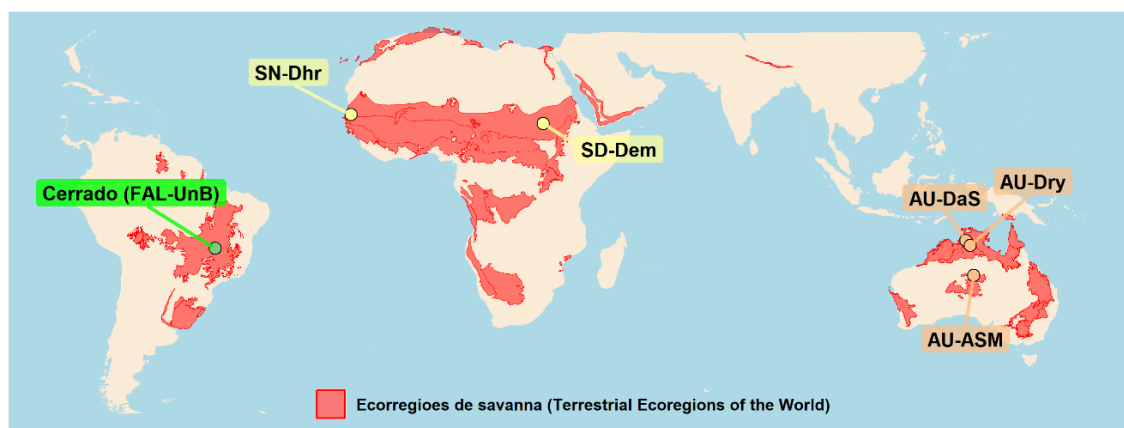


Figura 3.4 – Torres de fluxo turbulento da rede FLUXNET localizadas em savanas. Dados da FAL-UnB não integram o FLUXNET.

Em geral, a vegetação que se desenvolve em áreas com zona vadosa espessa apresenta variabilidade de estratégias na absorção de água do solo (Rossatto et al. 2012). Bucci et al. (2008) afirmam que o potencial hídrico do solo no Cerrado é substancialmente alterado até 1 m de profundidade. Contudo, Oliveira et al. (2015), ao compararem formações campestres e savânicas, consideraram que 1,5 m de profundidade não é representativo para avaliar o uso da água pela vegetação, mas permite demonstrar a influência dos eventos de precipitação e evapotranspiração na dinâmica de θ .

Rossatto et al. (2012) verificaram que a umidade profunda (1-4 m) fornece aproximadamente 75% da água total utilizada pelas formações savânicas. Em regiões menos elevadas, por sua vez, a diversidade vegetal é limitada às espécies adaptadas ao acúmulo prolongado de água durante a estação úmida. Em profundidade, as raízes das plantas lenhosas podem reduzir o volume de água disponível para percolação e recarga, conforme observado nos levantamentos realizados em fitofisionomias savânicas e campestres, com recarga estatisticamente superior ($p < 0,05$) para a formação campestre (aproximadamente 30% da precipitação).

A redistribuição hidráulica (transferência de umidade profunda para camadas superiores do solo pelas raízes), fenômeno comum no Cerrado, equivale a cerca de 5% do fluxo total de água realizado pelas plantas, sendo suficiente para manutenção da θ acima da θ_{crit} , porém sem impactos significativos no potencial de água no solo durante a estação seca (Moreira et al. 2003). Além do papel das raízes na captação e redistribuição de água em subsuperfície, a

vegetação do Cerrado pode influenciar os padrões de θ por meio dos processos de interceptação, infiltração e evapotranspiração.

Segundo Cabral et al. (2015), o índice de área foliar (LAI) influencia positivamente a θ ao retardar a interceptação e garantir o sombreamento da superfície do solo na formação savânica (Butler et al. 2012; Cabral et al. 2015a). Em contraponto, Oliveira et al. (2017) e Kim e Jackson (2012) ressaltaram que os incrementos de tamanho, densidade e LAI entre as formações campestre e savânica, associados ao aumento na demanda por água, podem reduzir a θ e a recarga de água subterrânea em savanas, ampliando ET. Permanecem, assim como verificado em outros biomas, incertezas sobre o papel dos atributos da vegetação para o armazenamento e a redistribuição da θ .

Esse cenário torna-se ainda mais complexo diante de mudanças na cobertura do solo. De acordo com Klink e Machado (2005) e MapBiomas (2020), cerca de 46% (91,6 Mha) da vegetação nativa do Cerrado foi transformada por atividades antrópicas. Esse percentual inclui áreas de pastagem (31%), monoculturas de soja (9%), florestas comerciais plantadas (silviculturas, 2%), cultivo de cana-de-açúcar (2%), dentre outras culturas (2%), assemelhando-se aos padrões observados nas savanas australianas e sul-africanas (Hoffmann e Jackson 2000; MapBiomas 2020; Rodrigues et al. 2022; Smith et al. 2014).

As pastagens, utilizadas para alimentação de ruminantes, ocupam cerca de 23% das terras emergentes (Brito et al. 2018) e representam entre 40 e 80% da área agrícola do mundo (FAO 2018). No Brasil, as pastagens ocupam área superior a 180 Mha (Parente et al., 2019), com 30% desse montante localizado no Cerrado (Sano et al. 2019). Goiás é o principal exemplo de conversão do Cerrado nativo, com 43% de seu território ocupado por pastagens (Scaramuzza et al. 2017) e o segundo maior rebanho bovino entre os estados brasileiros, equivalente a aproximadamente 23 milhões de cabeças de gado (IBGE 2017).

A zona de transição MATOPIBA (acrônimo atribuído à zona de transição entre os estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia), que contém os maiores remanescentes de Cerrado nativo, tornou-se a principal área de expansão agrícola do país nas três últimas décadas, com cerca de 14 Mha dedicados à agropecuária (MapBiomas 2020). No DF, estima-se que 60% da cobertura natural foi desmatada (Castro e Lima 2020a). Essa mudança decorreu principalmente da expansão da agropecuária (grãos, hortaliças e frutas), que até 2019 ocupava uma área superior a 43% do DF (Castro e Lima 2020b; IBGE 2017).

Da vegetação remanescente no Cerrado, 80% encontram-se em locais de interesse para o cultivo de soja (MapBiomas 2020), cuja demanda deverá ser acentuada nas próximas décadas (FAO 2018). Outro setor com previsão de ampliação relevante é a silvicultura, direcionada a atender as crescentes demandas por produtos derivados de madeira (carvão e celulose) (Espírito-Santo et al. 2016; Payn et al. 2015).

Os plantios de eucalipto representam um montante superior a 70% da silvicultura brasileira (IBA 2019; IBGE 2017), devido à sua ampla capacidade de adaptação em diversas regiões, propagação clonal e rápido crescimento (Castro et al. 2016). As espécies mais plantadas no Brasil são o *Eucalyptus grandis* (originário da Austrália) e o *Eucalyptus urophylla* (nativo da Indonésia) e seus híbridos (Assis et al. 2015), alcançando recordes mundiais de produtividade de madeira, com média de $37 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (IBA 2019).

Inicialmente, o cultivo de eucalipto concentrava-se nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, principalmente na Mata Atlântica (Reis et al. 2016). Ao longo dos anos, o plantio expandiu para outras regiões, visando a redução de custos para aquisição de terras e de produção de derivados da madeira, com destaque para o estabelecimento de silviculturas em áreas rurais antropizadas no bioma Cerrado (Fernandes et al. 2016).

Nos últimos dez anos, silviculturas de eucalipto ampliaram a área em 85% nessa nova fronteira (Reis et al. 2016; Scaramuzza et al. 2017). Atualmente, as plantações de eucalipto cobrem mais de 9,0 Mha no Brasil, a maior parte na região central do Cerrado, com destaque para o estado de Minas Gerais (1,49 Mha) (IBA 2022; IBGE 2017). No DF, o reflorestamento com eucalipto ocupa uma área aproximada de 2% (5000 ha), com tendência de ampliação (Castro e Lima 2020b; IBGE 2017).

Uma série de estudos considera que a progressiva substituição da vegetação nativa do Cerrado tem repercutido em impactos negativos nos processos hidrológicos (Anache et al. 2019; Cabral et al. 2015a; Rodrigues et al. 2022). A substituição do Cerrado por silviculturas de eucalipto tem aparentado reduzir θ e as taxas de recarga dos aquíferos, em decorrência da ampliação de ET (Althoff et al. 2020; Oliveira et al. 2017; Silva et al. 2020).

A introdução de culturas que produzem serapilheira com elevada taxa de decomposição, tais como soja e pastagem exótica, tem resultado em aumento na temperatura do solo e alteração

no armazenamento de θ (Peña-Peña e Irmiler 2016; Rodrigues et al. 2022). Dados mensais obtidos entre 2009 e 2011 evidenciaram valores elevados de θ em pontos de monitoramento sob cobertura vegetal nativa em comparação com áreas de pastagem no Cerrado mineiro (Mor et al. 2012).

Em alguns casos, o solo exposto apresenta maiores valores de umidade ao final do evento chuvoso (Villalobos-Vega et al. 2014) como consequência da redução na interceptação tanto a partir da vegetação quanto por meio da serrapilheira (Acharya et al. 2017c). Contudo, após os processos de redistribuição, a umidade no solo exposto tende a ser alterada, com redução significativa em comparação ao solo coberto (Villalobos-Vega et al. 2011).

A substituição do Cerrado não perturbado (ET = 1201 mm/ano) por pastagem (ET = 645 mm/ano) e cana-de-açúcar (ET = 801 mm/ano) no interior de São Paulo, apesar de reduzir ET, ampliaram a parcela de escoamento superficial que poderia ser convertida em recarga, devido ao impacto nas propriedades hidráulicas do solo (Anache et al. 2019). Falcão et al. (2020) verificaram um aumento significativo no escoamento superficial entre áreas de cerrado *sensu stricto* (0,00 mm), cerrado regenerado (5,33 mm), eucalipto (8,65 mm) e pastagem (42,23 mm) em meia-hora de simulação de P (60,00 mm/hora).

Hoffmann e Jackson (2000) e Rodrigues et al (2022) demonstraram ainda que a conversão do Cerrado em áreas de pastagem pode reduzir em aproximadamente 10% a precipitação, devido à redução nas taxas regionais de ET (Jung et al. 2010; Meirelles et al. 2003), resultando num incremento da ocorrência de períodos secos. Vale ressaltar que as savanas são responsáveis por cerca de 21% das taxas globais de ET, que representa um importante serviço ecossistêmico para a regulação do ciclo hidrológico terrestre (Jung et al. 2010; Miralles et al. 2011).

Para interpretar os padrões ecohidrológicos associados às formações campestre, savânica e florestal nativas do Cerrado, e eventuais impactos de alterações na cobertura do solo, é importante identificar mecanismos e processos que controlam a interação água - vegetação, especialmente com base na θ (Lebron et al. 2007). No entanto, a verificação dessas hipóteses tem como empecilho a carência de observações de alta resolução de θ , tais como as fornecidas por redes automáticas densas, capazes de capturar a heterogeneidade espacial do solo e da vegetação (Ochsner et al. 2013).

No caso da bacia do ribeirão do Gama, objeto deste estudo e caracterizada como uma pequena bacia (área de aproximadamente 150 km²) com predomínio de clima tropical e vegetação nativa de Cerrado, espera-se caracterizar os regimes de θ e ET, segundo Budyko (1961), os padrões temporais na redistribuição da umidade no perfil do solo, conforme Chandler et al. (2017), e a ocorrência dos estados preferenciais, propostos por Grayson et al. (1997).

Essas análises serão direcionadas especialmente para compreender o papel das condições de uso e cobertura do solo predominantes no Cerrado para θ e ET, com reflexos na recarga de aquíferos. Isso porque, considerando os estudos anteriormente avaliados, i) o efeito da vegetação é complexo e ainda pouco conhecido em comparação aos demais fatores de estado (clima, topografia e pedologia), possivelmente em decorrência de características fisiológicas temporalmente variáveis; e ii) está sujeito aos impactos diretos das atividades antrópicas.

3.3 - PRINCÍPIOS BÁSICOS DOS MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DA UMIDADE DO SOLO ABORDADOS

3.3.1 - Imageamento da Resistividade Elétrica Aplicado ao Monitoramento da Umidade do Solo

O método gravimétrico, que considera a diferença entre as massas úmida e seca em amostras de solo, é considerado padrão para a estimativa da θ (ASTM 1979; Teixeira et al. 2017). Contudo, o esforço e o tempo requeridos limitam espacial e temporalmente a obtenção de dados (Babaeian et al. 2019; Robinson et al. 2008). Em função disso, métodos indiretos não destrutivos e automatizados têm sido frequentemente utilizados no monitoramento dessa variável (Brillante et al. 2014; Cassiani et al. 2016; Fan et al. 2015; Robinson et al. 2008; Vereecken et al. 2008).

Dentre os métodos indiretos, destacam-se os equipamentos que operam sob o princípio de reflectometria no domínio do tempo (*Time Domain Reflectometry - TDR*) (Babaeian et al. 2019; Robinson et al. 2008; Topp et al. 1980; Vereecken et al. 2008). O sensor TDR fornece dados de θ a partir de medições da constante dielétrica do solo, também denominada permissividade relativa aparente (ϵ_a), que caracteriza a resposta de um determinado material quando submetido a um campo eletromagnético (Topp et al. 1980).

Em síntese, ϵ_a depende do tempo t de propagação das ondas eletromagnéticas com frequência entre 1 MHz e 1 GHz, a uma velocidade c igual a $3,0 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$, induzidas por uma haste de comprimento L (Topp et al. 1980) (Equação 3.2). Como ϵ_a da água é cerca de 200% maior em comparação com o solo e o ar (81, 4 e 1, respectivamente), θ muda significativamente os valores de ϵ_a .

$$\epsilon_a = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2$$

3.2

Assim, ϵ_a pode fornecer uma medida indireta de umidade volumétrica (θ_v) por meio de relações empíricas, a exemplo da curva proposta por Topp et al. (1980) (Equação 3.3). Apesar de ser considerada uma equação universal, há estudos que indicam a necessidade de avaliação desse modelo para solos com concentração de argila superior a 30%, como

observado em Latossolos predominantes no Brasil (Dettmann e Bechtold 2018; Evett et al. 2006; Gong et al. 2003; Laurent et al. 2005b). Em contraponto, Babaeian et al. (2019) afirmam que o sensor TDR é menos suscetível aos efeitos da condutividade elétrica e da temperatura do meio em comparação com sensores eletromagnéticos de baixa frequência.

$$\theta_v = 7,16 \times 10^{-12} \varepsilon_a^5 - 1,36 \times 10^{-8} \varepsilon_a^4 + 9,81 \times 10^{-5} \varepsilon_a^3 - 3,20 \times 10^{-3} \varepsilon_a^2 + 5,26 \times 10^{-1} \varepsilon_a - 3,01 \times 10 \quad 3.3$$

Sensores TDR utilizados em perfis de solo, ou seja, que fornecem dados de umidade em diferentes profundidades, necessitam de tubos de acesso para revestir os furos e garantir o contato adequado da sonda com o solo. A utilização desses tubos, apesar de favorecer o conhecimento da distribuição vertical de θ , acarreta custo e mão-de-obra adicionais (Laurent et al. 2005a). Tubos de acesso padrão, fornecidos pelo fabricante do equipamento TDR, são geralmente constituídos de policarbonato. Como não são produzidos no mercado nacional, o valor médio e o tempo para importação dos tubos são elevados. Adicionalmente, assim como no caso do método gravimétrico, há limitações quanto à representatividade espacial dos dados TDR.

Nesse cenário, o monitoramento da θ apresenta lacunas quanto à resolução e volume de dados em pequenas bacias hidrográficas (<10 km²) onde a θ é o principal controle para o particionado da precipitação entre os demais processos hidrológicos (Dunne e Black 1970; Hewlett e Hibbert 1966). Sondas de θ , tais como a TDR, fornecem estimativas precisas de umidade com elevada resolução temporal, porém em escala pontual (Topp et al. 1980). Em contraste, por meio do sensoriamento remoto são obtidos dados em grande extensão territorial, porém com resolução espacial e temporal limitadas (Entekhabi et al. 2010; Zhuo e Han 2016).

Somando-se a isso, ambos apresentam limitações quanto ao monitoramento da θ abaixo da zona de raízes, dificultando as estimativas de percolação de água no solo, uma importante variável em estudos de recarga de águas subterrâneas (Acharya et al. 2017a; Zhuo e Han 2016). Diante disso, métodos geofísicos que permitem conhecer a resistividade elétrica (ρ) do solo têm se mostrado adequados para investigação da θ .

Uma abordagem amplamente utilizada é a técnica geofísica de imageamento da resistividade elétrica (*Electrical Resistivity Imaging – ERI*), que consiste na aquisição de dados de

resistividade em seções bidimensionais verticais por meio do método geofísico elétrico de corrente contínua e da técnica de caminhamento elétrico (Reynolds 1997) (Figura 3.5). Suas vantagens, em relação aos métodos convencionais, consistem no custo reduzido e na densidade espacial de informação, especialmente em profundidade, sem apresentar caráter invasivo (Bass et al. 2017; Ferreira et al. 2007; Hübner et al. 2017).

O termo tomografia da resistividade elétrica (*Electrical Resistivity Tomography - ERT*) é utilizado como sinônimo para *ERI*, conforme observado em Bazin e Pfaffhuber (2013) e Bharti et al. (2016). Contudo, para Telford et al. (1990), a expressão tomografia, aplicada no contexto geofísico, remete a determinação da resistividade em furos de sondagem, não sendo adequada para designar *ERI*.

As denominações “*constant separation traversing*” e “*electrical resistivity traversing*” (que também permite o acrônimo *ERT*), atribuídas por Reynolds (1997), definem de maneira adequada *ERI* pois, quando não provido de sistemas automáticos, necessita de deslocamento (*to traverse*) lateral dos eletrodos utilizados. Por ser amplamente utilizado na literatura, o termo *ERT* foi adotado como indicativo de *ERI* ao longo do texto.

O *ERT* requer a indução de uma corrente elétrica de intensidade I por meio de um par de eletrodos (A e B) dispostos na superfície. Em geral, barras de aço são empregadas para esse fim. A diferença entre os potenciais elétricos natural e induzido (ΔU) é medida a partir de um segundo par de eletrodos (M e N). Conhecendo-se I , ΔU e o fator geométrico (K) de disposição (arranjo) dos eletrodos *ABMN* obtém-se a resistividade elétrica (ρ_α) (Maillet 1947) (Equação 3.4).

$$\rho_\alpha = K \frac{\Delta U}{I}$$

3.4

Dentre os arranjos disponíveis para *ERT* (dipolo-dipolo, polo-dipolo, gradiente), o arranjo de Wenner é amplamente empregado pela combinação equilibrada entre resolução vertical, profundidade teórica de investigação e sensibilidade a anomalias pontuais não representativas do meio (Barker e Moore 1998; Carey et al. 2017). É caracterizado pela adoção de espaçamento constante (a) entre os eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN); resolução vertical determinada pelo aumento no espaçamento entre os quatro

eletrodos; e resolução horizontal resultante do deslocamento lateral dos eletrodos, mantendo-se a constante em cada nível de investigação (Figura 3.5) (Barker 1989).

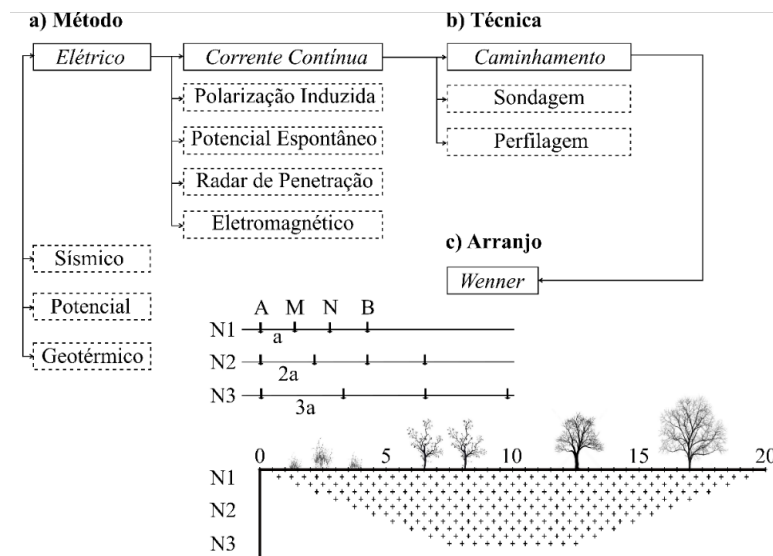


Figura 3.5 - a) Método; b) técnica; e c) arranjo necessários ao imageamento da resistividade elétrica em seções bidimensionais no contexto dos métodos geofísicos de prospecção (Brillante et al. 2014). c) Representação esquemática do arranjo de Wenner. Adaptado de Braga (2007) e Michot et al. (2003).

A profundidade teórica de investigação pode ser estimada como metade da máxima distância entre os eletrodos constitutivos do arranjo (a) e, assim, K equivale a $2\pi a$ (Barker 1989). Os equipamentos utilizados no ERT medem, em sua maioria, valores de resistência elétrica (R), cuja unidade é Ohm (Ω) (Equação 3.5). A resistividade, por sua vez, é definida como o produto entre a resistência (R) e o comprimento (L) na direção perpendicular a uma das faces do volume unitário (Figura 3.6). Assim, ρ é definida como uma medida da resistência longitudinal à passagem da corrente elétrica, em $\Omega.m$ (Reynolds 1997) (Equação 3.6).

$$R = \frac{\Delta U}{I} \tag{3.5}$$

$$\rho_a = LR \tag{3.6}$$

Devido à influência da heterogeneidade e anisotropia do solo e das características do arranjo de eletrodos, o dado obtido em campo com ERT denomina-se resistividade aparente (ρ_a) (Orellana 1972; Telford et al. 1990). Conhecer a resistividade “verdadeira”, referida ao longo deste documento apenas como resistividade (ρ), requer a inversão geofísica seguida da modelagem geoeletrica direta. De modo simplificado, a inversão geofísica, ou calibração, é

um procedimento indireto e iterativo de cálculo dos parâmetros necessários para elaboração de um modelo, espacialmente distribuído, que se assemelhe a um conjunto de medições discretas obtidas em campo (Akca et al. 2014; Buettner et al. 1996).

A técnica de otimização por mínimos quadrados não linear é considerada a rotina de inversão padrão para dados geoeletricos por serem governados por equação não linear (Loke 2000). A inversão inicia-se com a linearização da equação Poisson, por meio do método Gauss-Newton e, em seguida, a técnica de mínimos quadrados é aplicada por meio da expressão recursiva apresentada na Equação 3.7. Nesse caso, Δd representa a diferença entre os dados observados e calculados, A é a matriz de sensibilidade e P é o vetor de parâmetros do meio (Loke 2000).

$$P_{K+1} = P_K + (A^T A)^{-1} A^T \Delta d$$

3.7

Desse modo, o modelo inicial gerado a partir dos dados de campo é sucessivamente ajustado por processo iterativo a fim de minimizar a diferença entre os dados observados e a pseudo-seção modelada (Reynolds 1997). A função objetivo a ser otimizada é constituída pela soma ponderada do quadrado das diferenças entre os valores de resistividade observados e simulados (Anderson e Woessner 2002). Os parâmetros relevantes nesse procedimento são os valores de resistividade aparente e espessura das camadas investigadas, a partir dos quais são calculados novos valores de resistividade (Loke 1999).

A aplicação da modelagem direta consistirá no cálculo da resistividade num dado volume, a partir de um modelo sintético com configuração geológica idealizada (Loke 2000). O principal objetivo da modelagem direta é verificar a consistência dos dados de resistividade medidos em campo (Buettner et al. 1996). A comparação entre os valores calculados e medidos auxilia na diferenciação de características reais da área em estudo e desajustes decorrentes do processo de inversão. A diferença dos dados é convertida em parâmetro de discrepância que retroalimentam a inversão (Loke 2000). O resultado é a representação da resistividade calculada a partir dos parâmetros estimados na rotina de inversão, que pode ser comparada com outra representação que contenha os dados reais medidos em campo.

Por fim, o ruído gerado no processo de inversão é representado pela raiz do erro quadrático médio (*RMSE*) entre os dados simulados e observados em cada iteração (Loke 2000). Loke

(2000) sugere a seleção do modelo após a estabilização do *RMSE*, especialmente entre a terceira e quinta iterações. Porém, é importante considerar que nem sempre os menores valores de erro são considerados satisfatórios para avaliar a adequação do modelo sob a perspectiva de representação hidrogeológica (Loke 2000).

No solo, a indução de corrente elétrica é função, principalmente, do teor de umidade. Supondo, então, características pedológicas constantes, as mudanças temporais em ρ podem refletir o comportamento sazonal da θ , possibilitando que *ERT* seja utilizado como alternativa no monitoramento da umidade (Acharya et al. 2017a). Michot et al. (2003) ao estudarem uma área de cultivo irrigado de milho na região de Beauce (França), identificaram, por meio de *ERT*, a absorção de água pelas raízes do milho, a frente de infiltração após irrigação, e as zonas de fluxo preferencial e drenagem.

Contudo, a relação entre resistividade e umidade pode ser sensível à concentração de íons nos poros e à variação da temperatura do solo. Brunet et al. (2010) demonstraram a influência dos íons na redução dos valores de resistividade elétrica em amostras de água com baixa mineralização mantidas em contato com solo num período inferior a 5 dias ($\rho_{inicial} = 526 \Omega.m$; $\rho_{final} = 22 \Omega.m$). Para minimizar essa influência, Hübner et al. (2015) utilizaram água de nascente com elevada condutividade elétrica ($\sigma_{w25} = 150 \mu S.cm^{-1}$ e $\rho_{w25} = 66 \Omega.m$, para $T = 25^\circ C$) para determinar a condutividade média da água no poro do solo em uma bacia experimental na Alemanha.

Entre novembro de 2012 e outubro de 2013, Fan et al. (2015) compararam os valores de condutividade elétrica obtidos em amostras de água da chuva e de água subterrânea, que, por sua vez, exibiram reduzida variação ($0,033 \pm 0,007 S.m^{-1}$ e $0,029 \pm 0,005 S.m^{-1}$, respectivamente). Com isso, concluíram que a condutividade elétrica no poro do solo era relativamente constante e, a exemplo de Michot et al. (2003), negligenciaram seu efeito na resistividade do solo.

Com relação à temperatura, Acharya et al. (2017a), por exemplo, não ajustaram os valores de resistividade obtidos em Oklahoma (EUA) por verificarem que as flutuações na temperatura não foram representativas ($T_{m\acute{a}x} = 28^\circ C$, $T_{m\acute{i}n} = 24^\circ C$, $T_{m\acute{e}dia} = 26^\circ C \pm 1,3^\circ C$) ao longo dos meses de aquisição de dados. Contudo, uma série de estudos tem demonstrado a necessidade de correção da resistividade em função da temperatura do solo, especialmente em regiões com sazonalidade bem definida (Brillante et al. 2014; Fan et al.

2015; Pleasants et al. 2022). O efeito da temperatura na resistividade elétrica pode ser reduzido a partir de Keller e Frischknecht (1966) (Equação 3.8).

$$\rho = \frac{\rho_0}{1 + \alpha(T - T_0)}$$

3.8

Onde ρ é a resistividade elétrica, ρ_0 é a resistividade elétrica a uma temperatura de referência T_0 , α é um coeficiente empírico e T é a temperatura do solo. Neste caso, o fator de correção α é utilizado para reduzir (ou incrementar) a resistividade quando a temperatura do meio é inferior (ou superior) à temperatura de referência (Equação 3.8). Em geral, assume-se 25°C como a temperatura de referência. Contudo, esse valor é variável, como observado em Bass et al. (2017) que adotaram $T_0 = 15^\circ\text{C}$, referente à temperatura anual média da área de estudo.

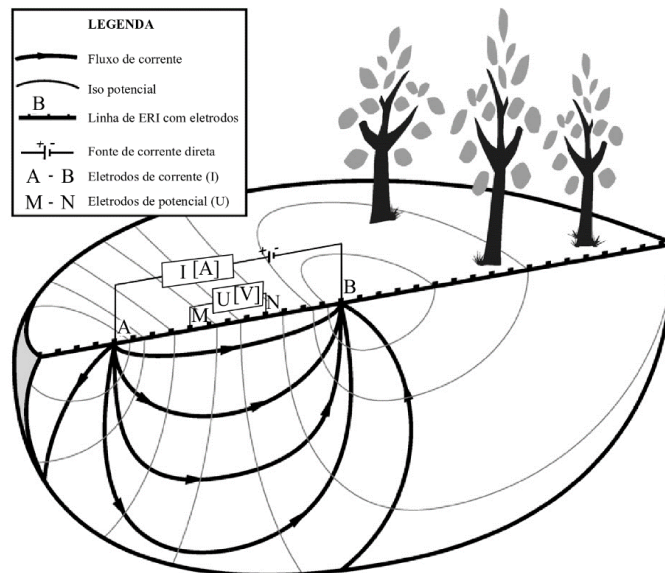


Figura 3.6 - Diagrama esquemático da aquisição de dados de resistividade elétrica por meio da técnica de caminhada elétrica e do arranjo de Wenner em um meio homogêneo. Adaptado de Nijland et al. (2010).

Textura, estrutura, porosidade e concentração de matéria orgânica no solo podem representar fontes adicionais de influência na conversão precisa da resistividade em umidade. Brillante et al. (2014), ao aplicarem a técnica de regressão multivariada não paramétrica, obtiveram um modelo representando o comportamento da θ em função dos dados de resistividade elétrica, argila, silte, cascalho e carbono orgânico do solo, com $RMSE = \pm 0,02\text{vol.}\%$.

Teor de areia, capacidade de troca catiônica, nitrogênio total e carbonato de cálcio também foram analisados, porém não foram incluídos no modelo por apresentarem colinearidade com as variáveis acima. Brillante et al. (2014) também excluíram o pH por não ter apresentado relação significativa com a θ .

Assim como aquele de Brillante et al. (2014), uma série de trabalhos tem sido desenvolvidos, desde Archie (1942), com o intuito de calibrar uma relação entre resistividade e θ . O ajuste não linear é comumente considerado, sendo adotado especialmente no método petrofísico, isto é, que considera as propriedades físicas do solo. Como esperado, a resistividade elétrica diminui à medida que a umidade aumenta, no entanto, em solos com elevada umidade ($\theta > 0,15 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, como identificado por Fan et al., 2015), as alterações na resistividade são menos sensíveis ao comportamento da θ .

A Lei de (Archie 1942) foi a primeira relação petrofísica estabelecida (Equação 3.9). Modelos petrofísicos, de acordo com a literatura, são interessantes em uma perspectiva geofísica. No entanto, em algumas situações, não há consenso sobre o significado físico dos parâmetros empregados com o objetivo de melhorar o ajuste (a exemplo do coeficiente α na lei de Archie). Além disso, alguns fatores importantes na relação $\rho - \theta$ são representados por parâmetros globais ou negligenciados (Brillante et al. 2015).

$$\rho = \frac{\alpha}{\phi^m \theta^n \sigma_w} = \frac{A}{\theta^n}$$

3.9

Sendo:

α = coeficiente de geometria dos poros [adimensionais];

m = coeficiente de cimentação (função da granulometria) [adimensionais];

n = coeficiente de saturação (função da porosidade) [adimensionais];

ϕ = porosidade do solo [%];

S = grau de saturação [%]; e

σ_w = resistividade elétrica da água intersticial [$\Omega \cdot \text{m}$].

No caso da Lei de Archie, por exemplo, por ser desenvolvida em solo arenoso, não é possível representar o efeito das argilas minerais na indução de corrente. Fan et al. (2015) obtiveram ajuste satisfatório entre umidade e resistividade do solo por meio da aplicação da Lei de

Archie até 1 m e entre 1 e 4 m de profundidade ($R^2 = 0,921$ e $RMSE = 0,013$; $R^2 = 0,851$ e $RMSE = 0,019$; respectivamente). No entanto, os autores salientam que os erros reduzidos podem ser atribuídos a heterogeneidade dos solos arenosos da área de estudo.

Uma alternativa ao método petrofísico consiste no estabelecimento de relações empíricas, considerando apenas ρ e θ , determinadas a partir de calibrações laboratoriais, utilizando amostras de solo coletadas em campo, ou calibrações *in situ*, por meio de sondas de monitoramento unidimensional da umidade, a exemplo das sondas TDR (Brillante et al. 2014; Brunet et al. 2010).

Em geral, as relações empíricas são estabelecidas por regressão linear, mas, devido ao caráter não linear da relação entre ρ e θ , é necessário transformar os dados para obter a linearidade dos resíduos (Brillante et al. 2014; Ferreira et al. 2007; Garcia-Montiel et al. 2008). No entanto, observa-se que uma série de trabalhos, apesar de não transformarem os dados, tem apresentado resultados satisfatórios utilizando relação linear direta entre $\rho - \theta$.

Além do método de calibração, é necessário definir critérios para seleção das profundidades do solo às quais se aplicam a relação $\rho - \theta$. Fan et al. (2015) dividiram o perfil vertical do solo em duas camadas: superior (0 - 1 m) e inferior (1 - 4 m), considerando que uma porção significativa das raízes das árvores (> 90% da biomassa da raiz) foi encontrada na camada superior de 1 m, e as propriedades do solo (densidade e porosidade) foram diferentes entre as duas camadas.

Propriedades do solo também foram consideradas por Michot et al. (2003), que definiram três horizontes, sendo o primeiro um horizonte organomineral com textura argilosa (0 - 0,30 m); o segundo, uma camada argilosa (0,30 - 0,75 m); e o último constituído de rochas argilo-siltosas com estrutura maciça (> 0,75). Para monitoramento dos ciclos anuais de umedecimento e secagem do solo nos campos de irrigação de milho, Michot et al. (2003) obtiveram estimativas mais precisas de umidade entre 0,30 e 0,75 m, onde o efeito das flutuações da umidade superficial e da compactação do arado foi atenuado.

Nesta revisão, apenas os trabalhos de Ferreira et al. (2007) e Garcia-Montiel et al. (2008) foram identificados com aplicação de ERT no Cerrado brasileiro. O objetivo, em ambos, foi estimar o volume de umidade disponível para a vegetação savânica da Estação Ecológica de Águas Emendadas (ESECAE - DF) por meio do balanço hídrico em latossolos com 10 e 8

m de profundidade, respectivamente. Nesses estudos, a profundidade mínima de investigação da resistividade elétrica foi equivalente a 2,5 m.

Assim, para permitir a avaliação da umidade na zona de raízes, foram extraídos os valores de resistividade nas profundidades de 0,0; 0,3 e 1,0 m e, em seguida, a cada metro até uma profundidade máxima de 10 m, aplicando técnicas geoestatísticas de extração de dados e interpolação. Apesar da relação satisfatória ($R^2 = 0,78$), Garcia-Montiel et al. (2008) salientam que i) considerar diferentes distâncias entre os eletrodos, permite obter uma resolução vertical detalhada; e ii) incorporar as propriedades do solo na definição das camadas de calibração empírica pode fornecer valores mais aproximados de umidade do solo para a área de estudo.

Os estudos citados ao longo da revisão demonstram a capacidade de utilização de ERT no monitoramento da umidade do solo. Porém, no contexto do Cerrado brasileiro, não foram identificados trabalhos direcionados i) à análise da variabilidade do potencial hídrico do solo, significativa até cerca de 1 m de profundidade; e/ou ii) ao monitoramento da percolação e, conseqüentemente, da recarga subterrânea, por meio da relação $\rho - \theta$.

3.3.2 - FEFLOW Aplicado à Modelagem Numérica do Fluxo de Água em Meio Poroso

O FEFLOW (*Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*) é um programa computacional de modelagem hidrogeológica numérica que possibilita simular o fluxo de água e o transporte de massa e de calor pelo método de elementos finitos (Diersch 2014).

A aplicação do método de elementos finitos, por sua vez, consiste na divisão do domínio de interesse em elementos (não infinitesimais) conectados a um conjunto de nós. Esses elementos são abordados de maneira isolada, com posterior elaboração de equações para todos os elementos em uma matriz global (Anderson e Woessner 2002). A relação entre os valores nodais é obtida por polinômios de interpolação, válidos para cada sub-região do elemento (Wrobel 1989).

Para isso, o FEFLOW requer a definição do *tipo de problema* a ser abordado (fluxo ou transporte), da *geometria* do modelo, incluindo as dimensões e a projeção do domínio (horizontal, vertical planar ou vertical assimétrico), da *equação governante* a ser solucionada

(Darcy/Continuidade ou Richards), das *condições iniciais* e de *contorno* e do *regime de simulação* adotado (estacionário ou transiente).

Na solução dos problemas de fluxo de água em meio poroso no FEFLOW são aplicadas as equações de Darcy e da Continuidade, em condições saturadas, enquanto para o fluxo não saturado e em superfície de saturação variável utiliza-se a equação de Richards (Diersch 2014). Para o fluxo unidimensional (1D) vertical da água em meio poroso variavelmente saturado, conforme abordado nesta tese, a equação de Richards, que combina a Lei de Darcy com a equação de conservação de massa, assume a seguinte estrutura (Equação 3.10).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad 3.10$$

Sendo:

ψ = potencial de pressão de água do solo [L];

θ = conteúdo volumétrico de umidade [L^3L^{-3}];

t = tempo [T];

z = coordenada vertical [L];

$K(\psi)$ = condutividade hidráulica em função da carga de pressão [LT^{-1}]; e

S = extração/fonte de água pelo sistema radicular das plantas [LT^{-1}].

A resolução da equação de Richards requer relações constitutivas entre θ e ψ (curva de retenção da água) e as propriedades hidráulicas não saturadas, representadas no FEFLOW pelo modelo de van Genuchten - Mualem (Equação 3.11, van Genuchten, 1980; Equação 3.12, Mualem 1976).

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{(1 + (-\alpha\psi)^n)^m}, \text{ para } \psi \leq 0$$

$$\theta(\psi) = \theta_s, \text{ para } \psi > 0 \quad 3.11$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad 3.12$$

Nesse caso, deve-se considerar a umidade volumétrica do solo saturado (θ_s), a umidade volumétrica residual (θ_r), a condutividade hidráulica saturada (K_s) e os parâmetros

determinados em função das características do solo (α , m e n). O parâmetro α equivale ao inverso da pressão de entrada de ar no solo [L^{-1}]; n é um valor adimensional relacionado à distribuição do tamanho dos poros e m é igual à $1 - \frac{1}{n}$.

Quanto às condições de contorno, isto é, os elementos que descrevem a interação do domínio com o ambiente externo (Bear e Cheng 2010), o FEFLOW permite três tipos principais: *Dirichlet*, *Neumann* e *Cauchy* (Tabela 3.1). No primeiro caso, o valor da variável no contorno (carga hidráulica) é especificado. No segundo, a derivada da variável (fluxo) é conhecida, podendo ser nula ou não. A condição de contorno de *Cauchy*, por sua vez, é uma combinação linear das condições dos tipos 1 e 2, e depende do valor da variável e da sua derivada (o fluxo analisado é dependente da carga hidráulica).

Tabela 3.1 – Tipos de condições de contorno.

Tipo	<i>Tipo 1 ou de Dirichlet</i>	<i>Tipo 2 ou de Neumann</i>	<i>Tipo 3 ou mista (Robin ou Cauchy)</i>
Limite	Físico	Hidráulico	Combinação das condições 1 e 2. O
Especificação	Carga hidráulica conhecida no contorno	Fluxo conhecido no contorno	fluxo é calculado com base na diferença entre a carga hidráulica especificada e a carga hidráulica calculada pelo modelo
Exemplo	Lago (constante) Rio (função do tempo e/ou espaço)	Fluxo zero ou não-fluxo em divisores topográficos e zonas impermeáveis, recarga e evapotranspiração especificada na primeira camada do modelo	Drenagem através de contornos semipermeáveis, drenos, nascentes e rios
Equação	$h = f_1(x, y, t)$ com $f_1 = f_1(x, y, t)$ conhecido	$Q'_n = Q' \times n = f_2(x, y, t)$ com $f_2 = f_2(x, y, t)$ conhecido	$(Q'_n \cong Q' \times n) = -(Kh \times \nabla' h) \times n = h \frac{h_0 - h(x, y, t)}{c_r}$ com $c_r = \frac{K'}{B'}$

Fonte: Bear e Cheng (2010).

Para resolução da equação de Richards 1D vertical, alguns estudos apontam que o limite inferior do domínio, definido como uma zona de livre drenagem (D), deve ser representado por uma condição de contorno especial de Neumann, com o fluxo dependente do gradiente de pressão (Diersch 2014; Mary et al. 2020; Pleasants et al. 2022).

O FEFLOW simula a carga hidráulica considerando as variáveis de estado discretizadas no tempo e espacialmente distribuídas em elementos finitos, tanto em regime estacionário quanto transiente. Na simulação em regime transiente o modelo possibilita a escolha de diferentes opções de discretização temporal, incluindo esquemas de intervalo de tempo constantes, variáveis ou por cálculo automático.

Os intervalos de tempo calculados automaticamente são executados com integração do tempo de 1ª ordem (*Forward Euler/Backward Euler - FE/BE*) ou com um esquema de integração do tempo de 2ª ordem (*Forward Adams Bashforth/Backward Trapezoid - AB/TR*). Diersch (2014) ressalta que a escolha de intervalos de tempo automáticos do tipo *FE/BE* é a mais adequada para uma diversidade de problemas.

Exemplos de aplicações do FEFLOW para análise do fluxo de água em meio poroso variavelmente saturado podem ser obtidos em Boughanmi et al. (2018), Dreuzy et al. (2018), Pleasants et al. (2022), Schilling et al. (2019) e Sun et al. (2011). Detalhes aprofundados a respeito da modelagem numérica e da estrutura do FEFLOW constam em DHI/MIKE (2022) e Diersch (2014).

3.3.3 - Balanço Hídrico por meio do Modelo de Bacia Hidrográfica SWAT

O SWAT (*Soil & Water Assessment Tool*) é um modelo semi-distribuído para avaliação hidrológica e de qualidade da água (Arnold et al. 1993). A variabilidade espacial no SWAT é integrada na escala de bacia hidrográfica que, por sua vez, é composta por sub-bacias definidas com base na topografia. Cada sub-bacia é discretizada em unidades de resposta hidrológica (HRU), resultantes da combinação de diferentes classes de uso e cobertura do solo, pedologia e declividade do terreno em uma sub-bacia.

Para a simulação hidrológica, o SWAT adota a equação de balanço hídrico na seguinte estrutura:

$$\theta_{PAW_t} = \theta_{PAW_0} + \sum_{i=1}^t (P - Q_s - AET - W_{seep} - Q_{gw})_i$$

3.13

sendo:

θ_{PAW_t} = conteúdo de água disponível para as plantas ($PAW = SWC - WP$, mm) ao final do período simulado (dia, mês ou ano);

θ_{PAW_0} = conteúdo de água disponível para as plantas (PAW, mm) no início do período simulado (dia, mês ou ano);

t = tempo (dia, mês ou ano);

P = montante de precipitação (mm) no período simulado;

Q_s = montante de escoamento superficial (mm) ao final do período simulado (dia, mês ou ano);

AET = montante de evapotranspiração real (mm) ao final do período simulado (dia, mês ou ano);

W_{seep} = montante de percolação (mm) ao final do período simulado (dia, mês ou ano); e

Q_{gw} = montante de escoamento de base (mm) ao final do período simulado (dia, mês ou ano);

O método Green-Ampt e o método modificado da curva número (SCS-CN) possibilitam estimar Q_s (Mishra e Singh. 2003; SCS 1964). Para a estimativa da evapotranspiração potencial (PET), o SWAT disponibiliza três métodos padrão: Priestley-Taylor (Priestley e Taylor 1972), centrado na análise da radiação; Hargreaves (Hargreaves e Riley 1985), que aborda especialmente a variação de temperatura do ar; e Penman-Monteith (Monteith 1965), que combina dados de radiação e temperatura para avaliação empírica de PET.

Em comparação com os demais métodos de estimativa de PET, Penman-Monteith têm sido amplamente utilizado para calibração de modelos hidrológicos, a exemplo de Ferreira et al. (2021), que obtiveram resultados satisfatórios na comparação entre PET SWAT e PET estimado a partir de dados medidos em campo na Fazenda Água Limpa, DF.

A partir da estimativa de PET derivam-se os valores de AET como resultado do somatório da evaporação da água interceptada pelo dossel (E_{CAN}), da transpiração da vegetação (E_t) e da evaporação do solo (E_{soil}), estimados sequencialmente a partir de PET (Neitsch et al. 2011a). AET pode incluir ainda uma parcela de água do aquífero, representada pelo parâmetro Revap, especialmente em locais com reduzida espessura da camada não saturada que facilita a ascensão capilar da água no solo.

Desse modo, AET é função das características de armazenamento de água no solo e do dossel da vegetação, bem como da profundidade do lençol freático (Samadi 2017). Dentre esses

fatores, o armazenamento de água no solo e a profundidade do lençol freático podem ser aprimorados como resíduo do balanço hídrico ou por meio de calibração de parâmetros do solo e do aquífero que interferem em AET. O módulo de crescimento vegetal do SWAT, por sua vez, é constituído por uma versão simplificada do modelo EPIC (*Erosion productivity impac calculator*), adaptado para avaliação anual da cultura (Sharpley e Williams 1990) (Equações 3.14 e 3.15).

A abordagem da unidade de calor EPIC assume que as plantas têm requisitos de calor que podem ser quantificados e vinculados ao tempo de maturidade. Para isso, considera-se a fração de unidades de calor potencial acumulada pela planta na estação de crescimento (fr_{PHU}) e o acúmulo de unidades de calor no dia i analisado (HU) e durante todo o período necessário para atingir a maturidade da cultura (PHU). Posteriormente, estima-se a produção diária de biomassa com base na eficiência do uso da radiação pela cultura, LAI e radiação fotossinteticamente ativa absorvida (Neitsch et al. 2011a).

$$LAI = 16 \times LAI_{MAX} \times (1 - fr_{PHU})^2 \tag{3.14}$$

$$fr_{PHU} = \frac{\sum_{i=1}^d HU_i}{PHU} \tag{3.15}$$

Detalhes aprofundados da estrutura do modelo constam em (Arnold et al. 1993; Moriasi et al. 2012; Neitsch et al. 2011b). Embora amplamente utilizado em simulações hidrológicas e de qualidade da água (Jin e Jin 2020; Moriasi et al. 2012), o modelo hidrológico SWAT demanda estudos com foco na análise das estimativas de AET e θ .

Há lacunas na compreensão da capacidade do SWAT de estimar a evapotranspiração real (AET) a partir da evapotranspiração potencial (PET) (Amatya et al. 2016; Marek et al. 2016; Paul et al. 2012; Rajib et al. 2018; Strauch e Volk 2013). Além disso, o efeito da parametrização AET nas simulações de θ e vazão e o aprimoramento de estimativas de θ em ambientes com limitada disponibilidade hídrica ainda requerem análises adicionais (Bonumá et al. 2013; Haas et al. 2021; Han et al. 2012; Santos et al. 2018).

4 - ESTRUTURA DA TESE, QUESTÕES E HIPÓTESES DE PESQUISA

Com base no contexto descrito desde a introdução até a revisão da literatura acerca do armazenamento e da dinâmica de θ e suas possíveis relações com ET, estruturou-se o capítulo de Resultados e Discussão em três seções, direcionadas às perguntas e hipóteses de estudo apresentadas a seguir.

i. Dinâmica de evapotranspiração e umidade do solo em condição de cobertura nativa (cerrado sensu stricto) e alterada (Eucalyptus urophylla x grandis) no Cerrado

Esta seção propôs-se a avaliar os balanços de energia e de θ derivados dos dados obtidos junto a torres de fluxos turbulentos em cerrado *sensu stricto* e eucalipto, entre 2013 e 2020. A partir dessas medições identificaram-se atratores temporais que caracterizam a memória da θ , relações θ -ET características de cada PM e a persistência da θ com relação aos regimes de θ e ET identificados.

Ademais, foram parametrizados modelos de fluxo de água em meio poroso, por meio do ajuste aos dados observados de θ . Simulações bidimensionais verticais da equação de Richards foram realizadas por meio do modelo numérico FEFLOW (licença estudantil MIKE-DHI, versão 7.4). Uma vez calibrados e verificados, os modelos para o cerrado e o eucalipto forneceram estimativas do balanço hídrico anual médio (2018/2019) para avaliação do armazenamento de θ e da recarga em função do efeito da cobertura do solo, representado por ET.

A caracterização da memória e da persistência da θ é essencial na avaliação do papel dos fatores de estado para o particionamento da água na zona crítica, bem como na parametrização de modelos hidrológicos de previsão dos impactos das mudanças climáticas e de uso e cobertura do solo, especialmente em ambientes com limitada disponibilidade hídrica, como o Cerrado.

OE: Caracterizar os regimes de evapotranspiração e umidade do solo sob cobertura do solo nativa (cerrado *sensu stricto*) e alterada (eucalipto).

- Questões de estudo:

i. Há diferença no armazenamento de umidade em perfis de solo sob cerrado *sensu stricto* e *Eucalyptus urophylla x grandis*?

ii. Atratores temporais de armazenamento de umidade do solo impactam a redistribuição vertical de água no solo?

- Hipóteses:

i. Devido ao papel que exerce na regularização dos fluxos verticais de água no solo, a cobertura nativa confere reduzida duração e magnitude das condições de déficit hídrico do solo em comparação à silvicultura com *Eucalyptus urophylla x grandis*;

ii. Alterações na memória da θ , associadas às mudanças na cobertura do solo, impactam a redistribuição da água na zona vadosa, acarretando persistência de estados secos.

ii. Umidade do solo na zona radicular: Uma avaliação hidrogeofísica no Cerrado

Nesta seção, analisou-se a umidade na zona radicular a partir do comportamento geoelétrico do solo em 12 pontos de monitoramento (PM) na FAL, entre novembro de 2019 e julho de 2020. Para isso, procedeu-se com a conversão de perfis ERT em perfis θ_{ERT} , por meio de modelos empíricos obtidos em campo.

Verificada a possibilidade de utilização de ERT para avaliar a θ em comparação com os dados θ_{TDR} , procedeu-se com a análise hidrogeofísica da zona radicular nas classes de uso e cobertura do solo predominantes na área de estudo (campo limpo, campo sujo, mata de galeria, cerrado, eucalipto e pastagem).

Adicionalmente, perfis bidimensionais verticais de θ simulados na seção I (θ_{FEFLOW}) foram comparados com perfis bidimensionais verticais de θ_{TDR} , para a zona radicular sob cerrado *sensu stricto* e eucalipto. Essa abordagem contribuiu para a análise de uma alternativa acessível que possibilita a avaliação espacialmente distribuída da θ em diferentes profundidades do solo.

OE: Verificar a capacidade do ERT em quantificar a umidade na zona radicular do solo.

- Questão de estudo: Imagens bidimensionais verticais resultantes de ERT possibilitam inferir sobre o armazenamento de umidade na zona radicular e sua relação com as condições de uso e cobertura do solo no Cerrado?

- Hipótese: Similaridades entre os fluxos de água e de corrente elétrica em meio poroso possibilitam quantificar a θ a partir de dados de resistividade elétrica obtidos por meio de ERT.

iii. Padrões e controles da umidade do solo em bacia de cabeceira no Cerrado

Com o intuito de identificar quais o(s) fator(es) de estado determinantes na persistência dos padrões espaciais e temporais de θ , esta seção apresentou a estimativa de θ por meio do método de balanço hídrico, utilizando o modelo SWAT (versão SWAT2012) calibrado e verificado em escala de unidade de resposta hidrológica - HRU (AET e θ) e de bacia (vazão), para a bacia do ribeirão do Gama, Distrito Federal.

Para isso, parametrizou-se o modelo de bacia com os dados de campo e os padrões derivados dos perfis de solo nas etapas I e II da tese, em conjunto com dados secundários (LAI e AET). Posteriormente, foi avaliada a variabilidade temporal da θ simulada em função das características fisiográficas (vegetação, pedologia e topografia) predominantes. A identificação dos fatores de estado que contribuem para a manutenção das métricas de θ pode orientar a adoção de práticas adequadas de manejo da bacia.

OE: Identificar o papel dos fatores ambientais para a persistência da umidade do solo em uma bacia de cabeceira

- Questão de estudo: Qual fator de estado condiciona a persistência dos estados úmido e seco de θ em uma bacia de cabeceira no Cerrado?

- Hipótese: Em pequenas bacias, a umidade do solo é influenciada pela topografia, em condições úmidas, e pelos controles pedológico e de uso e cobertura do solo, sob condições secas.

5 - MATERIAL E MÉTODOS

O monitoramento em campo e a modelagem de processos hidrológicos subsuperficiais e evapotranspiração foram conduzidos na bacia do ribeirão do Gama, considerando principalmente a área da Fazenda Água Limpa (FAL/UnB) (Figura 5.1). A coleta de dados em campo possibilitou analisar a variabilidade espaço-temporal da θ e a aplicabilidade do método geofísico elétrico de corrente contínua no monitoramento da água em subsuperfície.

Essa avaliação deu-se pela comparação entre a θ estimada a partir do imageamento da resistividade elétrica (θ_{ERT}) e a θ observada em campo, pelo método TDR (θ_{TDR}). Comparativos adicionais foram realizados entre a θ_{ERT} e a θ derivada do modelo numérico de fluxo da água em meio poroso, calibrado e verificado para perfis de solo sob cerrado e eucalipto, por meio do programa computacional FEFLOW (θ_{FEFLOW}) (Diersch 2014).

A incorporação dos dados de campo na modelagem hidrológica de bacia, com o modelo SWAT (*Soil & Water Assessment Tool*; Arnold et al. 1993; Neitsch et al. 2011b), possibilitou investigar padrões temporais de θ , bem como a relação desses padrões com os fatores de estado característicos do Cerrado (uso e cobertura do solo, pedologia e declividade).

Por meio da linguagem estatística e de programação R (versão 4.1.1; R Core Team 2019) pode-se triar e organizar os dados de campo, bem como realizar as análises estatísticas, a calibração e verificação do modelo SWAT e a elaboração de gráficos indicativos de resultados do estudo. Os mapas apresentados ao longo da tese resultaram tanto da utilização do programa R quanto do programa QGIS (versão 3.16.8-Hannover; QGIS.org 2022).

5.1 - ÁREA DE ESTUDO

A bacia do ribeirão do Gama, localizada na porção centro-sul do Distrito Federal, foi o objeto de estudo desta tese. Trata-se de uma bacia com importante contribuição para o Lago Paranoá que, por sua vez, conflui para a região hidrográfica do Paraná (UNESCO 2003) (Figura 5.1). Além de integrar a Área de Proteção Ambiental (APA) da bacia do ribeirão do Gama e Cabeça-de-Veados, a bacia do ribeirão do Gama apresenta uma variedade de unidades de conservação, com papel fundamental para a manutenção do Cerrado (DF, 1986; Unesco 2003).

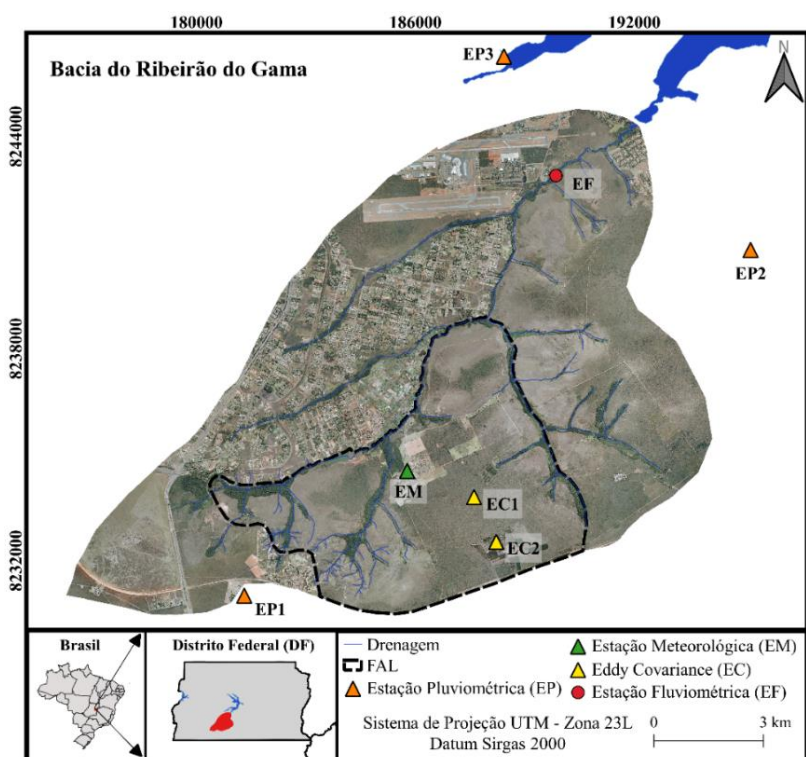


Figura 5.1 – Localização da Área de estudo. Códigos apresentados na figura indicam pontos de monitoramento hidrometeorológico na FAL e em sua proximidade. Informações complementares constam na Tabela 5.2.

Compõem a área de proteção integral da bacia a Estação Ecológica da Universidade de Brasília (UnB) localizada na Fazenda Água Limpa (FAL), que é uma fazenda experimental administrada pela UnB; a Reserva Ecológica do Roncador, também denominada Reserva Ecológica do IBGE; e parte da Estação Ecológica do Jardim Botânico de Brasília (JBB). Nessas áreas predominam formações florestais, savânicas e campestres típicas do domínio Cerrado (Figura 5.2d). Além das áreas prístinas (que representam mais de 70% da área total da bacia), a bacia do ribeirão do Gama, com área aproximada de 140 km², também apresenta

ocupação rural (aproximadamente 5% da área da bacia) e urbana (cerca de 16% da área da bacia) (Figura 5.2d).

A área de estudo possui clima tropical com inverno seco Aw, definido por Köppen como típico de savana, com temperatura média de 22°C, evapotranspiração média mensal de 65 mm e precipitação anual de aproximadamente 1500 mm, distribuída entre outubro e março. Com relação à topografia, a bacia apresenta valores de elevação entre 1000 e 1205 m (Figura 5.2C).

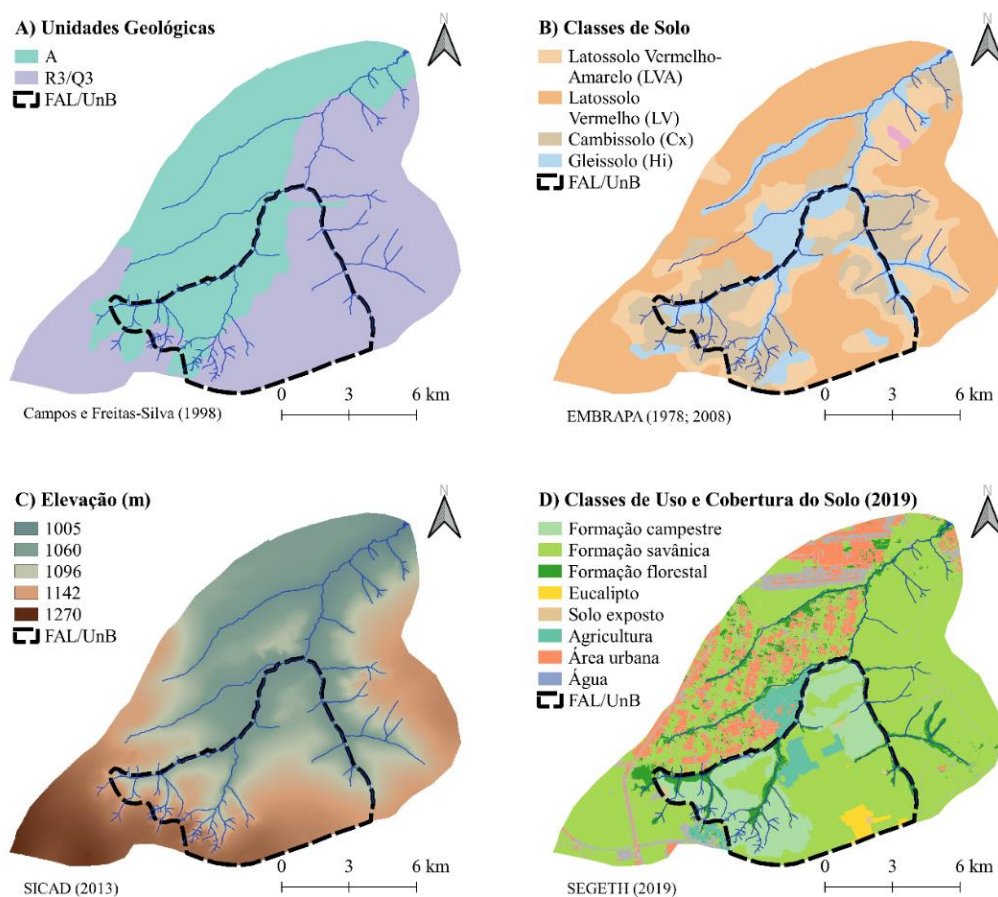


Figura 5.2 – Caracterização ambiental da bacia do ribeirão do Gama, com indicação dos limites da FAL/UnB.

A geologia é caracterizada pela ocorrência de formações da unidade Ardósia (A), que inclui um conjunto expressivo de ardósias roxas, homogêneas, dobradas, com forte clivagem ardosiana e lentes de quartzito com menor frequência, e da unidade Metarritmito Arenosa, que intercala quartzitos finos e brancos com camadas de metassiltito (Campos et al. 2013; Campos e Freitas-Silva 1998) (Figura 5.2a).

Latossolos (vermelho e vermelho – amarelo), cambissolos e gleissolos predominam na área de estudo (Santos et al. 2013) (Figura 5.2b). Os latossolos são solos intemperizados, profundos e com elevada capacidade de drenagem. Caracterizam-se pela homogeneidade dos perfis e a predominância da fração argila, com percentual variável entre 30 e 70% (Reatto et al. 2004). A diferença entre os latossolos vermelho e vermelho-amarelo ocorre em função dos teores acentuados de óxido de ferro que conferem a coloração mais escura aos latossolos vermelhos (IBGE 2007; Santos et al. 2013).

Os solos hidromórficos predominam em áreas alagadas ou sujeitas a alagamento (margens de rios, ilhas, grandes planícies). Apresentam cores acinzentadas, azuladas ou esverdeadas num intervalo de até 50 cm a partir da superfície e possuem permeabilidade reduzida em comparação com latossolos e cambissolos (Reatto et al. 2004). Os cambissolos, por sua vez, possuem horizonte diagnóstico (B) textural, com espessuras variáveis que podem atingir 1,5 m (Santos et al. 2013). Geralmente são pedregosos, cascalhentos e mesmo rochosos, ocorrendo especialmente em regiões serranas e montanhosas (Reatto et al. 2004; Santos et al. 2013).

O contexto hidrogeológico é definido pela ocorrência de dois domínios aquíferos predominantes no Distrito Federal: um intergranular, também denominado poroso, e outro fraturado (Campos 2004; Lousada e Campos 2005). O domínio intergranular é representado pelo manto de intemperismo (solo e saprolito), com aquíferos livres de grande continuidade lateral (Gonçalves et al. 2015; Lousada e Campos 2005). Aquíferos fraturados, por sua vez, ocorrem em meio rochoso cujos espaços ocupados pela água são representados pelas fraturas, microfraturas, diaclases, juntas, zonas de cisalhamentos e falhas (Lousada e Campos 2005).

Este projeto foi direcionado à compreensão das características e dos fatores que condicionam a θ na zona vadosa da bacia do ribeirão do Gama, potencial fonte de recarga do aquífero do domínio poroso. A importância desses aquíferos está vinculada, principalmente, ao fato de a espessura da camada saturada e a condutividade hidráulica (K) favorecerem o escoamento de base no período de estiagem e ainda por representarem uma interface entre a zona vadosa e os aquíferos profundos do domínio fraturado (Gonçalves et al. 2015).

5.2 - METODOLOGIA

5.2.1 - Desenho Experimental

A etapa experimental do estudo ocorreu na Fazenda Água Limpa (FAL/UnB), localizada na bacia do ribeirão do Gama (Figura 5.1). A FAL foi selecionada por apresentar as classes de uso e cobertura do solo predominantes no Cerrado e possuir condições controladas de acesso, o que favoreceu a manutenção dos equipamentos em campo.

HRUs identificadas pela combinação de informações pedológicas, de uso e cobertura do solo e de declividade, por meio do modelo SWAT (conforme descrito no item 3.3.3, possibilitaram a seleção dos 12 pontos de monitoramento (PM) representativos das principais características fisiográficas da FAL (Figura 5.3).

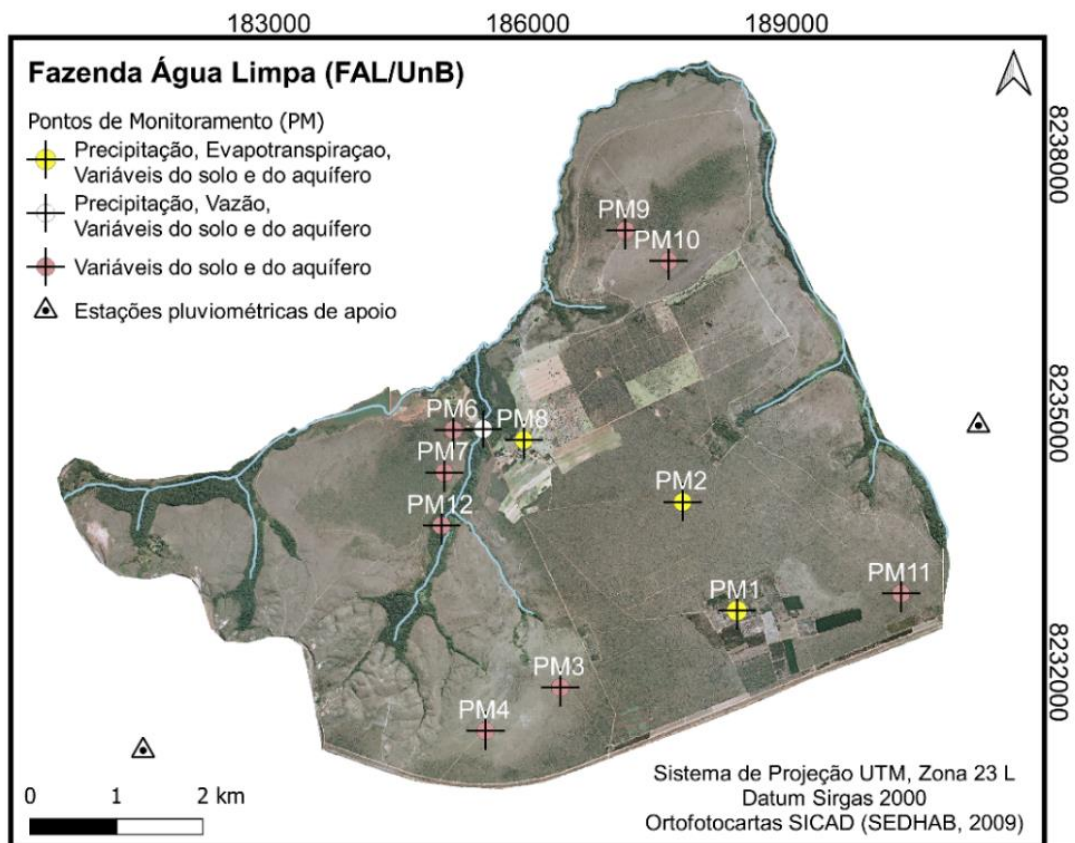


Figura 5.3 – Localização dos pontos de monitoramento (PM) de água subterrânea no aquífero poroso.

Dentre os PMs, houve réplicas para HRUs com cerrado em latossolo vermelho (PM2 e PM11), cerrado em latossolo vermelho-amarelo (PM3, PM6 e PM11), campo sujo em

cambissolo (PM7 e PM10) e mata de galeria em solo hidromórfico (PM5 e PM12). Para as classes campo limpo (PM4), eucalipto (PM1) e pastagem (PM8), apenas um PM foi instalado em função da ocorrência restrita dessas HRUs na FAL. A caracterização simplificada dos PM encontra-se na Tabela 5.1 e na Figura 5.4.

PM1 e PM2 foram instalados nas proximidades de duas torres de monitoramento de fluxos turbulentos, EC1 (*Eddy covariance 1*) e EC2 (*Eddy covariance 2*), respectivamente. PM8 foi posicionado na Estação Agroclimatológica da FAL. Dessa forma, os dados hidroclimatológicos e as variáveis do solo obtidos com os equipamentos vinculados às torres e à estação foram incorporados ao estudo, para avaliação dos balanços hídrico e de energia no Cerrado e posterior calibração e verificação da modelagem hidrológica.

Tabela 5.1 – Caracterização dos PMs.

Ponto de monitoramento (PM)	Long. ¹	Lat. ¹	Classes de Cobertura solo	Uso e do	Classes de Solo	Elevação do terreno (m)	Prof. Poço monitoramento (m)
PM1	188426,06	8232711,67	Eucalipto		LVA	1174	13,50
PM2	187797,24	8233971,49	Cerrado <i>stricto</i>	<i>sensu</i>	LV	1133	17,00
PM3	186380,78	8231821,70	Cerrado <i>stricto</i>	<i>sensu</i>	LVA	1194	17,00
PM4	185514,40	8231319,81	Campo limpo		Cx	1192	5,00
PM5	185484,45	8234816,65	Floresta de galeria		Hi	1073	10,00
PM6	185141,68	8234805,72	Cerrado <i>stricto</i>	<i>sensu</i>	LVA	1070	21,00
PM7	185037,10	8234311,80	Campo sujo		Cx	1087	7,00
PM8	185956,75	8234689,66	Pastagem		Hi	1074	10,00
PM9	187132,65	8237119,06	Cerrado <i>stricto</i>	<i>sensu</i>	LVA	1067	14,00
PM10	187632,86	8236764,72	Campo sujo		Cx	1071	9,00
PM11	190328,84	8232909,53	Cerrado <i>stricto</i>	<i>sensu</i>	LV	1140	9,00
PM12	185003,00	8233699,00	Floresta de galeria		Hi	1092	12,00

¹UTM 23L - SIRGAS 2000



Figura 5.4 – Caracterização das classes de uso e cobertura do solo analisadas.

Após a identificação dos PMs representativos das HRUs predominantes na FAL (2017), procedeu-se com a instalação do arranjo experimental entre os anos de 2018 e 2019 (Figura 5.5). O experimento foi planejado para a obtenção de dados nas camadas não saturadas, com foco na zona radicular, e saturada da subsuperfície. Para definição da zona de influência das raízes, foram considerados os trabalhos de Bucci et al. (2008a), Eiten (1972), Oliveira et al. (2015) e Rossatto et al. (2012), que indicam profundidade média de investigação igual a 1,8 m nas formações savânicas. Nessa porção do solo, Oliveira et al. (2005) evidenciaram maior

densidade de raízes finas (aproximadamente $0,010 \text{ g/cm}^3$), responsáveis por uma parcela significativa da captação de água.

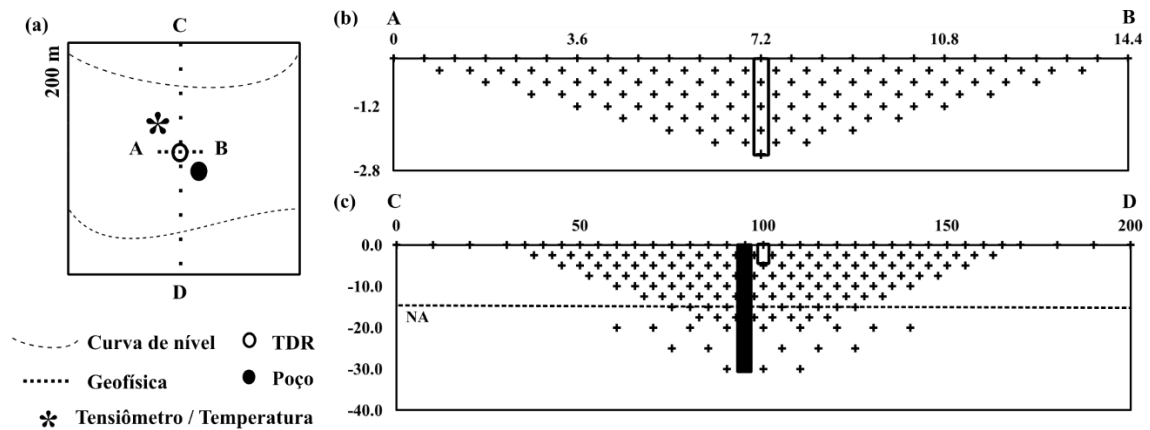


Figura 5.5 - Desenho experimental proposto. a) Vista em planta da parcela experimental instrumentalizada com poço de monitoramento, tubo de acesso da sonda TDR e duas linhas de monitoramento geofísico (AB e CD), em uma área de 200 x 200 m. ERT com resoluções espaciais equivalentes a (b) 0,30 m para o perfil de solo até 2,1 m de profundidade; (c) e 2,5 m, para profundidades de 2,5 a 30 m.

Cada PM foi equipado com i) um piezômetro para monitoramento do nível da água subterrânea, entre 4 e 20 m de profundidade e diâmetro interno igual a 60 mm (Figura 5.6A-D, Tabela 5.1); ii) um tubo de acesso TECANAT, com 2 m de comprimento e 43 mm de diâmetro interno, para monitoramento da θ por meio da sonda TDR (Figura 5.6H-K); e iii) uma linha de monitoramento geofísico paralela às curvas de nível, com 14,4 m de extensão e profundidade máxima de investigação equivalente a 2,1 m (Figura 5.6A, Figura 5.6F e Figura 5.6G).

Os piezômetros foram perfurados manualmente e instalados por uma empresa prestadora de serviços. Dos 15 poços contratados, quatro estavam secos e 11 foram produtivos. Os poços foram revestidos com tubo filtro (PVC aditivado com ranhuras) na parte inferior para garantir a entrada da água subterrânea no interior do poço, e tubo PVC até a superfície do solo (Tabela 5.1). Além disso, utilizou-se areia especial pré-filtro (granulometria controlada entre 1,5 e 2,0 mm) para preenchimento do espaço entre o filtro e a parede do solo.



Figura 5.6 - Representação esquemática do monitoramento hidrológico subterrâneo realizado na FAL-UnB. A-D) Poços de monitoramento do nível da água subterrânea. E) Manutenção dos tensiômetros. F-G) Linhas de ERT instaladas. H-K) Tubos de acesso padrão e PVC e sonda TDR utilizada no monitoramento da θ . L) Sensores de temperatura do solo.

Acima da zona do filtro, o espaço foi preenchido com solo retirado durante a perfuração do poço. Uma camada selante de bentonita foi posicionada entre 30 cm e 5 cm de profundidade com relação à superfície do solo. O revestimento foi finalizado com massa de cimento até a superfície do solo. Todo o serviço de perfuração e instalação foi acompanhado em campo. PM12 foi instalado anteriormente à realização deste estudo, porém em conformidade com os processos acima descritos.

Concluída a instalação dos poços, procedeu-se com a instalação manual dos tubos de acesso utilizados para o monitoramento da θ . Com trado holandês (1,5" de diâmetro), perfurou-se o solo até 1,8 m. Em seguida, o tubo TECANAT foi posicionado no furo e instalado com o auxílio de uma barra de aço inox, introduzida no tubo, e uma marreta de borracha. Esse

processo exigiu cuidado para garantir aderência do tubo à parede do solo, para o correto monitoramento da θ .

Do comprimento total (2 m), 20 cm foram mantidos acima da superfície para evitar a entrada de água da chuva no interior do tubo. Além disso, os tubos foram devidamente vedados na superfície e no fundo. Finalizada a instalação, prosseguiu-se com a limpeza do interior dos tubos com uma flanela fixada a uma haste retrátil de 2 m de comprimento. Esse procedimento foi repetido antes de cada coleta, para remover a umidade remanescente no interior do tubo e evitar interferência na aquisição dos dados.

Em paralelo à instalação dos tubos TECANAT, procedeu-se com a instalação das linhas de monitoramento geofísico. Utilizando o arranjo de Wenner, com separação equidistante entre os eletrodos de corrente (A e B) e de potencial (M e N), 25 eletrodos foram dispostos a cada 60 cm, ao longo da linha de levantamento geofísico com 14,4 m de extensão. Essa configuração resultou em sete níveis de investigação, com profundidades teóricas (estimadas como metade do espaçamento entre os eletrodos) entre 0,30 e 2,10 m, definidas para fins de comparação entre dados de ρ e θ_{TDR} .

Barras de aço inox com aproximadamente 4 mm de diâmetro e 50 cm de comprimento, inseridas no solo até 20 cm de profundidade, foram utilizadas como eletrodos para indução da corrente elétrica e obtenção da diferença de potencial elétrico do solo. Cada eletrodo foi interligado por um fio a um terminal de conexão (tubo PVC, Figura 5.6F), posicionado no centro das linhas de monitoramento. Esse terminal possibilitou a aquisição dos valores de ρ em campo.

Além dos equipamentos comuns a todos os PMs, foram instalados sensores de temperatura (*Onset*, modelo *MX2202*, acurácia $\pm 0,5^\circ\text{C}$) na superfície do solo e nas profundidades de 4, 15, 30, 60 e 90 cm, em PM3, PM4, PM8 e PM12 (Figura 5.6L). Essas profundidades foram definidas para possibilitar a comparação com PM1 e PM2, que possuem séries históricas de temperatura e θ (2013 a 2019, para PM2, 2014 a 2019, para PM1) nas profundidades 4, 15, 30 e 60 cm, provenientes dos equipamentos vinculados às duas torres de fluxos turbulentos (EC1 e EC2) instaladas nesses PMs.

Para complementar o monitoramento da temperatura do solo, instalaram-se sensores *Onset* na superfície do solo e a 90 cm de profundidade em PM1 e PM2. Desse modo, dados de

temperatura do solo foram obtidos em seis PMs, representativos de cada classe de uso e cobertura do solo predominante na FAL.

5.2.2 - Aquisição de Dados em Campo

A análise dos padrões de θ e ET requereu dados de campo do comportamento hidrológico do solo nas zonas não saturada (umidade, resistividade elétrica e temperatura do solo) e saturada (nível da água subterrânea e parâmetros hidráulicos do aquífero), além de variáveis hidroclimatológicas adicionais (Tabela 5.2).

Tabela 5.2 - Dados hidrometeorológicos disponíveis para a bacia do ribeirão do Gama.

ID	Nome	Operador	Tipo de Estação	Lat	Long	Resolução temporal	Início	Acesso	Código	Dados
<i>1. Estação Meteorológica (EM)</i>										
EM	Área Experimental Agroclimatológica	UnB ¹	M + C	-15,95	-47,93	diária	10/1/1996	FAL-UnB	-	Rg, E, I, P, T, UR, Vv, Dv
<i>2. Estações Pluviométricas (EP)</i>										
EP1	Área Alfa	CAESB ²	C	-15,98	-47,98	diária	9/30/1972	Hidroweb ³	1547014	
EP2	ETA Cabeça-de-Veado	CAESB	M	-15,89	-47,85	diária	30/06/1978	Hidroweb	1547019	P
EP3	ETE Sul	CAESB	M	-15,84	-47,91	diária	31/12/1970	Hidroweb	1547008	
<i>3. Estação fluviométrica (EF)</i>										
EF	Gama base aérea	CAESB	C	-15,87	-47,89	diária	31/12/1970	Hidroweb e CAESB	60478500	NA, QI, S
<i>4. Torres de fluxos turbulentos (Eddy Covariance - EC)</i>										
EC1	EC Cerrado	UnB	C	-15,95	-47,92	30 min	12/1/2012	-	-	Ft, Vm, Vs, θ , Ts
EC2	EC Eucalipto	UnB	C	-15,97	-47,91	30 min	5/23/2014	-	-	

¹Universidade de Brasília; ²Companhia de Saneamento Ambiental do Distrito Federal; ³Portal HidroWeb-ANA; E = Evaporação tanque classe A; I = Horas de insolação; P = Precipitação; T = Temperatura do ar, UR = Umidade relativa; Vv = Velocidade do vento; Rg = Radiação global; Dv = Direção do vento; Ft = fluxos turbulentos (calor latente e calor sensível) e de calor do solo; Vm = variáveis meteorológicas; Vs = variáveis do solo (temperatura e umidade); NA sup = Nível da água superficial; θ = umidade do solo; Ts = temperatura do solo

Na zona não saturada, obtiveram-se valores de umidade volumétrica (θ , m³.m³) e de resistividade elétrica (ρ , Ω .m) do solo em profundidades equivalentes (30, 60, 90, 120, 150 e 180 cm), durante sete campanhas distribuídas entre novembro/2019 e julho/2020. A perfuração e a instalação dos poços de monitoramento forneceram dados de estratigrafia da subsuperfície. Além disso, possibilitaram o monitoramento da profundidade do nível da água subterrânea (NA) nos PMs entre fevereiro de 2019 e julho de 2020 e a determinação em campo dos parâmetros hidráulicos do aquífero poroso.

5.2.2.1 - Medição das Variáveis Hidroclimatológicas e dos Fluxos Turbulentos

Há uma série de equipamentos para a medição de variáveis hidroclimatológicas na bacia do Ribeirão do Gama, conforme sintetizado em Almeida et al. (2021b). Dentre esses, selecionaram-se estações pluviométricas e meteorológica cujas séries históricas apresentaram número reduzido de falhas nos últimos 10 anos e que possibilitaram representatividade espacial dos processos hidrológicos na bacia em estudo (Figura 5.7d, Tabela 5.2).

Séries temporais de precipitação (mm), velocidade do vento (m/s), temperatura do ar (média, máxima e mínima, °C), umidade relativa do ar (%) e radiação solar (MJ/m²) foram obtidas em resolução temporal diária, na Estação Experimental Agroclimatológica da FAL (EM, Figura 5.7A). Para aprimorar a representatividade dos valores de precipitação, dados oriundos de três estações pluviométricas localizadas no entorno da bacia também foram considerados (EP1, EP2 e EP3, Figura 5.1).

Medições diárias de nível da água superficial do ribeirão do Gama aplicadas à curva-chave da estação fluviométrica Gama Base Aérea resultaram em dados de vazão no exutório da bacia do ribeirão do Gama (EF, Figura 5.1).

Torres equipadas para o monitoramento de fluxos turbulentos (Eddy covariance – EC) complementaram a base de dados na bacia (Figura 5.7B-C). As torres foram instaladas na FAL em área de cerrado *sensu stricto* (EC1 = 12 m) e eucalipto (*Eucalyptus urophylla x grandis*) (EC2 = 20 m), em 2012 e 2013, respectivamente, conforme descrito em Mota (2017). O alcance do monitoramento de ambas as torres equivale a um raio de aproximadamente 250 m (Cabral et al. 2015b).

A instalação das torres ocorreu no âmbito do projeto “Estudo de consequências hidrológicas, meteorológicas, climáticas locais e regionais da substituição de Cerrado nativo por plantação de eucalipto”, desenvolvido pelo Departamento de Engenharia Mecânica da UnB (Figura 5.7B-C). Até 2018, a manutenção dos equipamentos e a coleta de dados nas torres foram realizadas no âmbito da tese elaborada por Mota (2017). A partir desse período, esses procedimentos ocorreram no contexto desta tese.

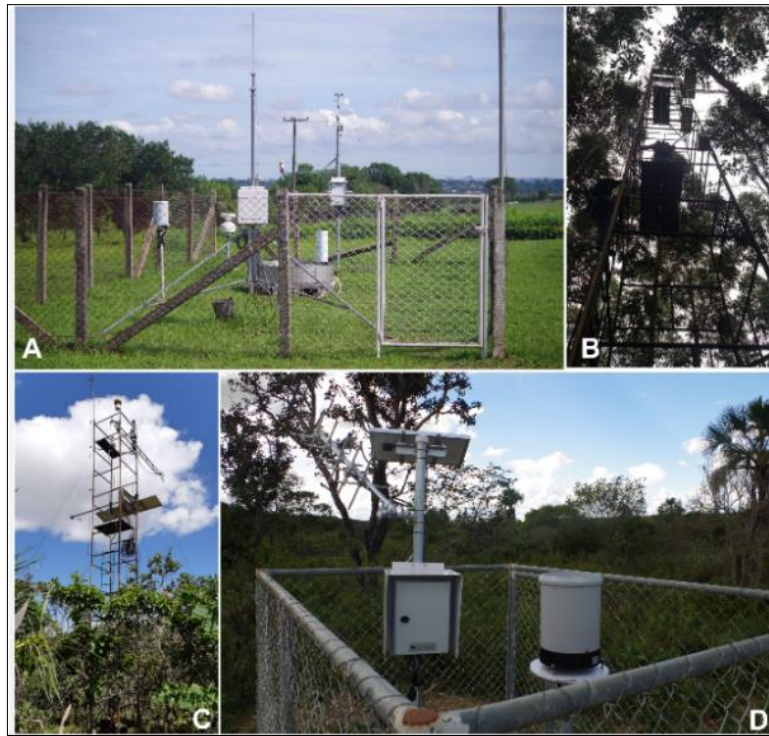


Figura 5.7 - Monitoramento de variáveis meteorológicas e precipitação. A) Área Experimental da Agroclimatologia (E2). Torres de fluxos turbulentos localizadas em área de B) eucalipto (EC2) e C) cerrado (EC1). D) Plataforma de Coleta de Dados localizada no exultório do Córrego Taquara (PCD2).

Cada torre possui i) um anemômetro sônico 3D CSAT (*Campbell Scientific*) para medição da temperatura virtual, da direção e da velocidade do vento nas três direções do plano cartesiano (U_x , U_y e U_z); e ii) um analisador infravermelho de gases (*infrared gas analyser*, IRGA) modelo LI7500 *open path* (*Campbell Scientific*), que forneceu as concentrações de CO_2 e vapor d'água na atmosfera. Ambos os sensores foram instalados próximos e acima do dossel da vegetação em cada EC.

Um logger modelo CR3000 (*Campbell Scientific*) armazenou os dados brutos coletados, em alta frequência (10-20 Hz), pelo anemômetro e pelo IRGA. Além disso, o software EdiRE, instalado no logger, possibilitou o pré-processamento dos dados. A etapa de pré-processamento consistiu em estimar os fluxos de calor sensível (H , W/m^2 , Equação 5.1) e de calor latente (Le , W/m^2 , Equação 5.2), com resolução temporal de 30 min, e corrigir o efeito de flutuações na direção do vento e na massa específica do ar (método Webb, Pearman e Leuning, WPL, Webb et al. 1980) para os fluxos estimados. Neste último caso, as correções são necessárias especialmente em IRGA modelo *open path*, no qual o ar passa livremente pelo sensor.

$$H = -\rho C_p (\overline{w'\theta'}) \quad 5.1$$

$$LE = -\rho \lambda (\overline{w'q'}) \quad 5.2$$

Onde,

ρ = massa específica do ar, kg/m³

C_p = calor específico do ar (1005 J/kg.deg)

$(\overline{w'\theta'})$ = tempo médio da covariância instantânea da velocidade vertical do vento w , m/s, e a temperatura potencial θ , K

λ = calor latente de vaporização da água, J/kg

$(\overline{w'q'})$ = tempo médio da covariância instantânea da velocidade vertical do vento w , m/s, e a umidade específica q , kg/kg

Com relação às variáveis hidrometeorológicas, mediram-se i) radiação líquida (R_n , W.m²), com saldo-radiômetro NR-LITE2 (*Kipp & Zonen*), ii) umidade relativa (UR, %) e iii) temperatura média do ar (T_a , °C), por meio do sensor HMP45C (*Vaisala*), iv) velocidade do vento (V_v , m/s), com sensor MetOne, e v) precipitação (P , mm), utilizando pluviômetro TE525 (*Texas Electronics*). Essas medições também foram armazenadas no logger CR3000 em intervalos de 30 min.

Adicionalmente às variáveis hidroclimatológicas e aos fluxos turbulentos, umidade volumétrica (θ_v , m³.m⁻³) e temperatura do solo (T_s , °C) foram monitoradas nas profundidades 0,05; 0,15; 0,30 e 0,60 m, com sensores TDR modelo CS616 (*Hukseflux*) e termopares, respectivamente. O fluxo de calor na superfície do solo (G , W.m²) foi estimado como o fluxo de calor médio entre dois sensores HFP01, instalados a 0,05 m de profundidade. O conjunto de variáveis do solo foi registrado a cada 30 min, utilizando um logger modelo CR1000 (*Campbell Scientific*).

Em síntese, o conjunto de dados derivado das torres EC e analisado neste estudo incluiu fluxos radiativo (R_n), turbulentos (LE e H) e de calor do solo (G); variáveis hidrometeorológicas, temperatura (T_s) e umidade do solo (θ), todos medidos em escala de meia-hora entre 2013-2019, para PM2, e entre 2014-2019, para PM1.

5.2.2.2 - Monitoramento da Umidade Volumétrica e da Temperatura do Solo

Decorridos trinta dias a partir da instalação dos tubos de acesso TECANAT, período recomendado para garantir a estabilização do solo ao redor da parede do tubo, iniciou-se o monitoramento da θ , com uma sonda TDR modelo TRIME-PICO IPH (IMKO GMBH 2015), nos 12 PMs. Esse modelo de sonda possibilita a aquisição de dados em diferentes profundidades ao longo de um tubo de acesso instalado no solo.

A resolução mínima para aquisição de dados com esse equipamento equivale a 0,20 m (comprimento do sensor), em uma área de cerca de 0,20 x 0,20 m² ao redor do tubo. A profundidade máxima de aquisição de dados (1,8 m) foi definida pela extensão do tubo de TECANAT disponível para o estudo (2,0 m), descontando-se 0,20 m do comprimento total, que foram mantidos acima da superfície para evitar a entrada de água no tubo.

A sonda utilizada fornece os valores do tempo de propagação do campo eletromagnético no solo (t_p , em picossegundos), com precisão de $\pm 2\%$ (IMKO GMBH 2015). Internamente, t_p é convertido em permissividade relativa aparente (ϵ_a , Equação 5.3). Com os valores de ϵ_a , a interface de armazenamento de dados da sonda estima θ (m³/m³) por meio da equação de calibração universal, proposta por Topp et al. (1980) (Equação 3.3).

$$\epsilon_a = \exp(0,00478t_p + 0,34928)$$

5.3

A acurácia da sonda foi avaliada previamente em laboratório, com a aquisição de dados no ar e em recipiente com água destilada (Figura 5.8), a exemplo de Dettmann e Bechtold (2018) e Laurent et al. (2005). Os valores de t_p (ar = $-313,414 \pm 27,522$ picossegundos, água destilada = $743,378 \pm 111,222$ picossegundos) e de umidade (ar = $0,00001 \pm 0,00$ m³/m³, água destilada = $0,9690 \pm 0,03$ m³/m³) obtidos no experimento foram compatíveis com aqueles apresentados na literatura (Evetts et al. 2005; Freire et al. 2020; Topp et al. 1980).

Houve ainda o teste em campo da equação universal de Topp et al. (1980) para a estimativa de θ em latossolos. Além de representar a classe de solo predominante na FAL, os latossolos apresentam concentração elevada de argila (cerca de 40%, Reatto et al. 2004), que pode interferir nas estimativas de θ com TDR. Isso porque as formações argilosas podem adicionar

condutividade elétrica superficial e intrínseca que não expressam o efeito da água no solo, mas sim dos eletrólitos que compõem a argila (Topp et al. 1980).

Desse modo, realizou-se um experimento de umedecimento artificial do solo em quatro PMs, em agosto/2020. Para isso, um tubo de PVC, com 0,20 m de altura e 0,30 m de diâmetro, delimitou a área de umedecimento em torno do tubo de acesso à sonda TDR (Figura 5.9). Para essa etapa, três tubos de acesso com 50 cm de comprimento foram instalados em cada PM e devidamente vedados para evitar a entrada de água no tubo, tanto por ascensão capilar no fundo quanto pelo umedecimento artificial na superfície, assim como descrito no item 5.2.1 para os demais tubos utilizados no monitoramento da θ (Figura 5.6).

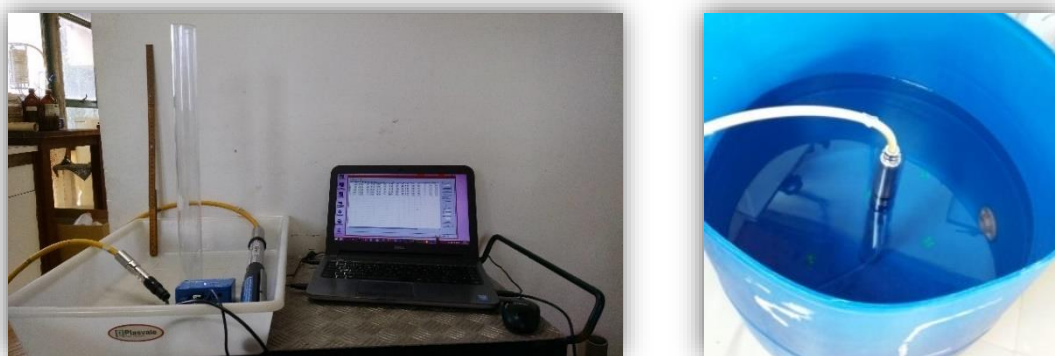


Figura 5.8 – Avaliação do funcionamento da sonda TDR em laboratório.

Um regador, com um crivo (bico) plástico de 0,95 m de diâmetro, possibilitou a distribuição uniforme da água na área delimitada. Com o solo seco (Tempo0) e após o umedecimento e a estabilização por um período de 20 minutos, repetiu-se o monitoramento de θ_v nos tubos de TECANAT e a coleta de amostras de solo nas profundidades de 10 e 30 cm. Ao todo, foram realizados cinco ciclos de umedecimento com adição gradual de água (Tempo1 = 0,5 litros; Tempo2 = 2,0 litros; Tempo3 = 2,0 litros; Tempo4 = 2,0 litros; Tempo5 = 1,5 litros) na área demarcada. Vinte minutos após o quinto ciclo de umedecimento, foi realizada a última rodada de medições (Tempo6).

O volume total de água adicionado ao solo (8 litros) foi estimado considerando a saturação completa a ser alcançada como o produto entre θ_v média nos PM e a porosidade total de aproximadamente 69%, determinada em latossolos da área de estudo (Rodolfo Junior et al. 2015).

Amostras deformadas de solo, coletadas com trado caneco (diâmetro equivalente a 2”), foram armazenadas e enviadas ao laboratório para determinação de umidade pelo método gravimétrico (θ_g), com secagem em estufa a 105 °C (Teixeira et al. 2017). θ_v ‘Real’ resultou do produto entre θ_g e D_s , obtida pelo método do cilindro volumétrico (Teixeira et al. 2017). Nesse caso, D_s equivaleu à razão entre a massa seca das amostras indeformadas de solo, coletadas em triplicata nas profundidades de 10 e 30 cm para cada PM, e o volume dos anéis de alumínio (100 cm³) utilizados na amostragem.



Figura 5.9 - Experimento em campo. Vista em planta i) da sonda TDR utilizada para monitoramento da θ , ii) do tubo de acesso da sonda TDR, com área de umedecimento delimitada por um tubo PVC de 0,2 m de diâmetro; e iii) de quatro eletrodos centrais utilizados no ERI, indicados pelos terminais vermelhos na borda inferior na imagem.

Um modelo linear de efeitos mistos por profundidade (10 e 30 cm), ajustado com a função “lmer” do pacote lme4 e avaliado por meio do R^2 calculado pela função “r.squared GLMM” do pacote R MuMIn (Bartoń 2022), possibilitou avaliar θ_v TDR em função de θ_v ‘Real’. Observou-se uma relação significativa entre os dados de θ_v estimados por meio da sonda TDR e os valores de θ_v ‘Real’, determinados em laboratório (Figura 5.10, Tabela 5.3).

Esse teste, em conjunto com informações provenientes da literatura, indicou a possibilidade de utilização do equipamento TDR para a área de estudo, com a equação de Topp et al. (1980). Os Latossolos, predominantes na área de estudo, apresentam estrutura granular com perfis homogêneos e bem desenvolvidos (Alvarenga e Davide 1999; Ker 1997). Como típico em climas tropicais, o intemperismo e a lixiviação intensos reduzem a capacidade de troca catiônica (CEC) dos latossolos e, conseqüentemente, limitam o efeito da condutividade elétrica das argilas, o que torna a estrutura do solo equivalente ao solo arenoso no que diz

respeito ao comportamento elétrico (Aleksseeva et al. 2009; Pincus et al. 2017; Reneau e Fiskell 1970; Worthington 1993).

Tabela 5.3 – Resultados do modelo linear misto.

Modelos	Variável preditora	Estimativa	Erro Padrão	t	p	R ² _m	R ² _c
TDR~Real (prof. = 10cm) (n = 30)	Intercepto	0,088	0,030				
	Real	2,602	0,675	3,84	0,001	0,46	0,72
(Likelihood-ratio test; $\chi^2 = 7,07$; d.f.= 1; p = 0,007)							
TDR~Real (prof. = 30cm) (n = 30)	Intercepto	0,141	0,013				
	Real	1,661	0,360	4,61	0,0004	0,62	0,62
(Likelihood-ratio test; $\chi^2 = 14,13$; d.f.= 1; p = 0,0001)							

R²_m = R² marginal, considera a variabilidade explicada apenas pelo efeito fixo

R²_c = R² condicional, considera a variabilidade explicada apenas pelo efeito fixo + efeitos randômicos

d.f = graus de liberdade

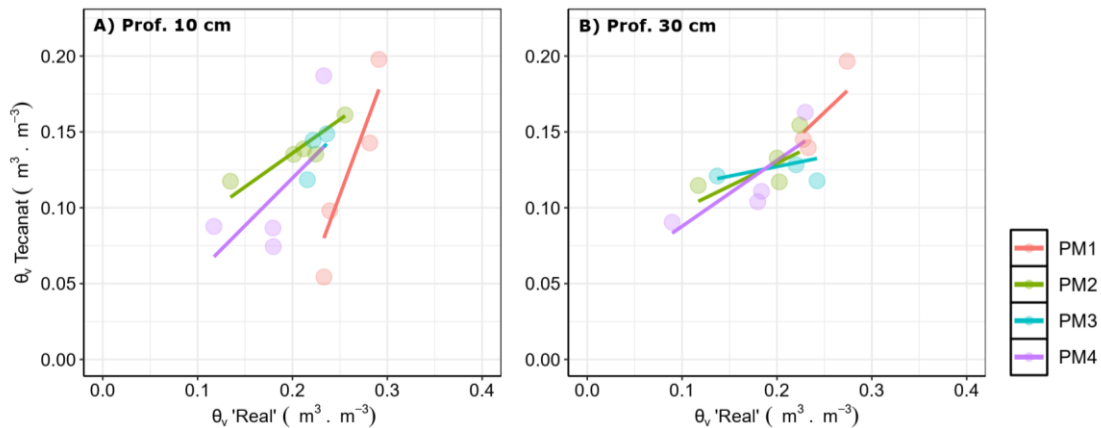


Figura 5.10 - Predições baseadas no modelo linear misto (Tabela 5.3). A e B) θ_v TDR em função de θ_v 'Real' nas profundidades de 10 cm e 30 cm, respectivamente.

A partir desses resultados, adotou-se a θ_v TDR como padrão para avaliação temporal da θ e comparação com levantamentos ERT. Durante as campanhas de monitoramento, as medições de θ_v TDR foram realizadas em triplicata para cada profundidade (10, 30, 60, 90, 120, 150 e 180 cm) do tubo de acesso, resultando em 21 medições de θ para cada PM, por amostragem. Para fins de padronização, o símbolo θ foi adotado ao longo deste documento como indicativo de θ_v , exceto em casos devidamente explicitados.

Adicionalmente, dados de temperatura do solo foram coletados com resolução temporal de 30 min, entre novembro de 2019 e junho de 2020, conforme descrito no item 5.2.1. Utilizaram-se sensores *Onset* (modelo *MX2202*, acurácia $\pm 0,5^\circ\text{C}$), instalados em PM1, PM2, PM3, PM4, PM8 e PM12, com monitoramento na superfície e a 90 cm de profundidade em todos os PMs, e nas profundidades de 4, 15, 30 e 60 cm e para os quatro últimos PMs. A

coleta de dados, bem como a substituição da bateria de alimentação dos sensores, ocorreu a cada dois meses, sendo necessária a perfuração do solo para remoção e reinstalação dos sensores no mesmo ponto.

5.2.2.3 - Imageamento da Resistividade Elétrica do Solo

O levantamento geofísico, realizado por meio do método elétrico de corrente contínua, forneceu dados de resistividade elétrica (ρ) da subsuperfície. Para execução do método, optou-se pela técnica ERT, que possibilitou identificar a distribuição horizontal dos valores de ρ em seções bidimensionais verticais. A configuração adotada para instalação das linhas ERT em campo, por meio do arranjo de Wenner detalhado no item 5.2.1, resultou em sete níveis de investigação, com profundidades teóricas (estimadas como metade do espaçamento entre os eletrodos) entre 0,30 e 2,10 m.

As medições de ρ foram realizadas com o resistímetro *Geopulse*, que possui seleção manual de intensidade de corrente entre 0,5 e 100 mA. Além disso, o equipamento opera com corrente contínua e é alimentado por uma bateria de 12 V. Durante a operação, mediuse a resistência elétrica (R , Ohm) do solo, em um intervalo de leituras entre 0,001 Ω e 360 K Ω . Posteriormente, os valores de resistência foram convertidos em ρ , conforme descrito no item 5.2.6.1.

Um cabo multieletrodo, confeccionado durante a tese, possibilitou conectar o resistímetro à placa com os terminais de eletrodos instalados em campo (Figura 5.11). O cabo facilitou a aquisição de dados ao evitar a troca manual do conjunto de quatro eletrodos necessários para o levantamento geofísico. Com todos os eletrodos conectados ao *Geopulse* por meio do cabo multieletrodo, procedeu-se com a aquisição automática das seções ERT, ativada a partir de um computador de campo conectado ao *Geopulse*. A ativação e o controle da coleta de dados ocorreram por meio do programa *Imager*.

Excetuados os levantamentos de teste, descartados em função de defeitos nos equipamentos, interrompidos pela ocorrência de chuvas, realizados em apenas alguns dos PMs e/ou sem dados de θ , ocorreram sete levantamentos ERT nos 12 PMs, concomitantemente à aquisição de dados de θ_{TDR} , nos períodos $t_0 = 0$ dia (17/11/2019); $t_1 = 47$ dias (03/01/2020), $t_2 = 89$ dias (14/02/2020), $t_3 = 107$ dias (03/03/2020), $t_4 = 122$ dias (18/03/2020), $t_5 = 193$ dias

(28/05/2020) e $t_6 = 247$ dias (21/07/2020). O trabalho em campo exigiu, em média, uma hora para a coleta completa de dados em cada PM.

Além das campanhas de monitoramento que ocorreram entre 2019 e 2020, realizou-se o levantamento ERT durante o experimento de umedecimento artificial do solo, como descrito no item 5.2.2.2. O objetivo foi estabelecer uma relação empírica específica para a área de estudo que possibilite a conversão de ρ em θ . Para isso, houve o levantamento ERT com o solo seco (Tempo0) e entre três ciclos de umedecimento artificial (Tempo2, Tempo4 e Tempo6), em quatro PMs.



Figura 5.11 - Cabo multieletrodo confeccionado para automatização da coleta de dados de resistividade elétrica do solo.

Nesse caso, 16 eletrodos de aço inoxidável foram dispostos conforme o arranjo de Wenner a cada 0,2 m ao longo de um transecto de 3 m de extensão. Essa configuração forneceu seções geoelétricas com quatro níveis de investigação nas profundidades teóricas de 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m. Para aquisição dos dados também foram utilizados o resistímetro modelo *Geopulse* e o cabo multieletrodo, conforme demonstrado anteriormente.

5.2.2.4 - Caracterização Estratigráfica, Monitoramento da Água Subterrânea e Estimativa de Parâmetros Hidráulicos

Descrições texturais das amostras de solo coletadas durante a instalação de 11 dos 12 PMs forneceram uma informação preliminar da estratigrafia na área de estudo (Apêndice H). A interpretação visual e analítica das amostras obtidas nos poços permitiu a definição das classes texturais de solo predominantes na FAL (argilo-arenosa, argilo-siltosa, franco,

franco-arenosa, franco-argilosa e franco-siltosa) (Teixeira et al. 2017). Para PM12, instalado anteriormente à realização deste estudo, não há dados litológicos disponíveis.

Após a instalação dos piezômetros para o monitoramento do aquífero poroso, um sensor elétrico manual (Solinst modelo 122M, acurácia de 1 mm, Solinst, 2017) possibilitou a aquisição de dados quinzenais de profundidade do nível da água subterrânea (NA) com relação à superfície. A coleta de dados de NA ocorreu entre setembro/2019 e julho/2020, totalizando 49 campanhas de monitoramento nos 12 PMs.

Parâmetros hidráulicos do aquífero (condutividade hidráulica saturada K_s , $m\ s^{-1}$ e transmissividade, T , $m^2\ s^{-1}$) foram estimados a partir do teste de slug, que consiste em induzir a alteração do nível estático do aquífero por meio da injeção e/ou retirada de um volume do interior do poço e monitorar a recuperação do nível estático (Brassington 2017; Cooper Jr et al. 1967; Fetter 1994). Para alteração do NA nos PMs, um tubo PVC com 1 m de comprimento e diâmetro de 38 mm foi preenchido com cimento, resultando em um slug com volume equivalente a $0,12\ m^3$ e massa aproximada de 3 kg (Tabela 5.4).

Tabela 5.4 - Configuração da aquisição de dados com teste de slug.

Poço	Profundidade de instalação do poço (m)	Comprimento do filtro (m)	NA estático com relação à superfície (m)	Posição do sensor de nível (logger) com relação à superfície (m)	Posição do slug na coluna de água com relação à superfície (m)
PM1	13,50	4,00	6,06	7,98	7,56
PM2	17,00	4,00	11,87	14,28	13,37
PM3	17,00	4,00	4,33	4,48	5,83
PM4	5,00	2,00	0,37	2,37	1,87
PM5	10,00	4,00	2,36	6,08	3,86
PM6	21,00	4,00	8,91	12,29	10,40
PM7	7,00	4,00	0,99	2,99	2,49
PM8	10,00	4,00	4,61	7,09	6,11
PM9	13,85	4,00	6,91	10,29	8,41
PM10	9,00	4,00	2,86	5,96	4,36
PM11	9,00	4,00	5,17	6,99	6,67
PM12	12,00	4,00	8,14	10,49	9,64

O trabalho em campo consistiu em i) monitorar o NA estático com sensor elétrico manual; ii) posicionar o sensor de nível automático (datalogger HOBO modelo U20L-01, resolução de 0,2 cm) no interior do poço, em uma profundidade equivalente a no mínimo 25% da carga hidráulica; iii) posicionar o slug (tubo PVC preenchido com massa de cimento) no interior do poço; iv) medir o NA após a introdução do slug; v) remover instantaneamente o slug e

mediar novamente o NA; e vi) manter o logger no interior do poço até a recuperação do NA estático. Após a remoção do slug, o sensor foi mantido por quatro horas em cada PM, com aquisição de dados de NA a cada segundo.

Adicionalmente, um barologger (HOBO modelo U20L-04, resolução 0,1 cm) foi mantido fora de cada poço para a aquisição de dados de pressão atmosférica (kPa) em sincronia com a aquisição dos dados no datalogger. Os valores de pressão atmosférica possibilitaram a compensação barométrica da pressão absoluta monitorada pelo datalogger no interior do poço, conforme manual do fabricante do sensor. Após a correção, obteve-se a pressão relativa à carga hidráulica no poço. De posse dos dados corrigidos, os valores de recuperação do lençol freático foram analisados pelo método de Cooper Jr et al. (1967), por meio de função implementada em linguagem R.

Com base no modelo de regressão exponencial proposto por Almeida et al. (2021b) (Apêndice H), derivado da relação empírica entre dados de ρ e K_s do aquífero, estimaram-se os valores de K_s para as demais camadas do solo, definidas com base nos perfis estratigráficos. Esses dados, em conjunto com os parâmetros hidráulicos estimados conforme item 5.2.3.1, possibilitaram a caracterização do domínio de interesse definido nas simulações bidimensionais verticais de fluxo de água no solo, descrita no item 5.2.5.

5.2.3 - Levantamento de Dados Secundários

5.2.3.1 - Parâmetros Físicos e Hidráulicos do Solo

O sistema global de informação de solos (*SoilGrid*, Hengl et al. 2017) disponibiliza dados de concentração de argila (%), silte (%) e areia (%), de massa específica do solo (kG/m^3) e de carbono orgânico (g/kg) que foram utilizados neste estudo. Frações volumétricas de θ no ponto de murcha (WP, água no solo ao potencial matricial de - 1500 kPa, m^3/m^3) e sob a condição de água disponível no solo (AWC, m^3/m^3), derivadas das características físicas acima listadas, também foram obtidas a partir do *SoilGrid*. O somatório entre WP e AWC resultou na fração de umidade armazenada à capacidade de campo (FC, água no solo ao potencial matricial de - 33 kPa, $\% \text{vol cm}^3/\text{cm}^3$).

Os dados do *SoilGrid* foram obtidos nas plataformas SoilGrid (<https://soilgrids.org/>) e *OpenLandMap* (<https://openlandmap.org/>) em formato matricial, com resolução espacial de

250 m, para as profundidades de 0,0; 0,15; 0,30; 0,60; 1,0 e 2,0 m, abrangendo toda a área da bacia do ribeirão do Gama.

É importante salientar que esses dados foram estimados a partir de modelos preditivos que combinam os sistemas de classificação de solos internacional (WRB e FAO 2006) e Norte-Americana (NRCS e USDA 2014) com dados de campo e de sensoriamento remoto (principalmente camadas MODIS de clima e de uso e cobertura do solo e modelos digitais de elevação SRTM) (Hengl et al. 2017). A base de dados hidrogeofísicos para solos brasileiros (HYBRAS, *Hydrophysical database for Brazilian soils*) compõe o SoilGrid, aprimorando as estimativas dos parâmetros do solo em ambiente tropical (Ottoni et al. 2018).

Ao todo, 2700 pontos de dados (cambissolo: 624, solo hidromórfico: 368, latossolo vermelho: 1106, latossolo vermelho-amarelo: 602) foram extraídos a partir do centroide do pixel das camadas matriciais do SoilGrid para a área da bacia do ribeirão do Gama. Com base nesses dados, foram estimados os parâmetros de retenção de água no solo conforme o modelo de van Genuchten (umidade residual, umidade de saturação, alfa e n) e a condutividade hidráulica saturada (K_s) para as principais classes de solo da área de estudo (LV, LVA, CX e Hi), por meio de funções de pedotransferência (PDF) Rosetta 3 (Zhang e Schaap 2017) (Figura 5.12).

Optou-se pela aplicação da PDF modelo H5, que apresentou redução de viés nas estimativas de K_s em comparação com as demais funções disponíveis (Zhang e Schaap 2017). Nesse caso, foram necessários valores de textura, densidade aparente, WP e AWC para determinação dos parâmetros hidráulicos do solo por meio de redes neurais e bootstrap. Utilizou-se, para isso, o pacote *soilDB* do programa R (Skovlin e Roecker 2021). Por fim, parâmetros físicos e hidráulicos do solo foram comparados com valores determinados em campo (Apêndice H) e extraídos da literatura, para avaliar a aplicabilidade dos dados na área de estudo.

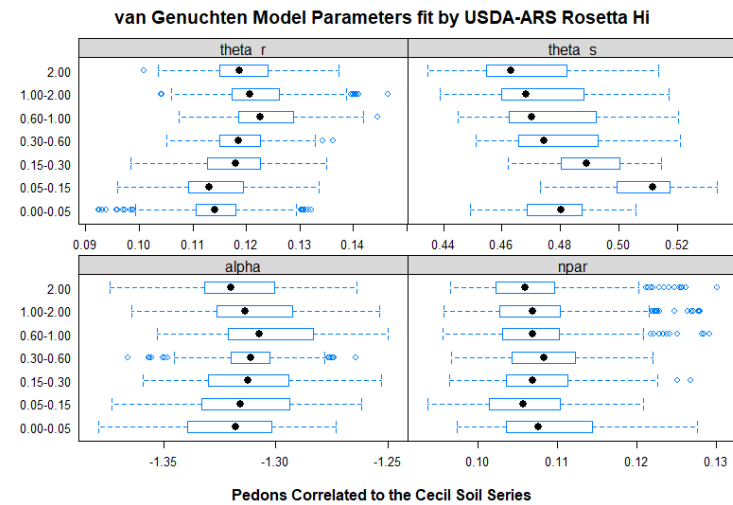
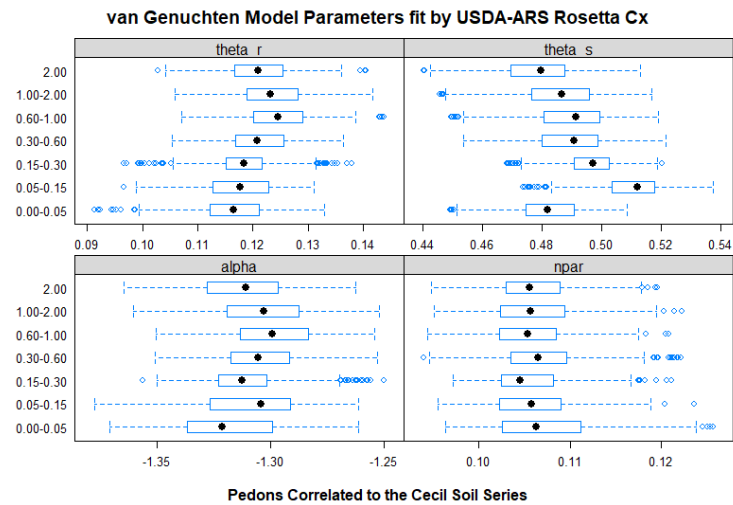
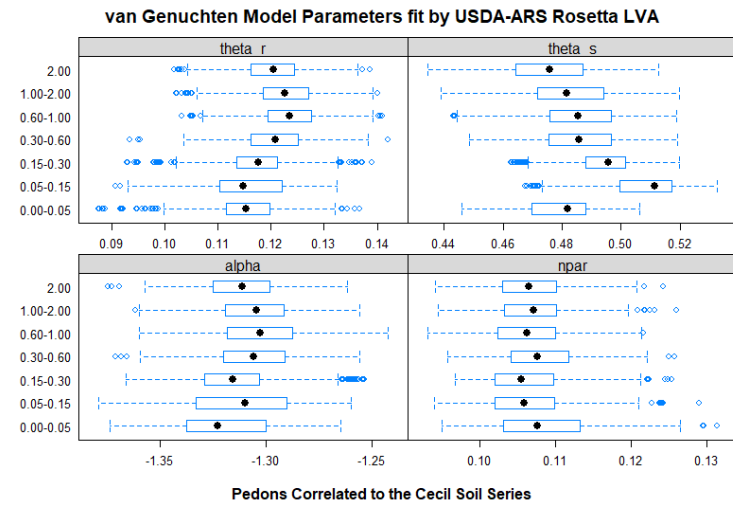
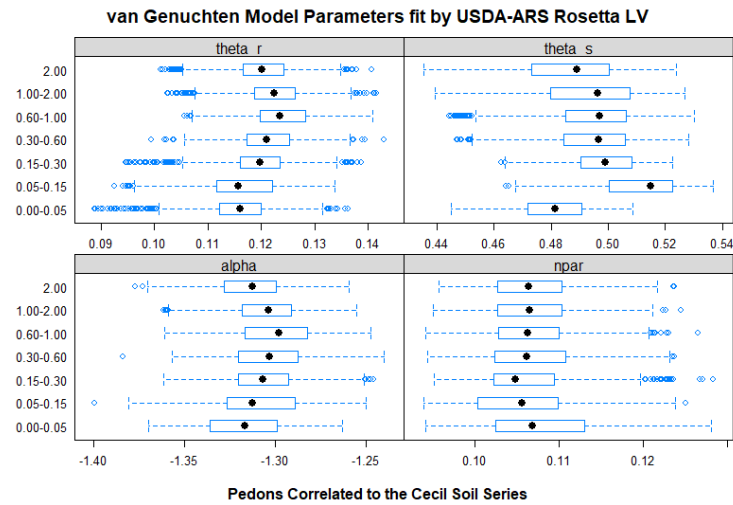


Figura 5.12 – Parâmetros de van Genuchten derivados do SoilGrid para as classes de solo predominantes na bacia em estudo (LV: latossolo vermelho, LVA: latossolo vermelho-amarelo, CX: cambissolo, Hi: solo hidromórfico)

5.2.3.2 - Índice de Área Foliar (LAI), Evapotranspiração Potencial (PET) e Evapotranspiração Real (AET)

Utilizaram-se dados do Índice de Área Foliar (LAI, $m^2.m^{-2}$), provenientes de sensores MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) dos satélites Terra e Aqua, produto Índice de área foliar/Fração de Radiação Fotossinteticamente Ativa MCD15A3H V6 (Myneni et al. 2021). Os dados LAI MODIS resultam de uma função do Índice de Vegetação por Diferença normalizada ($NDVI = NIR-R/NIR+R$, sendo NIR e R a reflectância no comprimento de onda do infravermelho próximo e vermelho, respectivamente), ajustada para cada bioma (Myneni et al. 1999).

Esse conjunto de dados, disponibilizado pela NASA, foi acessado na plataforma Google Earth Engine (GOOGLE INC 2021) (código GEE: `ee.ImageCollection("MODIS/061/MCD15A3H")`), em arquivo matricial com resolução espacial de 500 m, como uma imagem composta de quatro dias (USGS 2020). Isso significa que, desconsiderados os pixels com presença de nuvens e/ou incertezas na reflectância capturada pelos sensores MODIS, um algoritmo forneceu a imagem resultante da média dos valores de LAI obtidos durante quatro dias (Myneni et al. 1999). Selecionou-se, para este estudo, a série temporal entre 2013 e 2020.

GEE possibilitou extrair as estimativas de LAI com a melhor qualidade (LAI QC = 0) para as classes de uso e cobertura do solo (LUSE) cerrado *sensu stricto*, campo (campo limpo + campo sujo), eucalipto e agricultura. Ao todo, obtiveram-se 150 pontos de LAI para a bacia do ribeirão do Gama por meio da sobreposição dos polígonos de LUSE e os centroides dos pixels (Figura 5.13). Os centroides posicionados a uma distância menor ou igual a 100 m das bordas dos polígonos foram desconsiderados para reduzir o risco de inclusão de dados representativos de outra LUSE. Em função desse critério, dados da mata de galeria não foram obtidos para a bacia em estudo.

A partir das amostras obtidas, procedeu-se com o cálculo da série temporal média de LAI por LUSE e a filtragem dos dados brutos, para posterior calibração e verificação do modelo hidrológico SWAT (item 5.2.7). Os dados LAI MODIS variam sazonalmente, com valores elevados na estação chuvosa (Cerrado: $1,50 \pm 0,53$; Campo: $1,37 \pm 0,49$; Eucalipto: $1,68 \pm 0,86$; Agricultura: $1,44 \pm 0,65$) e valores reduzidos na estação seca (Cerrado: $1,18 \pm 0,25$; Campo:

1,12±0,20; Eucalipto: 1,65±0,37; Agricultura: 1,28±0,27), devido ao efeito da estiagem que, inclusive, condiciona o cerrado nativo ao predomínio de espécies semidecíduas (Eiten 1972).

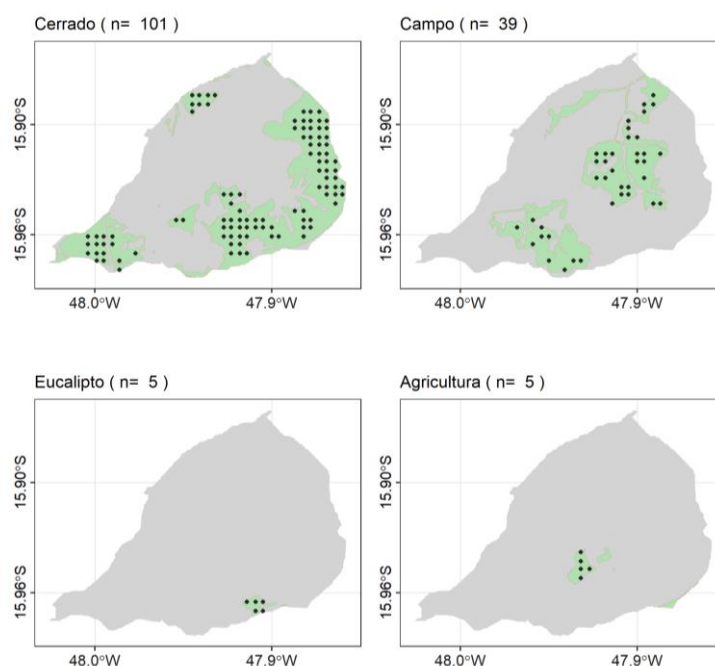


Figura 5.13 - Pontos de coleta de dados de LAI

Contudo, ocorreram com elevada frequência valores de LAI MODIS próximos a zero durante a estação chuvosa. Possivelmente, são valores anômalos resultantes de limitações nos sensores remoto quanto à cobertura de nuvens e/ou à dispersão atmosférica (Myneni et al. 2021). Para suavização do efeito dessas anomalias, realizou-se a decomposição da série temporal de LAI entre os componentes tendência, sazonalidade e ruído, por meio do pacote R Bfast (*Breaks for Additive Seasonal resand Trend*, Verbesselt et al. 2010).

Após a remoção das componentes de tendência e de ruído, obtiveram-se séries temporais representativas do comportamento sazonal de LAI entre 2013 e 2020 (Figura 5.14). Exceto para LAI MODIS eucalipto, as séries temporais não apresentaram tendência. Desconsiderando os valores LAI MODIS entre 2013 e 2014 para a área de eucalipto, que coincidem com a fase inicial de crescimento do plantio, realizado em março de 2013 (Mota 2017), repetiu-se a decomposição dos dados e obteve-se uma nova série temporal de sazonalidade entre 2015 e 2020.

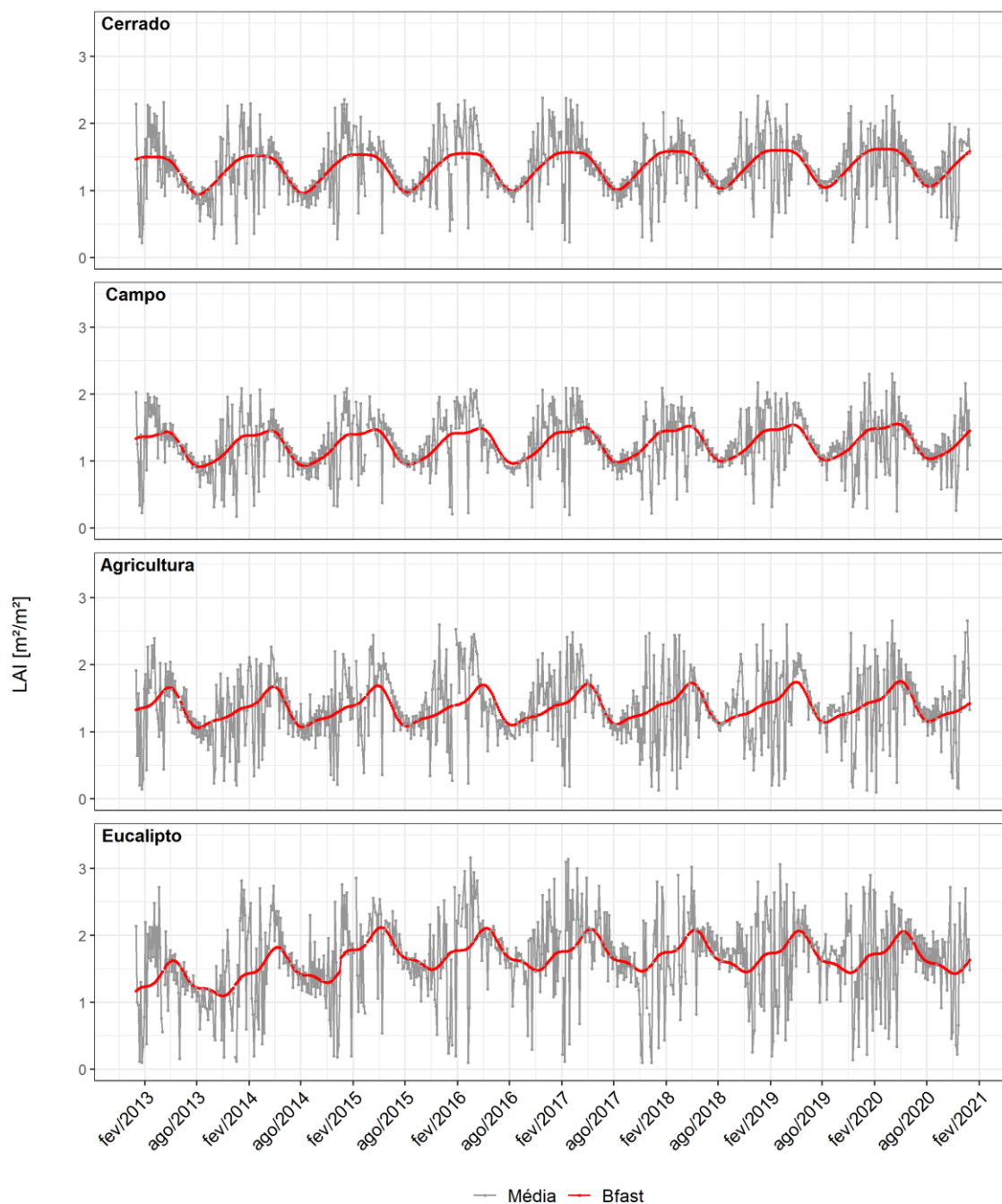


Figura 5.14 – Série temporal LAI MODIS para áreas de Cerrado, Campo (limpo + sujo), Agricultura e Eucalipto na bacia do ribeirão do Gama.

Adicionalmente, MODIS forneceu valores de evapotranspiração potencial (PET, $\text{mm} \cdot 8\text{dias}^{-1}$) e evapotranspiração real (AET, $\text{mm} \cdot 8\text{dias}^{-1}$), acumulados por pixel ao longo de oito dias e com resolução espacial de 500 m, para o período 2013-2020. Dados PET e ET MODIS são estimados conforme Penman-Monteith (Monteith 1965) por meio de um algoritmo proposto por Mu et al. (2007). Os valores de PET e AET disponibilizados a partir do produto Terra Net Evapotranspiration MOD16A2.006 (Running et al. 2017, 2019) foram adquiridos em formato matricial, por meio do GEE (`ee.ImageCollection("MODIS/006/MOD16A2")`).

Os centroides definidos para extração LAI MODIS (150 pontos) possibilitaram a aquisição de PET e AET, também por meio do GEE. Foram selecionados apenas os valores considerados adequados (PET/ET QC = 0) com base na verificação MODIS utilizando dados meteorológicos terrestres e observações de torres de fluxo turbulento (Running et al., 2019). Posteriormente, o conjunto de dados foi agrupado pela média por Unidade de Resposta Hidrológica (HRU) devido à necessidade de calibração e verificação da evapotranspiração no modelo hidrológico SWAT.

Ao todo, foram obtidos dados PET e AET MODIS médios para 33 HRUs de cerrado, 22 HRUs de campo, 2 HRUs de eucalipto e 2 HRUs com agricultura. Aos dados médios por HRU aplicou-se a filtragem com a remoção dos valores destoantes 1,5 vezes o intervalo interquartil (IQR, diferença entre o terceiro e o primeiro quartis).

Por fim, PET calculado a partir de Penman-Monteith (Monteith 1965), com dados da estação agroclimatológica da FAL, e AET estimada a partir do calor latente (LE), medido nas torres EC1 e EC2, possibilitaram a verificação dos dados para HRUs com agricultura, eucalipto e cerrado. Como não havia dados (meteorológicos e/ou de torres de fluxo) representativos das HRUs LUSE campestre, estimativas da área de agricultura foram adotados como referência para comparação de PET e ET MODIS, devido a semelhança na estrutura da vegetação.

5.2.4 - Avaliação da Umidade do Solo e Evapotranspiração sob Cobertura Nativa (Cerrado *sensu stricto*) e Alterada (*Eucalyptus urophylla x grandis*)

A avaliação do comportamento temporal da θ sob eucalipto (PM1) e cerrado (PM2) iniciou-se com a análise dos dados de campo derivados das torres EC no período de 2013 a 2019. Tal análise incluiu i) o pós-processamento das medições de fluxos turbulentos (LE e H) e a estimativa de AET; ii) a avaliação das variáveis de controle de AET e θ ; e iii) a inferência do comportamento hidrológico das parcelas PM1 e PM2 a partir dos dados de campo (Tabela 5.5).

Tabela 5.5 – Caracterização das parcelas analisadas.

Descrição	PM1	PM2
Classificação climática conforme Koppen	AW tropical com inverno seco	
Média anual de precipitação acumulada (P, mm.ano ⁻¹) e temperatura média do ar (T, °C) ¹	P = 1500 ±315 T = 22,5±1,3	
Média anual de interceptação acumulada (In, mm.ano ⁻¹) ^{3,6}	159 (12%P)	109 (7,5%P)
Classe de uso e cobertura do solo ³	Eucalyptus <i>urophylla</i> x <i>grandis</i>	Cerrado <i>sensu stricto</i>
Densidade absoluta de árvores (ind.ha ⁻¹) ³	1123	1539
Razão biomassa radicular/biomassa aérea ³	0,33	1,36
Estoque total de carbono até 2m de profundidade (Mg.ha ⁻¹) ³	203,23 (92,48% solo, 1,03% raízes, 3,88% aérea, 2,60% serapilheira)	257,72 (88,05% solo, 5,26% raízes, 4,95% aérea, 1,73% serapilheira)
LAI (m ² .m ⁻²) ⁴	Estação chuvosa: 1,68±0,86; Estação seca: 1,65±0,37	Estação chuvosa: 1,50±0,53; Estação seca: 1,18±0,25
Altura média (m) da vegetação ^{2,3}	16,00 (36 meses de idade)	5,00
Média diária de resistência superficial (r _s , s.m ⁻¹) ²	Estação chuvosa: 19,20; Estação seca: 166,50	Estação chuvosa: 50,00; Estação seca: 500,00
Média diária de resistência aerodinâmica (r _a , s.m ⁻¹) ²	Estação chuvosa: 11,90; Estação seca: 8,90	Estação chuvosa: 23,90; Estação seca: 7,00
Textura do solo ^{3,5}	Latossolo vermelho-amarelo muito argiloso (50%)	Latossolo vermelho muito argiloso (54%)
Massa específica do solo até 50 cm (g.cm ⁻³) ³	0,98	0,90

¹Torres EC (Almeida et al. 2021c); ²Cabral et al. (2010, 2015b); ³Mota (2017); ⁴USGS (2020); ⁵Rodolfo Junior et al. 2015), ⁶Távora et al. (2015)

5.2.4.1 - Pós-processamento dos Fluxos Turbulentos e Estimativa da Evapotranspiração Real

O registro de fluxos turbulentos (H e LE) pode apresentar anomalias, geralmente associadas a problemas durante as medições (defeito nos instrumentos ou influência da água da chuva) ou mudanças rápidas nas condições de turbulência (Papale et al. 2006; Vitale 2021). Neste estudo, a identificação e a remoção dos valores anômalos, remanescentes após o pré-processamento automático realizado no logger, ocorreram conforme procedimentos da

FLUXNET2015, que definiu métodos de referência para o controle de qualidade dos dados de fluxos turbulentos (Pastorello et al. 2020).

Após a análise visual das séries temporais, procedeu-se com a identificação e a remoção de valores anômalos aleatórios, conforme Papale et al. (2006), e decorrentes de condições de baixa turbulência noturna, de acordo com Aubinet et al. (1999). Inicialmente, os dados foram filtrados conforme o algoritmo proposto por Papale et al. (2006), implementado em linguagem R. A primeira etapa de análise consistiu no cálculo da diferença entre cada valor de meia-hora (d_i) e os valores imediatamente anteriores e posteriores.

Em seguida, foram obtidos os valores medianos das diferenças (M_d) e os desvios absolutos medianos ($MAD = \text{mediana } |d_i - M_d|$), ambos para grupos de dados selecionados em janelas móveis com intervalo de 15 dias. Os valores de meia-hora foram considerados anômalos e removidos da série temporal quando:

$$d_i < M_d - \left(\frac{z \cdot MAD}{0,6745} \right) \tag{5.4}$$

$$d_i > M_d + \left(\frac{z \cdot MAD}{0,6745} \right) \tag{5.5}$$

Após a remoção dos ruídos, os dados foram categorizados em diurno e noturno, considerando os horários de nascer e pôr do sol combinados com o limite médio de radiação global igual ou inferior a 20 W/m² durante a noite. Os dados noturnos de LE sob condição de baixa turbulência, indicados por valores reduzidos de velocidade de fricção (u^* , m/s) foram removidos (Aubinet et al. 1999; Reichstein et al. 2005). Esperam-se valores reduzidos de LE à medida que u^* diminui. Contudo, em alguns casos as medições noturnas apresentam valores que contrariam essa premissa, sendo necessária a filtragem dos dados noturnos sob baixa turbulência.

A identificação dos valores mínimos de u^* exigiu organizar os dados de LE e u^* em seis classes de igual tamanho, definidas com base na temperatura do ar. Para cada classe de temperatura, o conjunto de dados foi reagrupado em 20 classes de u^* . O valor limite por classe de temperatura foi definido como a classe u^* na qual o fluxo noturno LE atingiu mais

de 95% da média de fluxo observada nas classes u^* com valores superiores. O limiar final de u^* resultou da mediana dos limiares das seis classes de temperatura.

Esse procedimento foi aplicado em subconjuntos de dados representativos das estações predominantes no Cerrado (chuva: novembro - abril; seca: maio - outubro) em função da variação sazonal da estrutura da vegetação. Valores limite de u^* para remoção de valores anômalos de LE noturno variaram entre 0,04 e 0,2 m/s para PM1 e PM2. Anomalias pontuais dos valores de R_n e G foram removidas por meio de análise visual.

Após a etapa de filtragem, a qualidade dos dados LE foi avaliada em escala temporal de meia-hora a partir do balanço de energia, utilizando um modelo de regressão linear da soma dos fluxos turbulentos LE e H em função da energia disponível ($A_v = R_n - G$). Nesse caso, o fechamento do balanço de energia ($R_n - G = LE + H$) indica que o particionamento de energia é compatível com a radiação líquida disponível no sistema.

Considerando uma relação satisfatória entre os dados filtrados ($R^2 > 0,5$), procedeu-se com a estimativa dos fluxos médios diários a partir dos dados de meia-hora. Falhas remanescentes no conjunto de dados não foram preenchidas. Por fim, foi calculada a evapotranspiração real (AET, mm.dia⁻¹) como equivalente a LE/λ , sendo λ o calor latente de vaporização (MJ.kg⁻¹) estimado com base na temperatura média do ar (T) em °C ($\lambda = 2,501 - 0,002361 \times T$; Maidment, 1993).

5.2.4.2 - Inferências do Comportamento Hidrológico do Cerrado e do Eucalipto a partir dos Dados de Campo

Estatística descritiva possibilitou descrever os comportamentos diário, mensal e sazonal dos fluxos R_n , H, LE e G, das variáveis hidrometeorológicas, T_s , θ e AET. Dados de velocidade de fricção (u^* , m/s) e velocidade do vento (m/s) possibilitaram estimar resistência aerodinâmica (r_a) (Gash et al. 1999). Por meio da equação invertida de Penman-Monteith (Monteith 1965) obtiveram-se os valores de resistência superficial (r_s). O fluxo de vapor de água entre a superfície e a atmosfera sofre interferências da cobertura do solo a partir de r_s e r_a . Enquanto r_s descreve o efeito da abertura dos estômatos, do LAI e da superfície do solo, r_a representa o efeito da fricção do ar com a superfície da vegetação.

A partir das séries históricas de θ foi possível identificar atratores temporais que caracterizam a memória da θ em cada profundidade (0,5; 0,15; 0,30 e 0,60 m) para PM1 e PM2. Ao replicar a metodologia adotada por Chandler et al. (2017), identificaram-se os valores máximos e mínimos com maior frequência temporal, indicativos das condições de armazenamento à FC e WP, respectivamente. O máximo valor observado na série para cada profundidade foi definido como indicativo da θ_s . Adicionalmente, gráficos de dispersão da θ a 15, 30 e 60 cm em função dos dados a 5 cm de profundidade permitiram representar os ciclos de umedecimento e secagem no perfil de solo.

Com base na abordagem de Budyko, derivaram-se relações empíricas entre os dados diários de θ e ET, representada pela fração evaporativa (EF), conforme Dong et al. (2022) e Fu et al. (2022), e o índice de aridez instantânea (ϕ), a exemplo de Nayak et al. (2021), para ambos os PMs. O objetivo foi caracterizar os estados de armazenamento de θ e seu papel no controle de ET no Cerrado, bem como obter modelos que possibilitem aprimorar a calibração da θ em modelos hidrológicos com base em dados de EF e ϕ .

A relação θ -EF foi representada por um modelo linear com platô, ajustado para profundidade pelo método dos mínimos quadrados, com o pacote *segmented* (Muggeo 2022). Essa análise permitiu identificar os parâmetros θ_{crit} , S e EF_{max}.

$$EF = \frac{LE}{LE + H}$$

5.6

O valor de θ_{crit} representa o ponto de ruptura até o qual EF aumenta linearmente em função da θ . A sensibilidade de EF a θ em condição de água limitada é indicada por S, que representa a magnitude do aumento de EF para cada 1% adicional de conteúdo de água no solo (ou 0,01 m³.m⁻³) abaixo de θ_{crit} . O platô da relação equivale à constante EF_{max}, isto é, ao máximo valor de EF alcançado quando $\theta > \theta_{crit}$.

A persistência dos regimes ET de Budyko em relação a θ_{crit} foi estimada pelas métricas γ (Equação 5.7) e π (Equação 5.8) (Dong et al. 2022). A primeira métrica indica a probabilidade de $\theta \leq \theta_{crit}$ e permite quantificar a ocorrência do regime θ -limitado. A segunda métrica permite comparar regimes diários de ET entre profundidades e PMs. Com variação entre 0 e 1, $\pi = 1$ indica regimes idênticos entre as profundidades de um mesmo PM.

$$\gamma = \frac{n_w}{n} \tag{5.7}$$

$$\pi = \frac{n_c}{n} \tag{5.8}$$

Sendo,

n_w : número de dias em que $\theta \leq \theta_{crit}$ (umidade limitada);

n_c : número de dias que θ_s e θ_v identificam o mesmo regime de evapotranspiração (umidade limitada ou energia limitada); e

n : número total de dias com observações válidas.

Essa abordagem foi igualmente aplicada na avaliação da θ , considerando a probabilidade de ocorrência dos regimes seco ($\theta < WP$), de transição ($WP < \theta < \theta_{crit}$) e úmido ($\theta > \theta_{crit}$), e a comparação da predominância desses regimes no perfil do solo.

Considerando a limitada disponibilidade de dados de LE e H para aplicação da modelagem empírica descrita na Equação 3.1 aos demais PMs analisados neste estudo, investigou-se a significação da relação φ - θ , conforme Nayak et al. (2021). O objetivo é estabelecer uma alternativa de calibração para θ em modelos hidrológicos, por meio do arcabouço de Budyko. Desse modo, a partir da estimativa simplificada de φ com base na chuva antecedente e em PET, ajustou-se um modelo por mínimos quadrados entre o índice de aridez e θ , conforme Anexo A.

Por fim, para avaliação do balanço hídrico anual em escala de perfil, estimou-se θ diária a partir da modelagem numérica do fluxo de água na zona vadosa (θ_{FEFLOW}), conforme descrito no item a seguir.

5.2.5 - Modelagem Numérica do Fluxo de Água em Meio Poroso

A análise do balanço hídrico nos perfis de solo sob cerrado e eucalipto ocorreu a partir de modelos numéricos calibrados e verificados para a estimativa de θ , por meio do programa computacional FEFLOW, que possibilitou simular a redistribuição vertical de água em meio poroso variavelmente saturado. Todas as etapas da modelagem hidrogeológica (conceitual e

numérica, calibração e verificação) foram implementadas no programa FEFLOW (Figura 5.15).

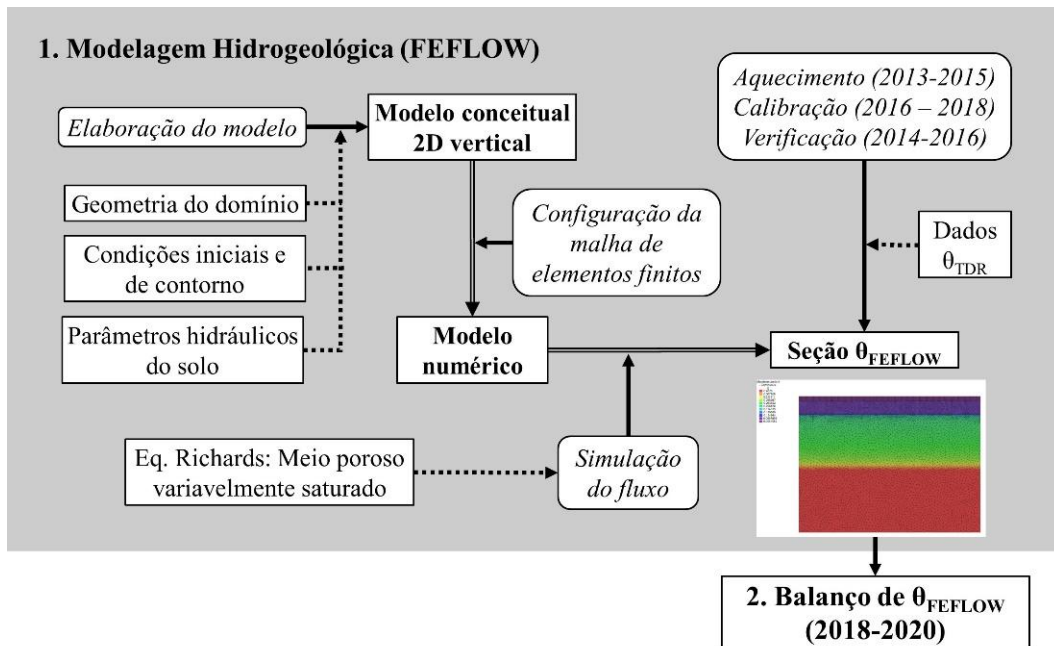


Figura 5.15 – Etapas para simulação da θ na zona vadosa com FEFLOW.

5.2.5.1 - Configuração dos Modelos Conceitual e Numérico

Com relação à geometria, definiu-se um modelo conceitual bidimensional (2D) vertical com as dimensões apresentadas na Figura 5.16. A projeção foi selecionada com base na suposição do fluxo quasi-unidimensional em meio poroso variavelmente saturado, resultante da recarga na superfície do terreno plano. A área do domínio abrangeu pontos de monitoramento de θ e um piezômetro, indicativo da carga hidráulica média no aquífero poroso, tanto para PM1 quanto para PM2.

A profundidade máxima do domínio e sua subdivisão em camadas levou em consideração os registros litológicos provenientes da perfuração dos poços em PM1 e PM2 (Apêndice H, Tabela 5.6). Assumindo-se a homogeneidade e a isotropia nas camadas do modelo, os parâmetros hidráulicos de van Genuchten-Mualem foram definidos para cada camada utilizando a distribuição de tamanho dos grãos e funções de pedotransferência Rosetta 3. Esses valores foram comparados com dados de campo determinados para solos semelhantes na FAL (Maia et al. 2018; Rodolfo Junior et al. 2015) e utilizados como valores iniciais no processo de calibração do modelo (Tabela 5.6).

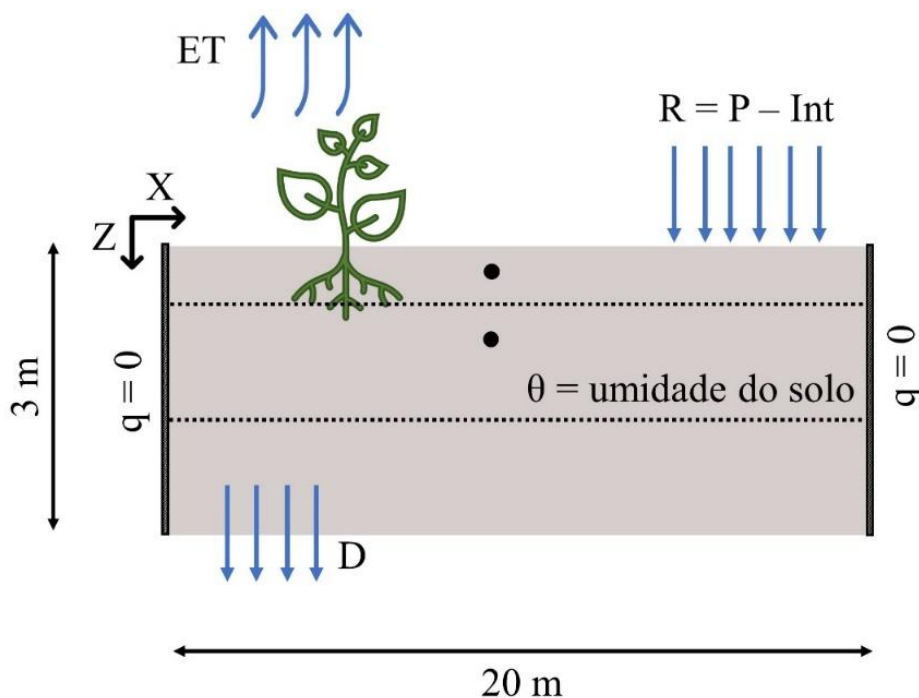


Figura 5.16 – Modelo conceitual dos perfis de solo PM1 e PM2.

Atribui-se carga hidráulica igual à 11 e 15 m de profundidade como condição inicial para a simulação em PM1 e PM2, respectivamente, sendo todo o domínio como não saturado. Tais valores foram definidos com base no valor médio da série histórica de NA dos piezômetros localizados em PM1 e PM2. No contorno do modelo foram atribuídas condições de fluxo conhecido (tipo Neumann), sendo elas i. fluxo lateral nulo, considerando a suposição de redistribuição de água predominantemente 1D vertical em decorrência da gravidade; ii. fluxo superficial de entrada equivalente à recarga (R); e iii. fluxo de saída na base do domínio dependente do gradiente de pressão.

A atmosfera foi estabelecida como a condição de contorno superficial, que regula os fluxos de entrada (precipitação) e saída (evapotranspiração) de água no solo. Valores de precipitação interna resultaram da diferença entre a precipitação diária e a proporção média de interceptação para áreas de cerrado e eucalipto (Tabela 5.5). Além da parcela de interceptação, subtraiu-se AET da recarga diária nos dias com precipitação ($P > 0$ mm). Para os dias sem chuva, AET foi incorporada como uma parcela de extração (*sink/source*) em todo o domínio do modelo.

Essa abordagem evitou a ocorrência de uma pressão crítica na superfície do modelo, que compromete a convergência numérica dos resultados. Precipitação e AET foram obtidas a partir das torres de EC, entre 2014 e 2019, conforme item 5.2.4.1.

Para a simulação no período de 2019-2020 e para o preenchimento de falhas entre 2014-2019, foram incorporados valores de PET derivados de Penman-Monteith (Monteith 1965), com os parâmetros r_s e r_a estimados para PM1 e PM2, conforme item anterior. O escoamento superficial foi negligenciado no domínio analisado devido à insignificância desse processo nas observações em campo e na literatura, para condições semelhantes (Alencar et al. 2006; Falcão et al. 2020; Távora 2017).

Tabela 5.6 – Limites dos parâmetros de van Genuchten para calibração.

Prof. (m)	θ_r ($m^3.m^{-3}$)	θ_s ($m^3.m^{-3}$)	K_s ($m.s^{-1}$)	α (cm^{-1})	n	ϕ
0,0 - 0,1	0,08 - 0,13	0,22 - 0,40	3,97E-06 - 3,97E-05	1,40 - 4,0	1,57	0,69 - 0,71
0,1 - 0,2	0,10 - 0,13	0,25 - 0,46				0,69 - 0,71
0,2 - 0,4	0,10 - 0,14	0,28 - 0,48				0,69 - 0,71
0,4 - 1,0	0,10 - 0,13	0,25 - 0,46	1,53E-06 - 3,97E-06	1,40 - 4,0	1,57	0,66 - 0,68
1,0 - 2,0	0,10 - 0,13	0,25 - 0,46	7,31E-07 - 1,97E-06			0,53 - 0,67
> 2,0	0,10 - 0,13	0,25 - 0,46				

θ_r : umidade residual / θ_s : umidade de saturação / α e n : parâmetros do solo (Fonte: SoilGrid + Função Rosetta 3)

K_s : condutividade hidráulica saturada em latossolo (Fonte: Ensaio de infiltração Open and Hole, ADASA/DF)

ϕ : porosidade total (Fonte: Rodolfo-Junior et al., 2015)

Definidas as condições iniciais e de contorno do modelo conceitual, os perfis de solo foram discretizados em três camadas com elementos triangulares de três nós. A malha resultante compreendeu 3630 nós e 7012 elementos, com área variando entre 0,002 e 0,01 m². Após a configuração da malha de elementos finitos, inseriram-se no modelo numérico as condições iniciais e de contorno e procedeu-se com a definição do regime de simulação. Para a discretização temporal adotou-se um esquema automático de passo de tempo adaptativo ao invés de constante, que favorece a convergência de cálculo em relação à alta não linearidade da simulação de θ em zona de saturação variável (Mathias et al. 2015).

5.2.5.2 - Etapas de Simulação e Avaliação do Modelo

As simulações ocorreram em cinco etapas sequenciais, sendo elas: i) o aquecimento das condições iniciais (2013-2014); ii) a simulação sem calibração (2014-2020); iii) a calibração (2016-2018); iv) a verificação (2014-2016); e as simulações de θ para v) a comparação do balanço hídrico do solo entre PM1 e PM2 (2018-2019); e iv) a avaliação das estimativas de

θ_{ERT} (2019-2020). Durante o aquecimento das condições iniciais, recarga e AET obtidas entre 2013 e 2014 foram replicadas por três períodos consecutivos para PM1 e PM2.

O processo de calibração consistiu no ajuste entre os dados de θ estimados pelo FEFLOW (θ_{FEFLOW}) e aqueles obtidos em campo (θ_{TDR}) junto às torres de monitoramento. O modelo numérico foi calibrado via modelagem inversa, por meio do FePEST, interface gráfica do código PEST (Estimativa de Parâmetros Independentes do Modelo e Análise de Incerteza, Doherty 2010) para o FEFLOW. O PEST estima parâmetros minimizando as discrepâncias entre os valores simulados e observados em campo. A avaliação de desempenho dos modelos calibrados considerou as funções objetivo R^2 , RMSE, Nash-Sutcliff (NSE) e LogNash (LogNSE), de acordo com o Anexo B.

5.2.6 - Análise da Umidade a partir dos Dados de Resistividade Elétrica do Solo

A análise dos dados de campo obtidos por meio do levantamento geofísico consistiu em i) inversão, modelagem e estatística descritiva dos dados ERT; ii) conversão dos dados de ρ em θ a partir de modelos empíricos; e iii) comparação dos valores de θ_{ERT} com θ_{TDR} e θ_{ERT} com θ_{FEFLOW} (apenas em PM1 e PM2) (Figura 5.17).

5.2.6.1 - Interpretação dos Dados de Resistividade Elétrica do Solo

Seções bidimensionais verticais representativas dos valores de resistividade elétrica (ρ , Ω m) até 3 m de profundidade foram obtidas para cada PM por meio da (i) inversão dos dados de campo; (ii) elaboração dos modelos geoeletricos; e (iii) verificação da capacidade dos modelos ERT em representar a θ (Figura 5.17). Dados ERT foram analisados por meio do programa RES2DInv (versão 4.00; *Geotomo Software*; Loke 2000), que possibilitou a filtragem e inversão geofísica pela técnica de otimização não linear de mínimos quadrados (versão 4.00; *Geotomo Software*) (Loke 2000; Loke e Barker 1996).

O conjunto ótimo de parâmetros (resistividade e espessura das camadas geoeletricas), selecionado com base na minimização da raiz do erro quadrado médio (RMSE, Anexo B) entre os dados observados e calculados, permitiu a modelagem direta das seções geoeletricas bidimensionais verticais no software RES2DInv. A resolução espacial do modelo foi equivalente à metade do espaçamento entre os eletrodos utilizados na aquisição dos dados (resolução igual a 0,30 m).

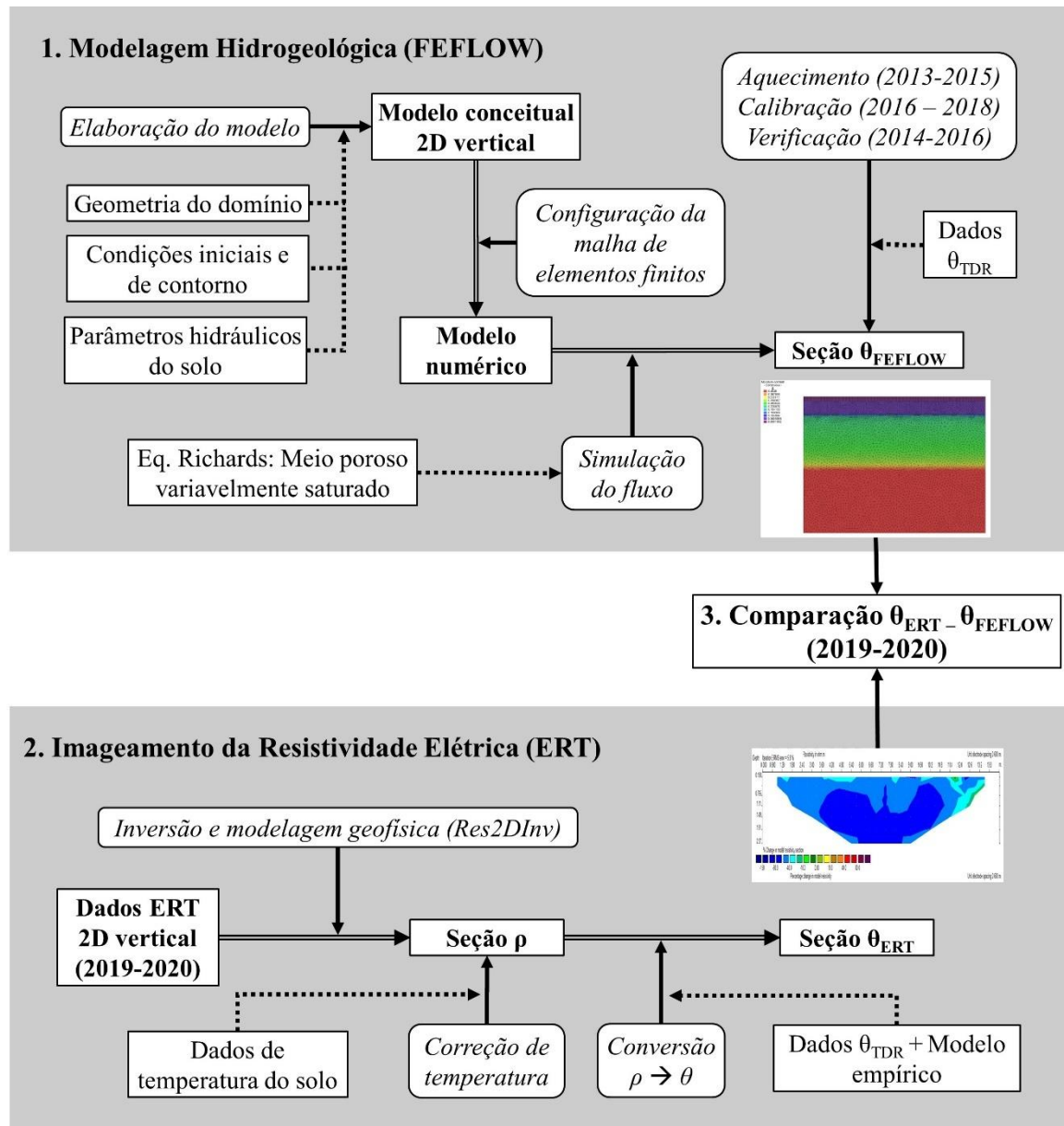


Figura 5.17 – Fluxograma de etapas para simulação e comparação da umidade no perfil de solo.

Com base no conjunto de dados de temperatura do solo, os valores de ρ invertidos foram corrigidos segundo Keller e Frischknecht (1966) (Equação 3.8) (Apêndice F). Adotou-se o valor de 25 °C como a temperatura de referência, que equivale à temperatura média do solo nas profundidades monitoradas. O coeficiente empírico α foi definido como 0,025 °C⁻¹ (ou seja, uma mudança de temperatura de 1 °C equivale a uma mudança de resistividade de 2,5%) (Brunet et al. 2010; Fan et al. 2015).

5.2.6.2 - Conversão dos Valores de ρ para θ_{ERT}

Após a correção para a temperatura de referência, foi estabelecida uma relação empírica entre os valores de ρ e θ nas profundidades equivalentes (30, 60, 90, 120, 150 e 180 cm) por

meio de um modelo de regressão exponencial (Nash 2019). Considerando a existência de réplicas para a maioria das classes de uso e cobertura do solo (cerrado, campo sujo e mata de galeria), alguns PMs foram selecionados apenas para o ajuste dos modelos empíricos (PM3, PM6, PM10, PM11 e PM12).

Extraíram-se os valores de ρ contidos na porção central (entre 1,0 e 1,8 m) das seções geométricas bem como os dados de θ_{TDR} obtidos concomitantemente, em cada período ($t_0 = 0$ dia, 17/11/2019; $t_1 = 47$ dias, 03/01/2020; $t_2 = 89$ dias, 14/02/2020; $t_3 = 107$ dias, 03/03/2020; $t_4 = 122$ dias, 18/03/2020; $t_5 = 193$ dias, 28/05/2020; e $t_6 = 247$ dias, 21/07/2020). A esse conjunto de dados foram incluídas as medições obtidas em PM1 e PM2, durante o experimento de umedecimento artificial apresentado no item 5.2.2.3.

Selecionado o modelo com ajuste significativo, considerando R^2 superior a 0,5 e p inferior a 0,05, procedeu-se com a conversão das seções ρ em seções de θ_{ERT} para os PMs não inclusos na proposição do modelo (PM1, PM2, PM4, PM5, PM7, PM8 e PM9). Para avaliar a capacidade de ERT em representar o comportamento da θ , compararam-se θ_{ERT} com θ_{TDR} , também obtidos na porção central de cada seção, condizente com a localização do tubo de acesso da sonda TDR.

Seções θ_{ERT} representativas de θ_{TDR} (R^2 superior a 0,5 e p inferior a 0,05) foram analisadas para caracterização da θ na zona radicular sob condições de uso e cobertura do solo predominantes na área de estudo. Por fim, compararam-se seções obtidas com a simulação de fluxo de água por meio do FEFLOW (θ_{FEFLOW}) com θ_{ERT} em PM1 e PM2, com o intuito de avaliar a representação espacial dos valores de θ derivados de ERT.

5.2.7 - Avaliação dos Padrões de Umidade do Solo em Escala de Bacia

A avaliação de ET e θ na bacia do ribeirão do Gama ocorreu por meio do modelo hidrológico SWAT (versão 2012), conforme etapas apresentadas na Figura 5.18.

5.2.7.1 - Base de Dados do Modelo SWAT

Em complemento ao modelo estruturado por Ferreira et al. (2020) para a bacia do ribeirão do Gama, incorporaram-se dados MODIS LAI compostos 8-dias, dados MODIS PET e AET acumulados 8-dias e valores de AET e θ vinculados às torres EC1 e EC2 (Tabela 5.7, Figura 5.18). Dentre as 476 HRUs discretizadas na bacia, pela combinação de semelhanças topográficas, pedológicas e de uso e cobertura do solo, quatro foram selecionadas com o objetivo de parametrizar a vegetação e a evapotranspiração na bacia, a partir da calibração em escala de HRU (Tabela 5.8).

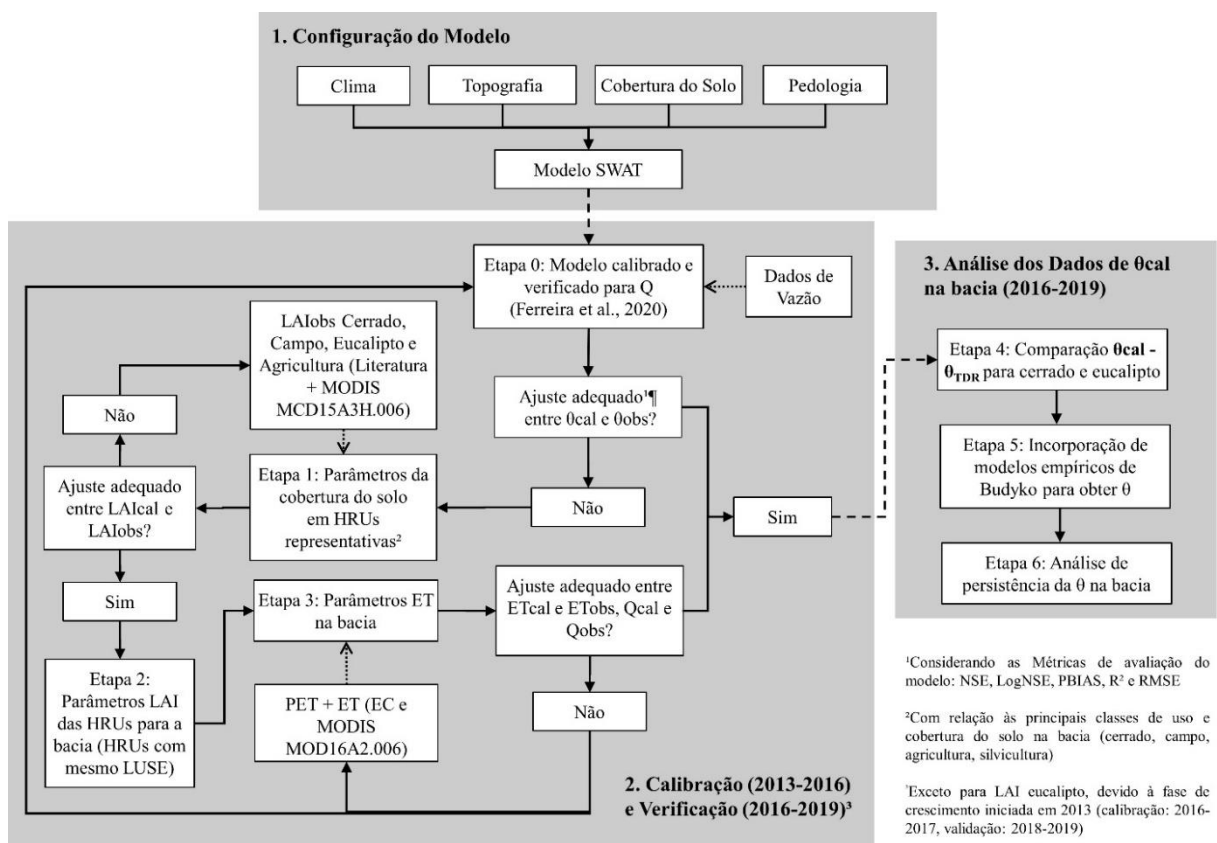


Figura 5.18 – Etapas de simulação com SWAT.

A seleção das HRUs teve como critério a representatividade espacial das principais classes de cobertura nativa (HRU 343: Cerrado; HRU 244: Campo) e de uso antrópico agrícola/silvicultura (HRU 272: Agricultura; HRU 149: Eucalipto) na bacia, bem como a

disponibilidade de dados para calibração e verificação do modelo. Com relação ao LAI, adotaram-se séries temporais com valores médios de LAI MODIS entre diferentes HRUs da bacia com classe de uso e cobertura do solo equivalentes às quatro HRUs selecionadas.

Para AET, utilizaram-se os dados derivados das torres EC1 e EC2, localizadas nas HRUs 149 e 343, respectivamente. No caso das HRUs 244 e 272, foram incorporados dados AET e PET derivados do MODIS, bem como valores de PET Penman-Monteith calculados a partir de dados climáticos da Estação Agroclimatológica da FAL.

Tabela 5.7 – Base de dados adotada para construção do modelo SWAT.

Dados	Descrição	Informações	Fonte
Topografia	Modelo digital de elevação (MDE)	Raster, 5 m	Curvas de nível SICAD (SEDHAB 2017), Geoportal
Cobertura do solo	Classificação de uso e cobertura do solo	Vetor	SEGETH (2019)
Solo	Classes de solo	Vetor	EMBRAPA (1978)
Clima	Radiação solar, precipitação, umidade relativa do ar, velocidade do vento, temperatura	Diário	HIDROWEB / FAL – UnB (ver Tabela 5.2)
Índice de Área Foliar (LAI)	Calibração e verificação do modelo	Raster, 500 m resolução, média 4 dias	MODIS MOD15A3H (USGS, 2020)
Evapotranspiração e umidade do solo	Calibração e verificação do modelo	Diário	Almeida et al. (2021a)
Vazão	Calibração e verificação do modelo	Diário	HIDROWEB

Valores de vazão obtidos no exutório da bacia possibilitaram avaliar o ajuste nas estimativas de vazão no SWAT após parametrização LAI e ET, enquanto dados de θ_{TDR} obtidos nas HRUS 149 (PM1) e 343 (PM2) possibilitaram avaliar as estimativas de θ com o SWAT.

Tabela 5.8 – Características das HRUs obtidas para a bacia do ribeirão do Gama.

Código SWAT	Descrição	Total de HRUs	Área total (km²)
<i>1. Classes de uso e cobertura do solo</i>			
AGRL	Agricultura anual ou perene	13	5,34
BARR	Solo exposto	30	0,87
BERM	Pastagem/gramado	60	2,99
CAMP	Campo limpo	45	16,40
CERR	Campo sujo	65	20,59
EUCA	Eucalyptus	3	1,06
MATA	Zona ripária	82	11,39
ORCD	Pomar	8	2,77
PRES	Cerrado <i>sensu stricto</i>	71	56,29
URMD	Área urbana	46	14,50
WATR	Água	6	0,17
WETL	Wetlands (Campos de murundus)	38	4,19
<i>2. Classes de solo</i>			
CX	Cambissolo	91	25,06
GX	Solo hidromórfico	129	21,41
LV	Latossolo vermelho	118	63,35
LVA	Latossolo vermelho-amarelo	121	26,33
<i>3. Classes de declividade (%)</i>			
< 3	Plano	99	32,37
3 - 8	Suave ondulado	155	84,71
8 - 20	Ondulado	146	16,45
> 20	Forte ondulado	67	3,02

5.2.7.2 - Etapas da Simulação

Simulações hidrológicas em escala diária foram realizadas com o objetivo de estimar a θ na bacia do ribeirão do Gama. A partir do modelo SWAT calibrado e verificado para vazão, conforme Ferreira et al. (2021), prosseguiu-se com a parametrização da cobertura do solo para as HRUs selecionadas (Cerrado, Campo, Agricultura e Eucalipto), utilizando LAI MODIS compostos 8-dias.

Essa etapa incluiu a calibração (2013-2016) e verificação (2016-2019) das simulações LAI SWAT. Para LUSE eucalipto, períodos de calibração (2016-2017) e verificação (2018-2019) destoaram para remover a influência da fase inicial do plantio. Calibração LAI fez-se necessária pois a configuração padrão do SWAT forneceu uma representação inadequada para a área de estudo (Haas et al. 2022). Posteriormente, os parâmetros ótimos de LAI,

selecionados com base nas métricas listadas no Anexo B, foram aplicados para HRUs com classes de uso e cobertura do solo equivalentes.

A etapa seguinte consistiu avaliar AET estimada com base em PET pelo método de Penman-Monteith (Equação 5.9). HRUs 343 e 149 foram calibradas a partir dos dados AET derivados das torres EC1 (HRU AET Cerrado) e EC2 (*Eucalyptus uruphylla e grandis*) (HRU AET Eucalipto). Para HRUs 244 e 272 foram utilizados dados AET MODIS. Nas quatro HRUs foram realizadas simulações de AET para os cenários (i) default (2013-2019), (ii) calibração (2013-2016) e (iii) verificação (2016-2019) com dados EC AET.

$$ET = \frac{1}{\lambda} \left(\frac{\Delta \cdot A + \rho \cdot c_p \cdot D / r_a}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_s / r_a)} \right)$$

5.9

Sendo,

ET = evapotranspiração (mm);

A = energia disponível: $R_n - G$ (MJ.d⁻¹);

λ = calor latente de vaporização (MJ.kg⁻¹);

Δ = declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura (kPa°C⁻¹);

ρ = massa específica do ar (kg/m³);

c_p = calor específico do ar úmido (0,001013 MJ/Kg.°C);

D = déficit de pressão de vapor: e_s (pressão de vapor de saturação) - e_a (pressão de vapor atual) (kPa);

r_a = resistência aerodinâmica (s/m);

r_s = resistência superficial (s/m); e

γ = coeficiente psicrométrico (kPa°C⁻¹).

Em seguida, parâmetros calibrados e verificados de AET foram aplicados em HRUs com cerrado (cobertura de solo predominante na bacia, ocupando área superior a 50%), eucalipto, campo e agricultura. A seleção dos parâmetros LAI e AET a serem calibrados (Apêndice G) teve como referência os estudos direcionados à simulação de AET e/ou θ , especialmente no Cerrado (Amatya et al. 2016; Bonumá et al. 2013; Ferreira et al. 2021; Haas et al. 2022; Strauch e Volk 2013), e a análise das variáveis hidroclimatológicas obtidas nas torres EC.

Concomitantemente, avaliou-se a qualidade do ajuste das simulações de descarga em comparação aos dados de vazão provenientes da estação fluviométrica localizada no exutório da bacia. Mantido o ajuste satisfatório das medições de descarga, procedeu-se com a análise da θ simulada entre 2013-2019 com parametrização de LAI e AET para classes de uso e cobertura do solo predominantes na bacia.

Todas as etapas de análise com o SWAT ocorrem no programa R, com aprimoramento do código estabelecido por Távora (2017) para a calibração de vazão em escala de bacia por meio do algoritmo PSO (*Particle Swarm Optimization*), do pacote *HydroPSO* (Zambrano-Bigiarini e Rojas 2013). Rotinas do código foram alteradas para calibração e verificação de LAI e AET em escala de HRU, parametrização da bacia a partir dos valores ótimos dos parâmetros LAI e AET derivados das HRUs, simulação de θ , obtenção de PAW e conversão em valores de SWC.

5.2.7.3 - Análise dos Dados de Umidade do Solo Simulados na Bacia do Gama

A simulação com a bacia do ribeirão do Gama parametrizada (LAI e AET) e calibrada (vazão) resultou em dados diários de θ . Como o SWAT simula θ equivalente à água disponível para as plantas (PAW, mm), o conteúdo total de água (SWC, mm) armazenado no solo foi calculado somando-se a parcela WP característica de cada HRU. Esse procedimento resultou em estimativas de SWC_{SWAT} para 0,0 – 0,3 m e 0,3 – 1,0 m de profundidade.

Dados de umidade do solo observados (θ_{TDR}) nas HRUS 149 (PM1) e 343 (PM2) e convertidos em SWC a 0,0 – 0,3 m e 0,3 – 1,0 m subsidiaram a avaliação SWC_{SWAT} . Dados SWC dessas e demais HRUs foram avaliados por estação (chuva: novembro-abril, seca: maio-outubro) por meio de estatística descritiva. A contribuição dos controles físicos associados à variabilidade espaço-temporal da θ foi avaliada por meio de gráficos de boxplot, a exemplo de Martini et al. (2015) e Wei et al. (2017).

6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 - DINÂMICA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO E UMIDADE DO SOLO EM CONDIÇÃO DE COBERTURA NATIVA (CERRADO *SENSU STRICTO*) E ALTERADA (*EUCALYPTUS UROPHYLLA X GRANDIS*) NO CERRADO

Dados coletados em sistemas de torres de fluxo turbulentos entre 2013 e 2019, no cerrado (PM2), e entre 2014 e 2019, no eucalipto (PM1), possibilitaram i) estimar AET (PM1 = 1015,40 mm/ano; PM2 = 900,68 mm/ano; acumulado entre junho/2016 – maio/2017, período com série completa para ambas as torres); ii) avaliar os regimes de evapotranspiração (PM1 predominantemente limitado pela θ , em comparação com PM2) e de θ (perfis de solo PM1 e PM2 úmidos 47% e 64% do tempo analisado, respectivamente); e iii) obter parâmetros relevantes acerca da relação AET – θ característica das parcelas analisadas.

6.1.1 - Semelhanças das Variáveis Hidroclimatológicas de Controle da Evapotranspiração e da Umidade do Solo

PM1 e PM2 compartilham a ocorrência de duas estações climática bem definidas, com semelhanças nas variáveis hidroclimatológicas que condicionam o comportamento temporal de AET e θ (Figura 6.1). Séries temporais diárias hidroclimatológicas, de R_n , de fluxos turbulentos (LE e H) e de calor do solo (G) encontram-se no Apêndice A.

Considerando como referência o período de junho/2016 a maio/2017, com série de dados de fluxos radiativos e turbulentos completa para ambas as parcelas, o montante de energia disponível ($A_v = R_n - G$) foi equivalente a $1720,5 \pm 53,0$ mm/ano. A precipitação acumulada média anual foi equivalente a 1328 ± 120 mm/ano.

Desse montante, estimou-se que 159,36 mm/ano (12%P) e 99,60 mm/ano (7,5%P) representam precipitação interna para o eucalipto e o cerrado, respectivamente. T_{ar} e T_s indicaram valor médio equivalente a $22,5^\circ\text{C}$ em ambas as parcelas (Figura 6.1). Contudo, PM2 apresentou dados de T_s inferiores, especialmente durante a seca (Jun - Ago), com menor amplitude de variação nas quatro profundidades observadas em comparação com PM1.

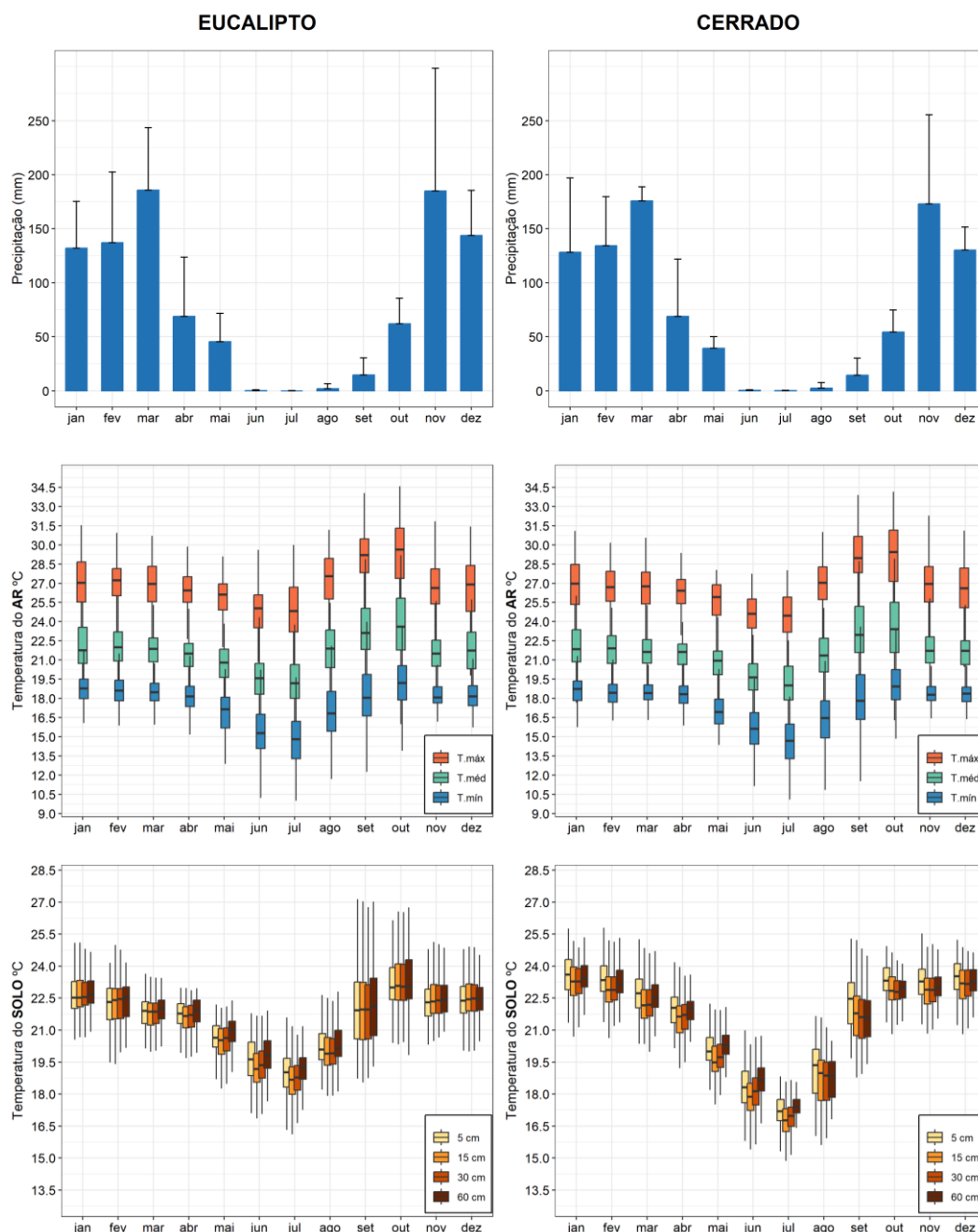


Figura 6.1 – Precipitação média mensal acumulada, temperatura do ar e do solo em parcela de eucalipto (PM1, esquerda) e cerrado (PM2, direita).

As medições de UR (PM1: 17 – 93%; PM2: 19 – 95%), PA (PM1: 88,00 – 89,32 kPa; PM2: 88,26 – 89,49 kPa), VPD (PM1: 3,15 – 0,15 kPa; PM2: 3,19 – 0,10 kPa) e Vv à altura de referência 2 m (PM1: 0,75 – 2,80 m/s; PM2: 0,76 – 2,70 m/s) foram semelhantes entre PM1 e PM2. Além disso, os valores foram condizentes com medições obtidas em estudos realizados nas proximidades da área de estudo (Bucci et al. 2008b; Giambelluca et al. 2009; Meirelles et al. 2003).

Houve diferença significativa ($p < 0,01$) entre PM1 e PM2 considerando os valores mensais de u^* (Figura 6.2). Observaram-se valores mais elevados de u^* PM1 e comportamento sazonal com maior intensidade durante a estação seca (Julho: PM1 = 0,42m/s; PM2 = 0,33 m/s). Dados u^* obtidos para PM1 e PM2 equiparam-se aos intervalos apresentados por Cabral et al. (2010) (eucalipto = 0,1 – 1,2 m/s) e Giambelluca et al. (2009) (cerrado = 0,1 – 0,5 m/s), respectivamente.

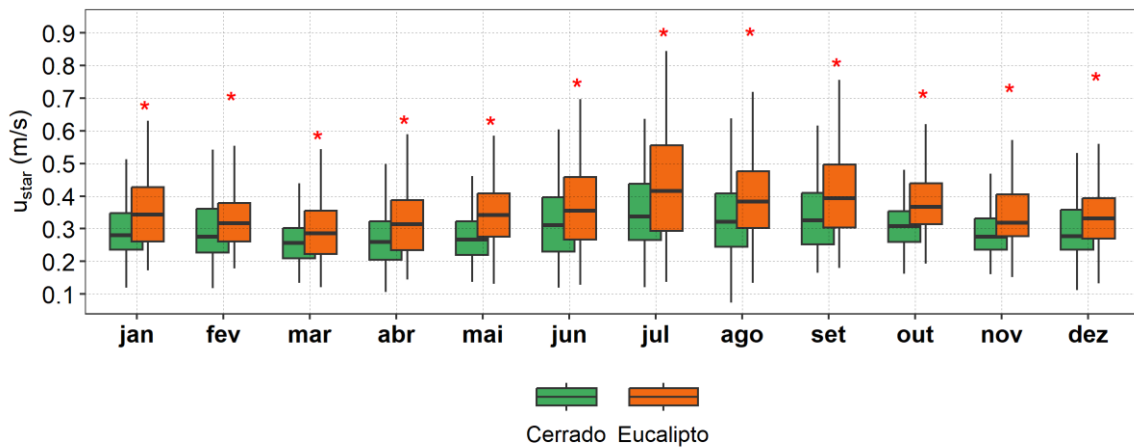


Figura 6.2 – Média mensal da velocidade de fricção (u_{star}) em eucalipto (PM1) e cerrado (PM2).

6.1.2 - Fechamento do Balanço de Energia e Padrões de Evapotranspiração

O modelo de regressão linear da soma dos fluxos turbulentos ($Le+H$) em função da energia disponível (A_v) indicou fechamento satisfatório do balanço de energia para PM1 ($R^2 = 0,95$, p-valor $< 2e-16$) e PM2 ($R^2 = 0,96$, p-valor $< 2e-16$), com R^2 superior a 0,5 (Figura 6.3). Após a avaliação dos dados em escala de 30 min, procedeu-se com a estimativa dos fluxos médios diários. Nesse caso, o balanço de energia também indicou ajuste satisfatório na relação $A_v - (Le + H)$ (Figura 6.3).

Apesar de não ocorrer o fechamento total do balanço de energia, pode-se considerar que os dados EC filtrados representam adequadamente os fluxos turbulentos. Foken (2008) indicou limite mínimo de 30% de variância $Le + H$ explicada por A_v para considerar o ajuste linear satisfatório. Modelos derivados de FLUXNET (Stoy et al. 2013), dentre outros desenvolvidos para savanas (Giambelluca et al. 2009; Rocha et al. 2009), classificam como adequado o ajuste com R^2 superior a 0,80.

Análises futuras devem considerar o efeito de erros nos instrumentos de medição de fluxos radiativos, não radiativos e de calor de solo, interferência de nuvens, bem como o efeito da chuva nos sensores de campo (Oliveira et al. 2021). Adicionalmente, é importante ressaltar que o armazenamento, conceitualmente definido como próximo de zero e desconsiderado nesse padrão de balanço energético, pode representar uma parcela relevante no ajuste (Giambelluca et al. 2009).

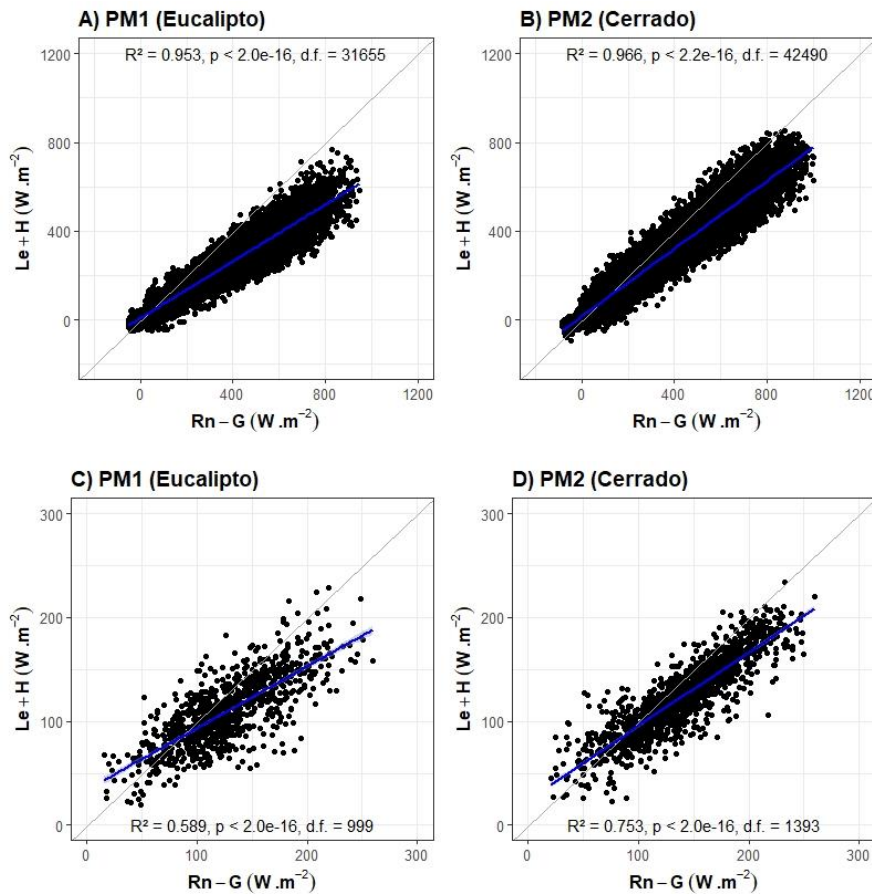


Figura 6.3 – Fechamento do balanço de energia com dados de meia-hora e diários para A e C) o eucalipto (PM1) e B e D) o cerrado (PM2), respectivamente.

Ciclos anuais podem ser observados por meio da série temporal diária de LE para PM1 e PM2 (Apêndice A), com valores máximos entre 100 e 200 W/m², em meados da estação chuvosa, e valores inferiores a 50 W/m², próximo ao final da estação chuvosa. Pode-se observar valores de LE PM1 (LE_{máx} = 190 W/m²) superiores à LE PM2 (LE_{máx} = 148 W/m²), especialmente durante a estação seca (Apêndice A). Além disso, houve um incremento nos valores de LE PM1 entre 2014 e 2016, período que coincide com a fase inicial de crescimento do plantio, realizado em março de 2013 (Mota 2017).

Dados LE diários possibilitaram a estimativa de AET (mm/dia) (Apêndice A, Figura 6.4). Em PM1, AET médio variou entre $2,16 \pm 0,69$ mm/dia, na estação seca, e $3,66 \pm 1,14$ mm/dia, na estação chuvosa. Em PM2, AET médio variou entre $1,98 \pm 0,5$ mm/dia, na estação seca; e $3,1 \pm 0,92$ mm/dia, na estação chuvosa. Houve diferença significativa dos valores diário de AET comparados mensalmente entre PM1 e PM2, com predomínio de valores mais elevados de evapotranspiração em PM1 (Figura 6.4).

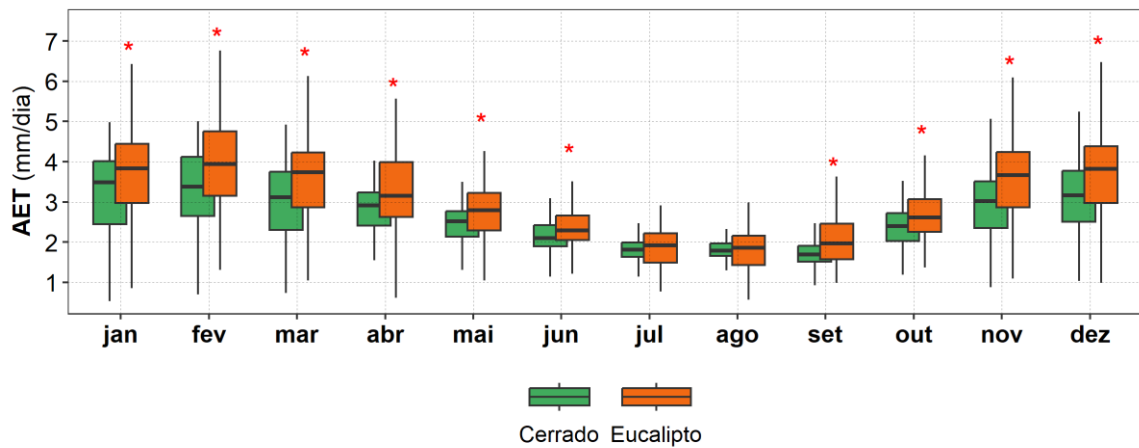


Figura 6.4 – Comportamento mensal de AET para A) o eucalipto (PM1) e B) o cerrado (PM2).

Estimativas de AET PM1 equivalem àquelas apresentadas por Cabral et al. (2010) para área de plantio de *Eucalyptus grandis x urophylla* em área de Cerrado no estado de São Paulo (AET: 1,2 mm/dia na seca; 5,4 mm/dia na chuva), com densidade de indivíduos (1370 ind/ha) semelhante à observada na FAL (1123 ind/ha).

Valores de AET PM2 assimilaram-se àqueles identificados em área de cerrado *sensu stricto* em São Paulo (AET: 1,0 mm/dia em agosto/2010; e 7,1 mm/dia em fevereiro/2010; Cabral et al. 2015b) e campo cerrado na Reserva Ecológica do IBGE, DF (AET: 1,7 - 2,5 mm/dia, durante a seca; e 2,2 - 3,3 mm/dia. na estação chuvosa; Giambelluca et al. 2009), ambos com densidade de indivíduos (1700 ind/ha) semelhante à PM2 (1539 ind/ha).

Mudanças em AET acompanharam principalmente a disponibilidade de energia (Apêndice A, Figura 6.4). Conforme observado pela fração evaporativa (AET/A) diária média, AET consumiu entre 50 e 75% da energia diária disponível em PM1 e entre 45 e 60% em PM2 (Apêndice B), montantes condizentes com observações da literatura (Bucci et al. 2008a; Giambelluca et al. 2009). Apesar do comportamento sazonal, a redução de AET entre as

estações chuvosa e seca foi proporcionalmente mais acentuada em comparação com a redução de A (Apêndice B).

Esse resultado aponta a ocorrência de fatores adicionais que condicionam a partição de energia, como a θ e LAI. Valores elevados da razão de Bowen ($H/LE > 2$) indicaram que a disponibilidade de θ pode representar um fator de restrição para AET na seca, uma vez que há A_v para o fluxo de H, porém o LE tende a ser reduzido. A relação AET - θ foi aprofundada no item 6.1.4.

A série de dados diária da razão de Bowen também apresentou comportamento sazonal, com valores mínimos durante a estação chuvosa ($H/LE < 0,5$) (Apêndice A). PM1 e PM2 apresentaram razões de Bowen semelhantes durante a estação chuvosa, mas divergiram durante a estação seca, com valores mais elevados para PM2, especialmente durante 2017 (PM1: 2,40; PM2: 2,60), em função da elevação dos valores de H em comparação com PM1. O comportamento temporal da razão de Bowen acompanhou ainda a variação de LAI, também relacionado com a variação sazonal da r_s , não observada para r_a (Figura 6.5).

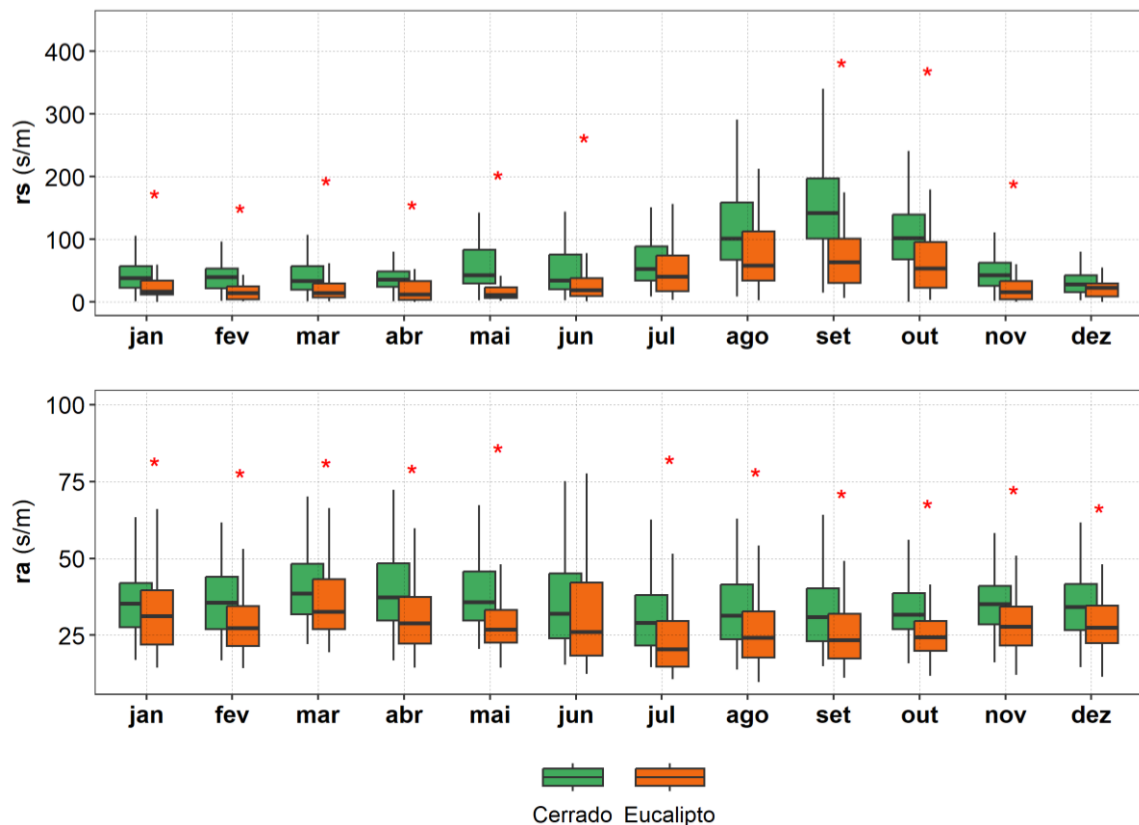


Figura 6.5 – Estimativas das resistências superficial (r_s) e aerodinâmica (r_a) para eucalipto (PM1) e cerrado (PM2).

Os valores de r_s e r_a para PM1 e PM2 foram compatíveis com aqueles descritos nos estudos de Cabral et al. (2010) e Giambelluca et al. (2009). Observou-se um aumento significativo de r_s para ambos os PMs durante os meses de agosto a outubro, associado à redução do LAI. Bucci et al. (2008a) ressaltam que, além da redução de LAI, r_s responde ao aumento da resistência estomatal em função do estresse hídrico e déficit de pressão de vapor na estação seca (Figura 6.6).

Em relação ao VPD, é importante considerar que os valores não diferiram significativamente entre PM1 e PM2 (Figura 6.5, Figura 6.6, Apêndice A). Mesmo assim, houve diferença significativa para r_s entre os PMs, exceto para os meses de agosto e dezembro. Nesse caso, a parcela de resistência superficial associada à θ pode representar a variável central nessa diferença r_s entre PM1 e PM2 (Figura 6.6).

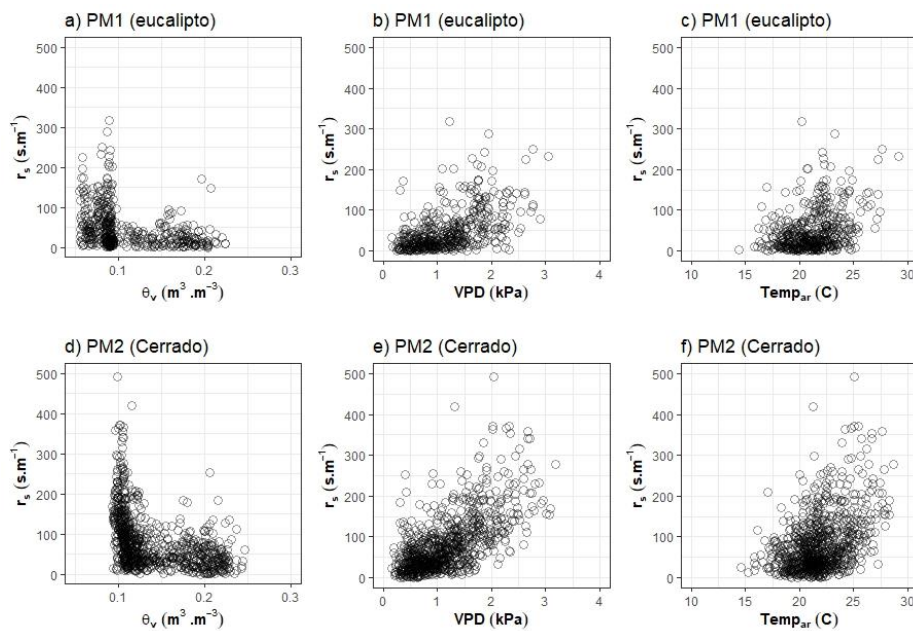


Figura 6.6 – Modelos de r_s em função da θ , VPD e temperatura média do ar para a-c) o eucalipto (PM1) e d-f) o cerrado (PM2).

Não foram consideradas análises de AET acumulada ao longo do ano em função da presença de falhas na série temporal de dados, que não foram preenchidas neste estudo. Considerando um balanço simplificado com os valores médios diários de P e AET, observou-se déficit hídrico do solo, com valores negativos de recarga ($\sim P - AET$) durante a estação seca, e maiores valores de recarga em PM2 comparado à PM1 na estação chuvosa (Apêndice B). A avaliação do balanço hídrico anual do perfil de solo foi realizada com base em dados simulados de θ , entre 2018 e 2019, conforme descrito no item a seguir.

6.1.3 - Comportamento Temporal da Umidade e Balanço Hídrico no Perfil de Solo

Dados de θ representativos das profundidades de 0,05, 0,15, 0,30 e 0,60 m indicaram comportamento sazonal, com valores mais elevados na estação chuvosa ($0,15 - 0,30 \text{ m}^3/\text{m}^3$) em oposição aos valores reduzidos na estação seca (inferiores a $0,15 \text{ m}^3/\text{m}^3$) (Figura 6.7). Houve diferença significativa dos valores de θ em todas as profundidades e meses analisados na comparação entre PM1 e PM2, com ocorrência de valores predominantemente mais elevados neste último.

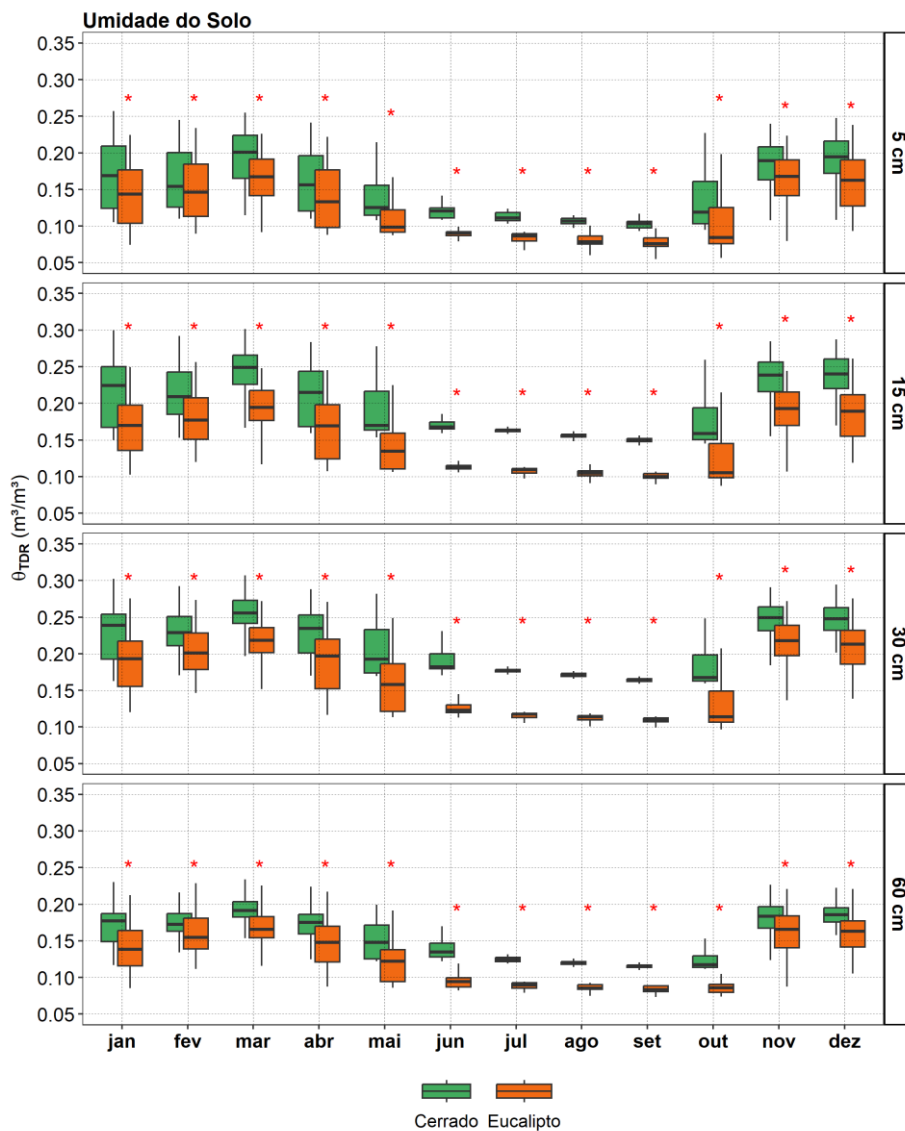


Figura 6.7 – Comportamento temporal da θ a 5, 15, 30 e 60 cm para A) o eucalipto (PM1) e B) o cerrado (PM2).

A análise da variação temporal da θ em PM1 com relação à PM2 indicou valores de umidade 30% inferiores no eucalipto em comparação com o cerrado, especialmente na fase inicial de

crescimento do cultivo em PM1 (Figura 6.8). Essa diferença foi reduzida, especialmente a 0,05 e 0,60 cm. Ambos apresentam condições mais úmidas entre 15 e 30 cm. Contudo, valores de umidade nessa porção do solo permanecem superiores em PM2.

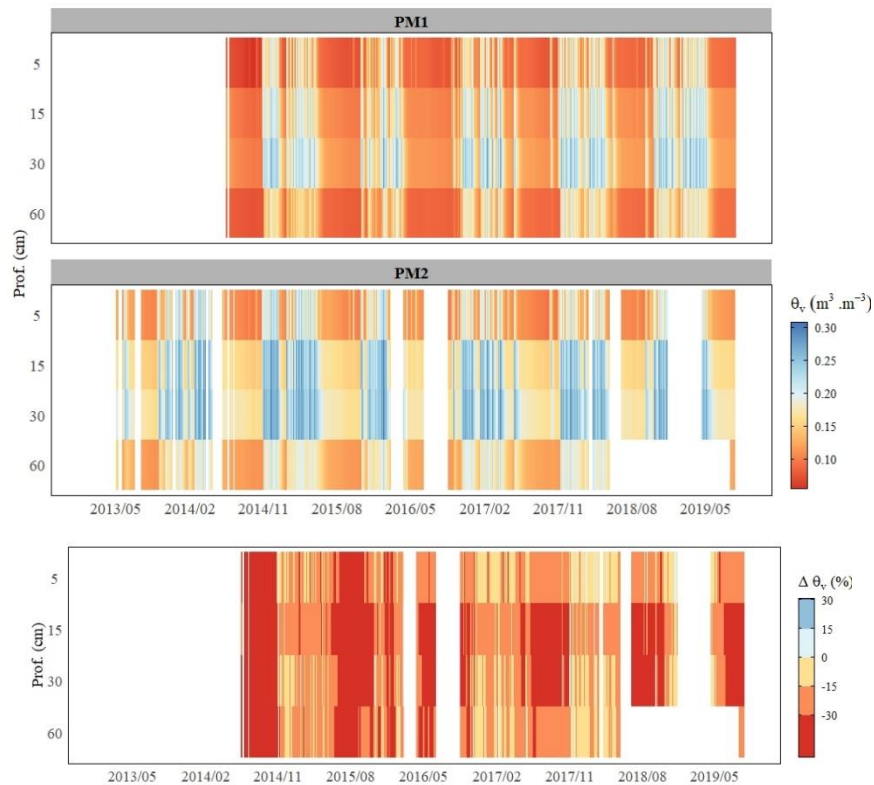


Figura 6.8 – Variação temporal da θ em PM1 com relação à PM2.

Considerando que PM1 e PM2 apresentam semelhanças climáticas, pedológicas e topográficas, pode-se atribuir tais alterações ao efeito da vegetação. Como observado no item 6.1.2, PM1 foi caracterizado pelo predomínio de maiores taxas de AET, resultando em aumento na demanda por θ .

Adicionalmente, pode-se inferir que a mudança na cobertura do solo interferiu no equilíbrio infiltração - evapotranspiração que, segundo Bruijnzeel (2004), permite que as formações florestais nativas mantenham os processos de infiltração e redistribuição da água no solo e cubram as perdas decorrentes de ET.

A abordagem proposta por Chandler et al. (2017) possibilitou identificar WP e FC como os valores mínimos e máximos mais frequentes da série temporal de cada profundidade, para cada PM (Apêndice C, Figura 6.9, Figura 6.13, Tabela 6.1). Tais parâmetros indicaram condições de armazenamento mais elevadas a 15 e 30 cm de profundidade, especialmente em PM2, que apresentou maiores valores de WP e FC. Quanto à θ_s , identificada como o

máximo valor presente nas séries temporais, observou-se similaridade entre PM1 e PM2 nas quatro profundidades analisadas.

Estados de armazenamento estimados com base na análise dos atratores temporais são condizentes com valores observados na literatura e estimados para a área de estudo por meio de Rosetta 3. Contudo, requerem verificação por meio de valores determinados com a análise laboratorial de amostras de solo. Análises de amostras do solo da FAL estão em processamento e irão compor resultados futuros derivados desta tese.

Além da avaliação preliminar de WP, FC e θ_s , a análise gráfica dos dados de umidade a 15, 30 e 60 cm em função daqueles obtidos a 5 cm de profundidade evidenciou diferenças nos padrões de redistribuição de água nos perfis de solo PM1 e PM2 (Figura 6.9). A observação dos modelos de dispersão no sentido anti-horário possibilita visualizar os ciclos de umedecimento e da secagem no solo superficial (5 cm) e mais profundo (15, 30 e 60 cm) em períodos distintos, com eventual ocorrência de histerese entre esses ciclos, sendo por isso denominados gráficos de histerese.

Tabela 6.1 – Caracterização dos estados de armazenamento de água no solo.

PM	Prof (cm)	WP* (m³/m³)	FC (m³/m³)	θ_s (m³/m³)
PM1	5	0,09	0,17	0,37
	15	0,11	0,19	0,37
	30	0,11	0,21	0,37
	60	0,09	0,16	0,31
PM2	5	0,11	0,21	0,34
	15	0,17	0,25	0,38
	30	0,18	0,25	0,37
	60	0,12	0,19	0,30

WP* = Ponto de murcha estimado como = PEL

FC = Capacidade de Campo

θ_s = Umidade de Saturação

Os gráficos de histerese obtidos na FAL demonstraram semelhanças na forma, porém com algumas diferenças relevantes (Figura 6.9). Considerando o início do ano hidrológico a partir do final da estação seca, valores de θ estarão próximos do mínimo para ambas as profundidades do gráfico. À medida que a umidade superficial aumenta, a umidade nas profundidades subsequentes permanece constante até receber a frente de molhamento. A redistribuição ocorre com elevação dos valores no eixo y, em direção ao atrator de θ_s . Finalmente, a secagem em ambas as profundidades retorna os valores em direção ao atrator seco (WP).

Gráficos de histerese com $\theta_{15\text{cm}}$ em função de $\theta_{5\text{cm}}$ apresentaram formato aproximadamente triangular, com inclinação constante do ramo de secagem, indicando redistribuição uniforme da θ entre as profundidades, tanto em PM1 quanto em PM2 (Figura 6.9). Contudo, a relação entre $\theta_{5\text{cm}}$ e $\theta_{15\text{cm}}$ para PM1 é significativamente linear, evidenciando que não houve atraso na redistribuição de θ , ou seja, ciclos de umedecimento e secagem entre 5 e 15 cm mais rápidos em PM1 em comparação com PM2.

Para 30 e 60 cm, o formato do gráfico destoa do triângulo predominante a 15 cm devido à ocorrência de uma inflexão marcada no ramo de secagem (entre θ_s e WP). Essa inflexão indica que a redistribuição da θ entre 5 e 30 e entre 5 e 60 cm de profundidade ocorreu quando $\theta_{5\text{cm}} > \text{WP}$. Quando $\theta_{5\text{cm}} \leq \text{WP}$, $\theta_{5\text{cm}}$ permanece constante e $\theta_{30\text{cm}}$ e $\theta_{60\text{cm}}$ secam entre FC e WP, retornando ao ponto inicial da relação de redistribuição com o perfil do solo predominantemente seco.

Esse padrão foi predominante nas relações entre 5 e 30 e 5 e 60 cm e ocorreu de forma menos pronunciada entre 5 e 15 cm, para PM2. Em PM1, as relações entre $\theta_{5\text{cm}}$ e $\theta_{30\text{cm}}$ e $\theta_{5\text{cm}}$ e $\theta_{60\text{cm}}$ indicaram menor comprimento do eixo de umedecimento, possivelmente associado à redução da histerese na redistribuição de água no solo. Além disso, PM1 demonstrou um segundo ponto de inflexão no ramo de secagem, com redução dos valores de θ abaixo de WP.

De acordo com simulações e dados de campo, tem sido observado que a histerese parece desempenhar um papel importante durante o processo de redistribuição de água no solo, com a manutenção dos valores de umidade próximos de atratores temporais característicos (WP e FC). Ghannam et al. (2016), Ivanov et al. (2010) e Jacobs et al. (2020) apontam que a histerese reduz a perda de água sob a zona radicular e retarda o processo de drenagem, uma vez que controla a distribuição da precipitação entre as camadas do solo.

Por meio desse resultado foi possível inferir mudanças no comportamento hidrológico do solo, com a ocorrência de ciclos curtos de umedecimento e secagem em PM1, quando visualmente comparado aos ciclos históricos de PM2, especialmente na camada entre 5 e 15 cm. É importante ressaltar que a histerese, ou memória da θ , isto é, o tempo de permanência dos valores de θ próximo aos atratores temporais (FC e WP), não foi quantificada.

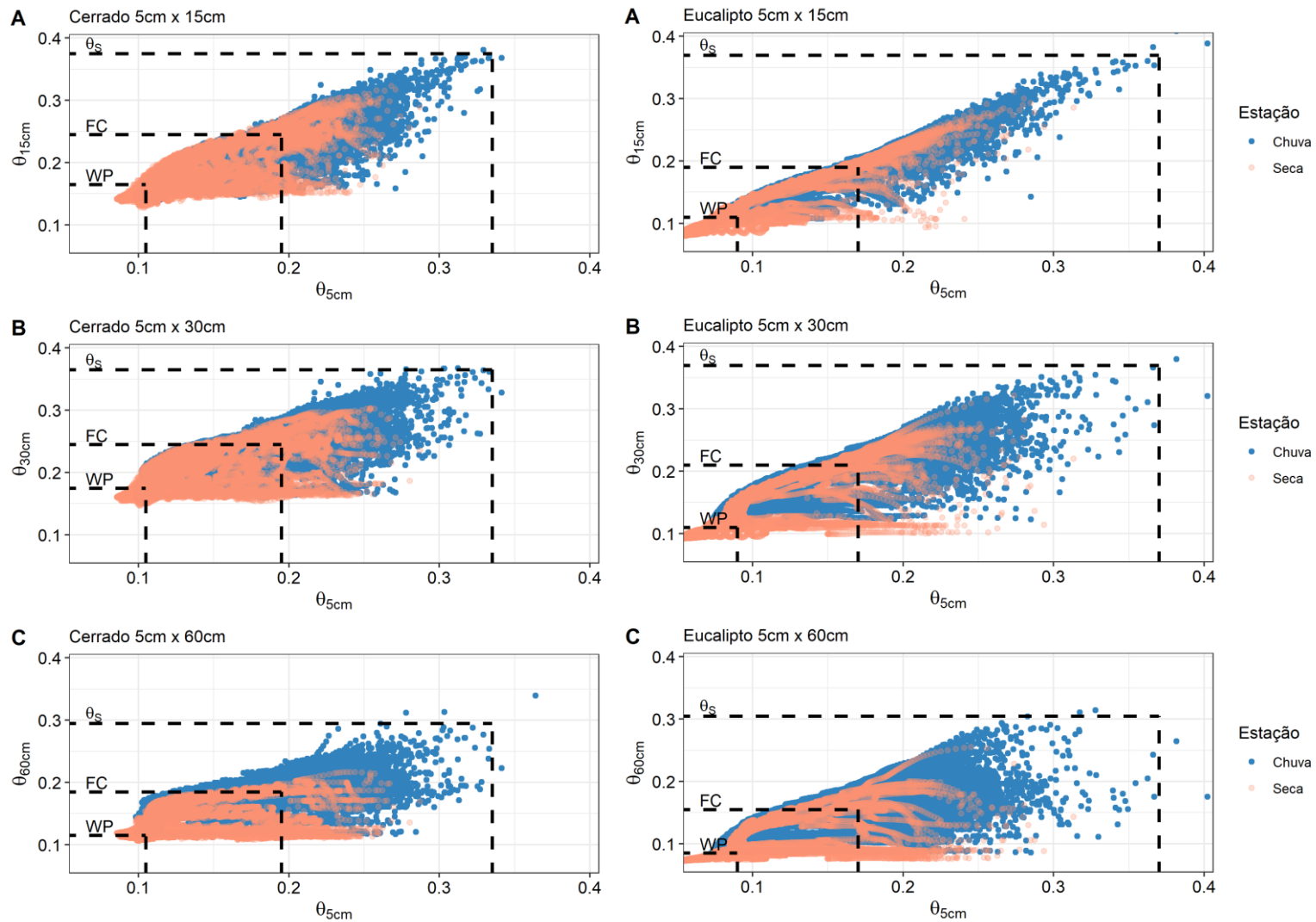


Figura 6.9 – Gráfico de dispersão com dados de umidade do solo em camadas mais profundas (θ_{15cm} , θ_{30cm} e θ_{60cm}) como uma função da umidade superficial (θ_{5cm}) em PM1 (eucalipto) e PM2 (cerrado).

A análise gráfica possibilitou a caracterização da memória de θ em PM1 e PM2, indicativa do efeito de controle dos históricos de umedecimento e secagem do solo predominantes em PM2, comparado à PM1.

O balanço hídrico no perfil do solo deu-se com base nas simulações de θ_{FEFLOW} , entre 2018 e 2019) (Figura 6.10). Para isso, procedeu-se com a calibração (2016-2018) e verificação (2014-2016) do modelo hidrogeológico a partir dos dados de θ_{TDR} nas profundidades de 5 a 60 cm. PM1 e PM2 apresentaram ajuste satisfatório na comparação entre os dados observados e simulados a partir do conjunto de parâmetros contidos na Tabela 6.2 e Apêndice D.

Apesar da representação considerável do comportamento temporal da θ , a configuração de parâmetros selecionada resultou em erros na representação de recessões e picos de θ , que precisam ser aprimorados. Uma alternativa consiste na parametrização de condições limitantes de ET como uma condição de contorno na superfície solo representado no FEFLOW.

Em detrimento de limitações na representação de ET, a simulação diária da θ possibilitou uma avaliação preliminar do armazenamento de água no perfil de solo para PM1 e PM2 entre 2018 e 2019. As simulações indicaram redução dos valores de conteúdo de θ entre as estações chuvosa e seca para todas as profundidades. O balanço indicou predomínio de déficit hídrico do solo a 15 cm de profundidade em PM1, que também apresentou menores taxas de recarga, considerada como o fluxo de saída (R_{out}) no fundo do modelo.

Tabela 6.2 – Média por estação dos fluxos de entrada e saída e mudanças no armazenamento de água no perfil do solo.

PM	Estação	R_{in} (mm)	SWC_{5cm} (mm)	SWC_{15cm} (mm)	SWC_{30cm} (mm)	SWC_{60cm} (mm)	R_{out} (mm)
PM1	Chuva	545,65	42,68	-11,85	9,46	123,95	442,02
	Seca	162,69	12,11	-28,69	3,15	89,45	111,01
PM2	Chuva	944,23	31,61	16,93	29,81	170,23	601,80
	Seca	459,57	5,51	14,61	8,23	138,31	162,32

R_{in} : recarga superficial (P-ET) acumulada no período / R_{out} : recarga liberada pelo perfil de solo (0,0 - 1m)

Chuva: Nov - Abr; Seca: Mai - Out

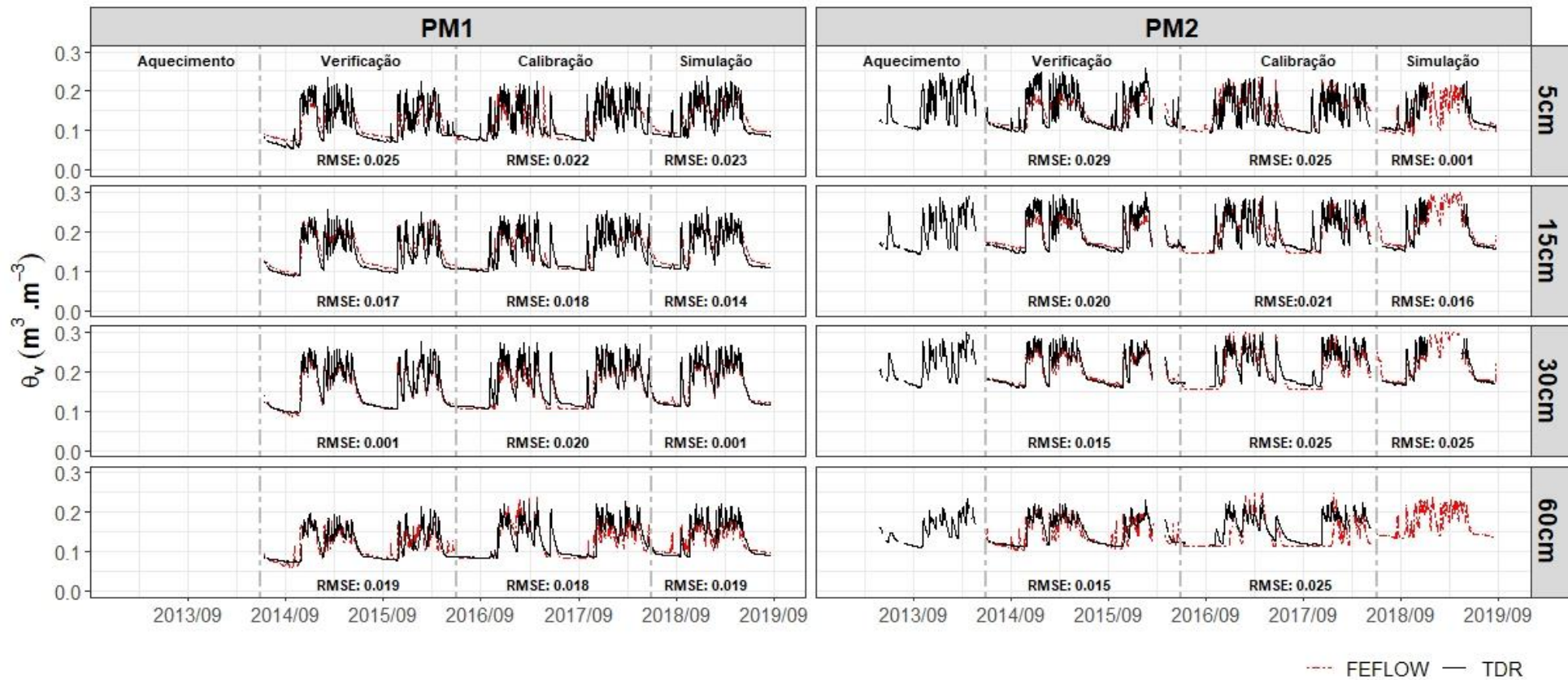


Figura 6.10 – Ajuste entre umidade do solo (θ) observada em campo (TDR) e simulada (FEFLOW).

6.1.4 - Caracterização dos Regimes de Umidade do Solo e de Evapotranspiração por meio de Series Temporais

Dados de θ e AET, representada pela fração evaporativa ($LE/LE+H$), apresentaram relações significativas a partir do ajuste de modelos Budyko lineares com platô nas quatro profundidades de PM1 e PM2 (Figura 6.11). Esses modelos forneceram os parâmetros S , EF_{max} e θ_{crit} que possibilitaram caracterizar os regimes de ET (Tabela 6.3) e θ (Figura 6.12, Figura 6.13 e Tabela 6.4) em ambas as parcelas.

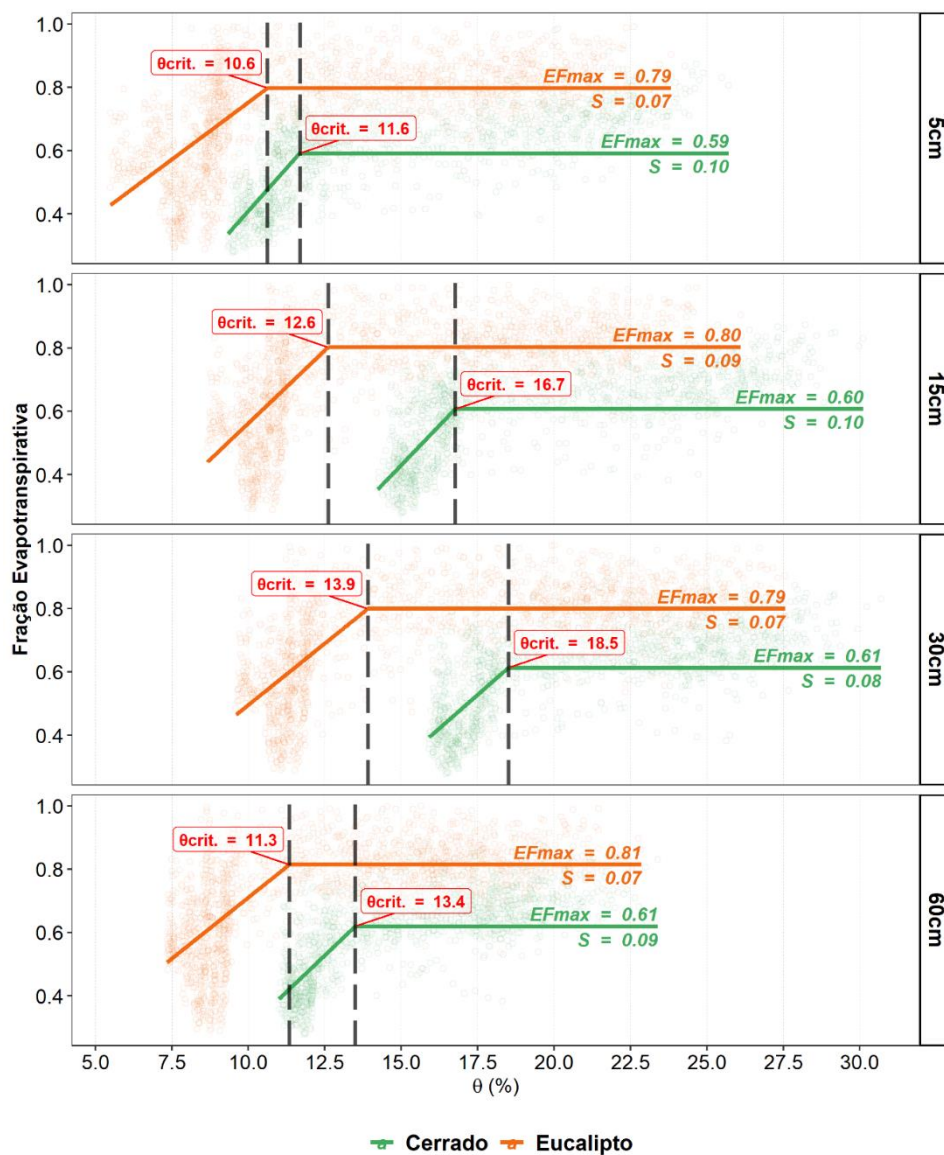


Figura 6.11 – Modelo de Budyko ajustado para PM1 e PM2.

Parâmetros derivados de Budyko para PM1 e PM2 corresponderam aos valores obtidos por Fu et al. (2022), por meio de dados FLUXNET, para região de savana ($S = 0,082 \pm 0,019$,

$EF_{\max} = 0,2 - 0,8$; $\theta_{\text{crit}} = 7,2 \pm 1,1\%$). Contudo, houve diferenças entre os valores estimados para PM1 e PM2 (Figura 6.12). S e θ_{crit} foram inferiores em PM1, que apresentou valores superiores de EF_{\max} . Considerando que S mede a sensibilidade de EF com relação à θ , os resultados indicam EF menos sensível à variação percentual de θ na parcela de eucalipto (PM1) em comparação com o cerrado (PM2).

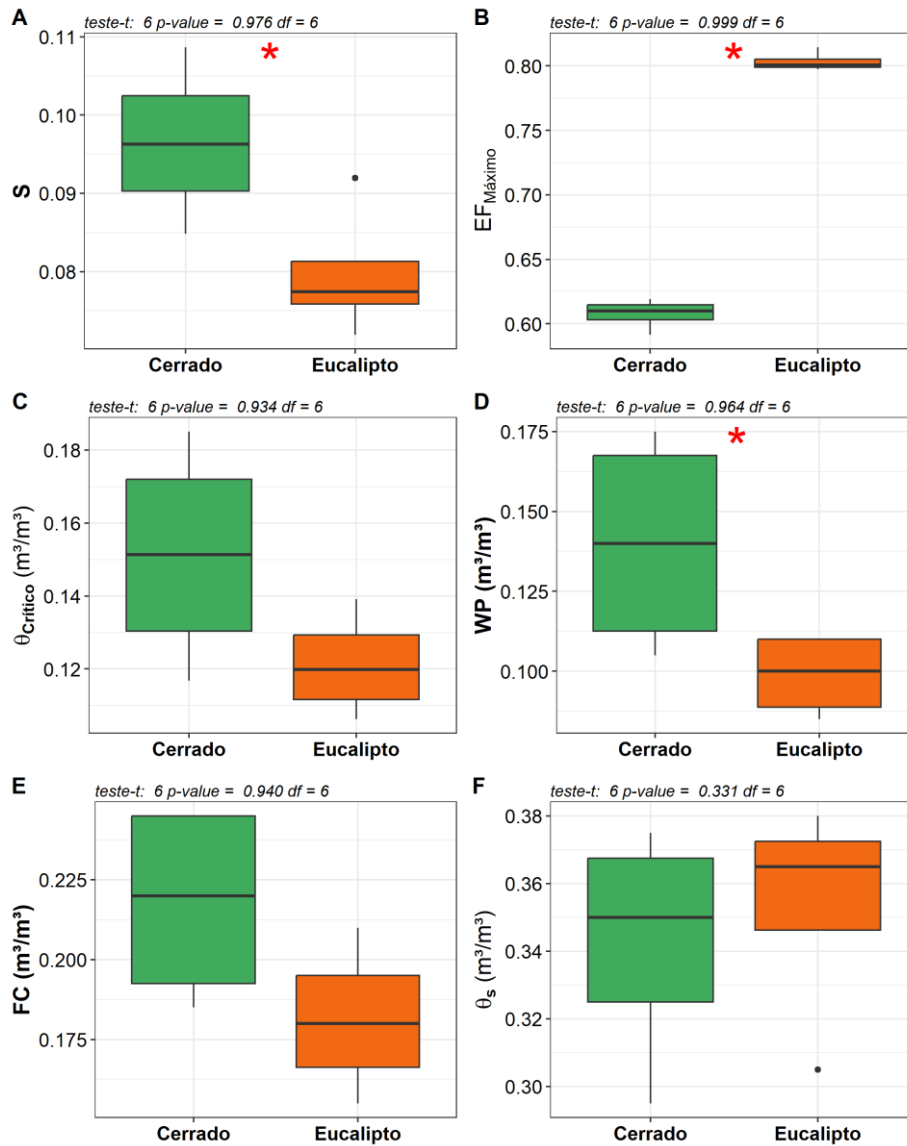


Figura 6.12 – Resumo dos parâmetros derivados das séries temporais de θ .

De acordo com Fu et al. (2022), em savanas, como o Cerrado, a relação S e θ_{crit} é caracterizada pela reduzida θ_{crit} e elevado S, como observado em PM2. Esse padrão reflete uma estratégia de resistência às secas frequentes, que condicionam maior número de dias com $\theta \leq \theta_{\text{crit}}$ (Tabela 6.3) e valores reduzidos de EF_{\max} em comparação com áreas de clima temperado, onde predominam valores reduzidos de S e elevados de θ_{crit} . PM1, por sua vez, apresentou EF_{\max} 0,2 acima de PM2, associado com menores valores de θ_{crit} , uma vez que a

redução da θ pode não restringir a captura de água pela vegetação, a exemplo do que se observou na análise nos gráficos de histerese entre as profundidades do perfil de solo (Figura 6.9).

A partir de θ_{crit} pode-se avaliar os regimes de AET (limitado pela disponibilidade de energia ou limitado pela disponibilidade de θ) e de θ (seco, transição e úmido) predominantes nas parcelas analisadas (Figura 6.13 e Figura 6.14). Dentre os 1889 dias com medições válidas, em cerca de 45% do tempo (γ : 0,356 – 0,530) predominou o regime AET limitado pela θ ($\theta \leq \theta_{crit}$), com destaque para PM1 a 5 cm que apresentou maioria dos dados de θ nesse regime de AET (Tabela 6.3).

Adicionalmente, houve uniformidade na ocorrência dos regimes de AET limitados pela energia ($\pi_{energia}$) e pela θ ($\pi_{umidade}$) na comparação entre as profundidades de PM1, ou seja, condições de reduzida disponibilidade de energia e água tendem a influenciar a 5, 15, 30 e 60 cm de profundidade simultaneamente cerca de 35% do tempo.

Tabela 6.3 – Permanência dos regimes de AET em PM1 e PM2.

PM	Prof. (cm)	γ	$\pi_{energia}$	$\pi_{umidade}$
PM1	5	0,530	-	-
	15	0,483	0,352	0,364
	30	0,451	0,349	0,335
	60	0,499	0,328	0,351
PM2	5	0,356	-	-
	15	0,444	0,409	0,254
	30	0,450	0,398	0,248
	60	0,402	0,354	0,191

$\gamma = n_w/n$; n_w = dias $\theta \leq \theta^*$, n = total de dias com dados válidos (1889)

$\pi = n_c/n$; n_c = número de dias que θ entre 5cm e as prof. subsequentes identificam o mesmo regime de evapotranspiração (energia limitada /umidade limitada)

Em contraponto, a proporção de dias caracterizados pela ocorrência simultânea dos regimes de energia limitada e θ limitada tende a reduzir em função da profundidade do solo em PM2 (Tabela 6.4). Esse resultado condiz com a análise dos gráficos de histerese, que indicaram atraso na redistribuição de água no solo do cerrado. Com relação aos regimes de θ , predominou o estado úmido ($\theta > \theta_{crit}$) em PM1 ($\gamma_{úmido}$: 0,46) e PM2 ($\gamma_{úmido}$: 0,61 – 0,65),

porém com maior proporção de dias sob regime seco ($\theta < WP$) em PM1 (γ_{seco} : aproximadamente 0,40). Diferenças nos regimes seco e úmido entre as profundidades de PM2 foram condizentes com o padrão do regime AET, reforçando a histerese nos ciclos de umedecimento e secagem do solo, especialmente entre 5 e 60 cm, com ocorrência similar do regime de transição ($WP < \theta \leq \theta^*$) em cerca de 7% dos dias analisados.

Tabela 6.4 – Permanência dos regimes de θ em PM1 e PM2.

PM	Prof. (cm)	$\gamma_{transição}$	$\gamma_{úmido}$	π_{seco}	$\pi_{transição}$	$\pi_{úmido}$
PM1	5	0,172	0,469	-	-	-
	15	0,156	0,464	0,277	0,121	0,360
	30	0,167	0,465	0,228	0,130	0,361
	60	0,17	0,467	0,280	0,132	0,362
PM2	5	0,115	0,640	-	-	-
	15	0,102	0,626	0,186	0,070	0,485
	30	0,109	0,612	0,185	0,070	0,474
	60	0,119	0,650	0,152	0,070	0,429

$\gamma_{transição} = n_t/n$; n_t = dias $WP < \theta \leq \theta^*$, n = total de dias com dados válidos (1889)

$\gamma_{úmido} = n_u/n$; n_u = dias $\theta > \theta^*$, n = total de dias com dados válidos (1889)

$\pi = n_c/n$; n_c = número de dias que θ entre 5cm e as prof. subsequentes identificam o mesmo regime de umidade (seco / transição / úmido)

Além da caracterização dos regimes de AET e θ no eucalipto e no cerrado, os resultados obtidos por meio da modelagem de Budyko representam uma alternativa de parametrização da relação AET – θ em modelos hidrológicos representativos para condições climáticas semelhantes às observadas neste estudo. Faixas de variação de S, EF_{max} e θ_{crit} consistem em restrições para a adequada estimativa de AET a partir de simulações de PET.

Considerando a limitada disponibilidade de medições de fluxos turbulentos para a estimativa de EF, dificultando a aplicação do modelo de Budyko conforme Figura 6.11, relações estabelecidas entre θ e o inverso do índice de aridez (φ^{-1}) demonstraram uma alternativa adequada para avaliação instantânea da relação ET – θ .

Estimativas de ϕ com base na proporção entre a energia (PET) e a água (P) disponíveis para PM1 e PM2 forneceram modelos significativos ($R^2 > 0,5$ e $p < 0,05$) com relação logarítmica inversa à θ (Apêndice E). Tais modelos expressam variações diárias da θ em função de EF,

representada por ϕ , e podem viabilizar a calibração da θ em modelos hidrológicos a partir de dados de P e PET derivados de estações terrestres e/ou sensoriamento remoto.

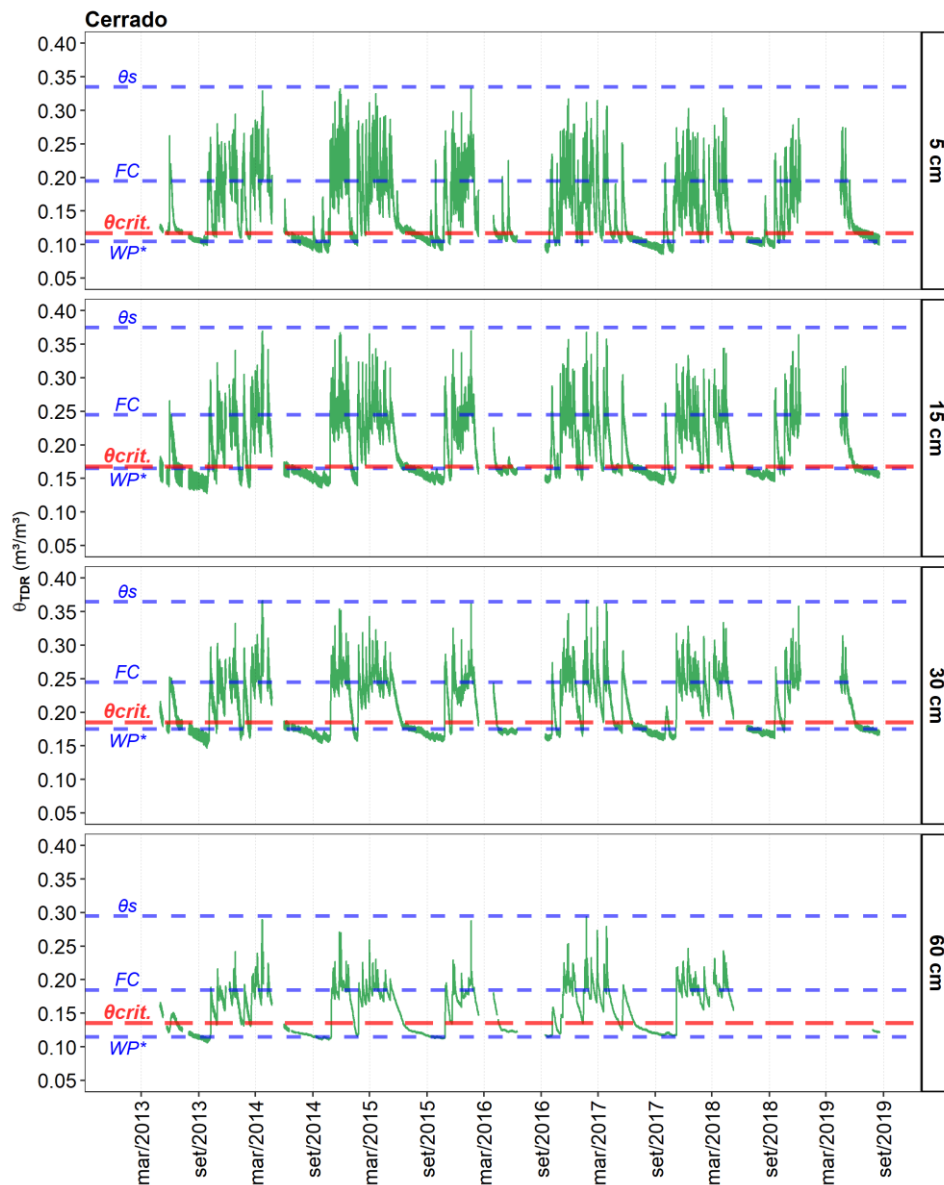


Figura 6.13 – Série temporal de θ para PM2 com indicação dos parâmetros para avaliação dos regimes de umidade e AET.

Apesar do padrão geral de ET similar entre PM1 e PM2, diferenças significativas nos atratores temporais e nos parâmetros de Budyko para eucalipto e cerrado são indicativos da importância em se considerar o papel da vegetação no controle do particionamento hidrológico do solo, especialmente sob condições de sazonalidade típicas de savanas. O real impacto hidrológico da conversão do Cerrado para silviculturas de eucalipto ainda é incerto, com indícios de incremento de ET e escoamento superficial em contraponto à redução da

recarga subterrânea (Anache et al. 2019; Falcão et al. 2020; Lucas e Wendland 2016; Trevisan et al. 2012).

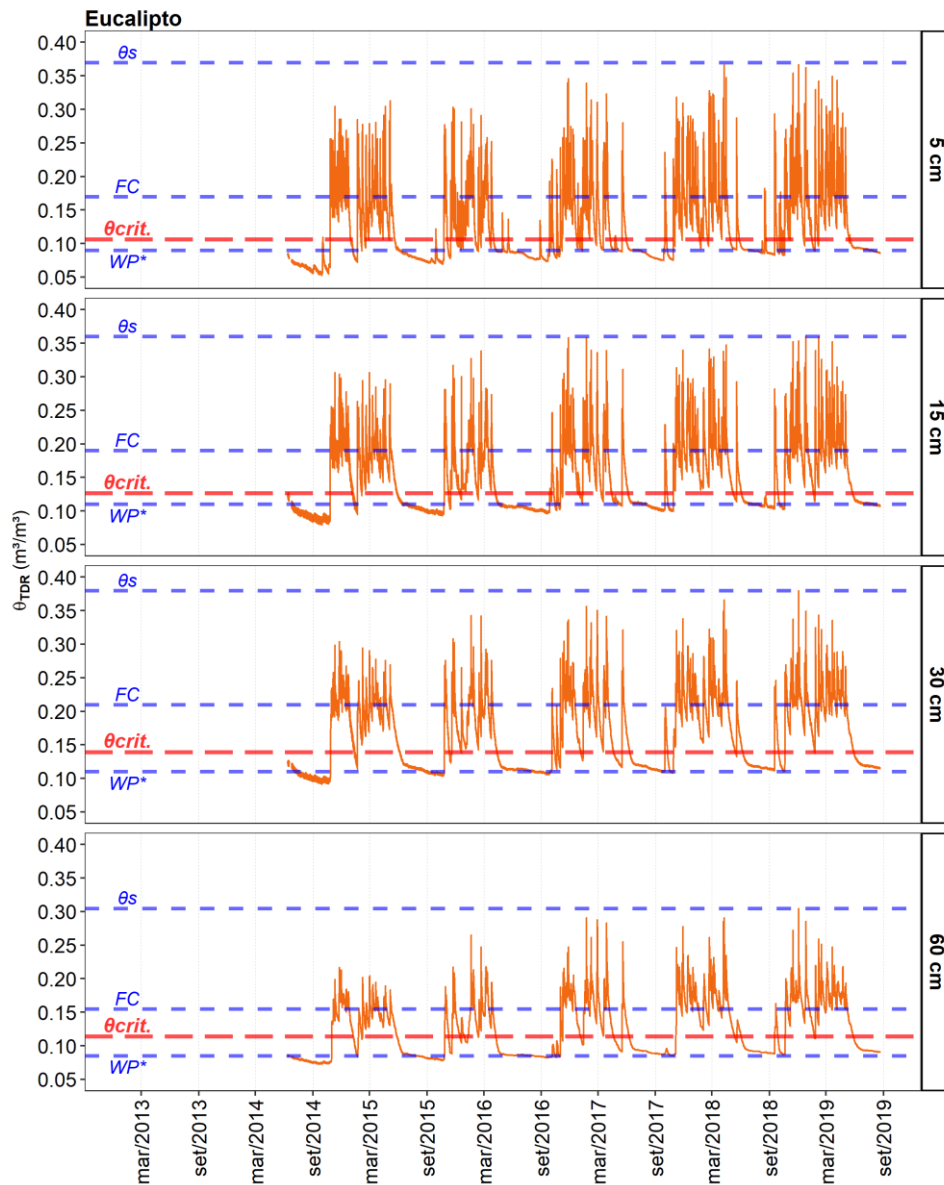


Figura 6.14 – Série temporal de θ para PM1 com indicação dos parâmetros para avaliação dos regimes de umidade e AET.

Nesse sentido, os resultados obtidos neste estudo são um ponto de partida para contribuir com a avaliação dos impactos das mudanças na cobertura do solo, listada como uma das 23 questões ainda não solucionadas pela hidrologia (Blöschl et al. 2019). Ademais, os modelos empíricos preliminares serão base de pesquisas futuras para aprimorar a representação da θ e de ET em modelos hidrológicos, principalmente a partir de dados de sensoriamento remoto.

6.2 - UMIDADE DO SOLO NA ZONA RADICULAR: UMA AVALIAÇÃO HIDROGEOFÍSICA NO CERRADO

Dados ERT possibilitaram: i) obter valores de referência da ρ do solo em seções geoelétricas com até 2,10 m de profundidade; ii) propor um modelo empírico de conversão da resistividade elétrica em θ ; e iii) analisar os padrões temporais e espaciais de θ da zona radicular em diferentes condições de uso e cobertura do solo.

6.2.1 - Evolução Temporal da Resistividade Elétrica do Solo

ERT forneceu valores ρ entre 320 e 47000 $\Omega.m$, considerando todos os PMs ao longo do período analisado (novembro/2019 – julho/2020) (Figura 6.15 - Figura 6.17). O levantamento ERT realizado na FAL forneceu medições condizentes com aquelas observadas em estudos desenvolvidos no Cerrado, sob classes pedológicas e de uso e cobertura do solo semelhantes (Almeida et al. 2021b; Coutinho et al. 2020; Garcia-Montiel et al. 2008; Moreira et al. 2021; Nascimento et al. 2001).

PMs com cambissolo (PM4, PM7 e PM10: 1900 - 47000 $\Omega.m$) demonstraram maior amplitude de variação de ρ nas camadas de solo em comparação com aqueles obtidos em latossolo vermelho e vermelho-amarelo (PM1, PM2, PM3, PM6, PM9 e PM11: 1040 - 26000 $\Omega.m$) e solo hidromórfico (PM5, PM8 e PM12: 300 - 14500 $\Omega.m$). Desse modo, para facilitar a visualização do padrão entre as profundidades, as representações gráficas foram agrupadas por classe de solo, em escalas variáveis de ρ (Figura 6.15 - Figura 6.17).

Independente da classe de solo, ERT demonstrou comportamento temporal associado à sazonalidade do Cerrado, com redução dos valores e da amplitude de variação de ρ associado à ocorrência do período chuvoso (Figura 6.15 - Figura 6.17). Condições ERT iniciais (T0: novembro/2019) indicaram solos resistivos, possivelmente em decorrência da redução da θ durante a estação seca. Entre T0 e T1 (janeiro/2020) observou-se a redução expressiva de ρ , em todos os PMs, com tendência de uniformização dos valores entre as profundidades observadas.

Na transição entre janeiro e abril houve redução na intensidade da precipitação e os valores de resistividade permaneceram reduzidos e com menor amplitude de variação em cada camada do solo. Dessa forma, o aumento da precipitação foi acompanhado pela redução de

ρ , que retornou a níveis elevados a partir de T4 (março/2020) nas camadas entre 0,30 e 0,90 m. Houve elevação considerável entre T5 (maio/2020) e T6 (julho/2020), que coincidiu com o retorno da estação seca (Figura 6.15 - Figura 6.17).

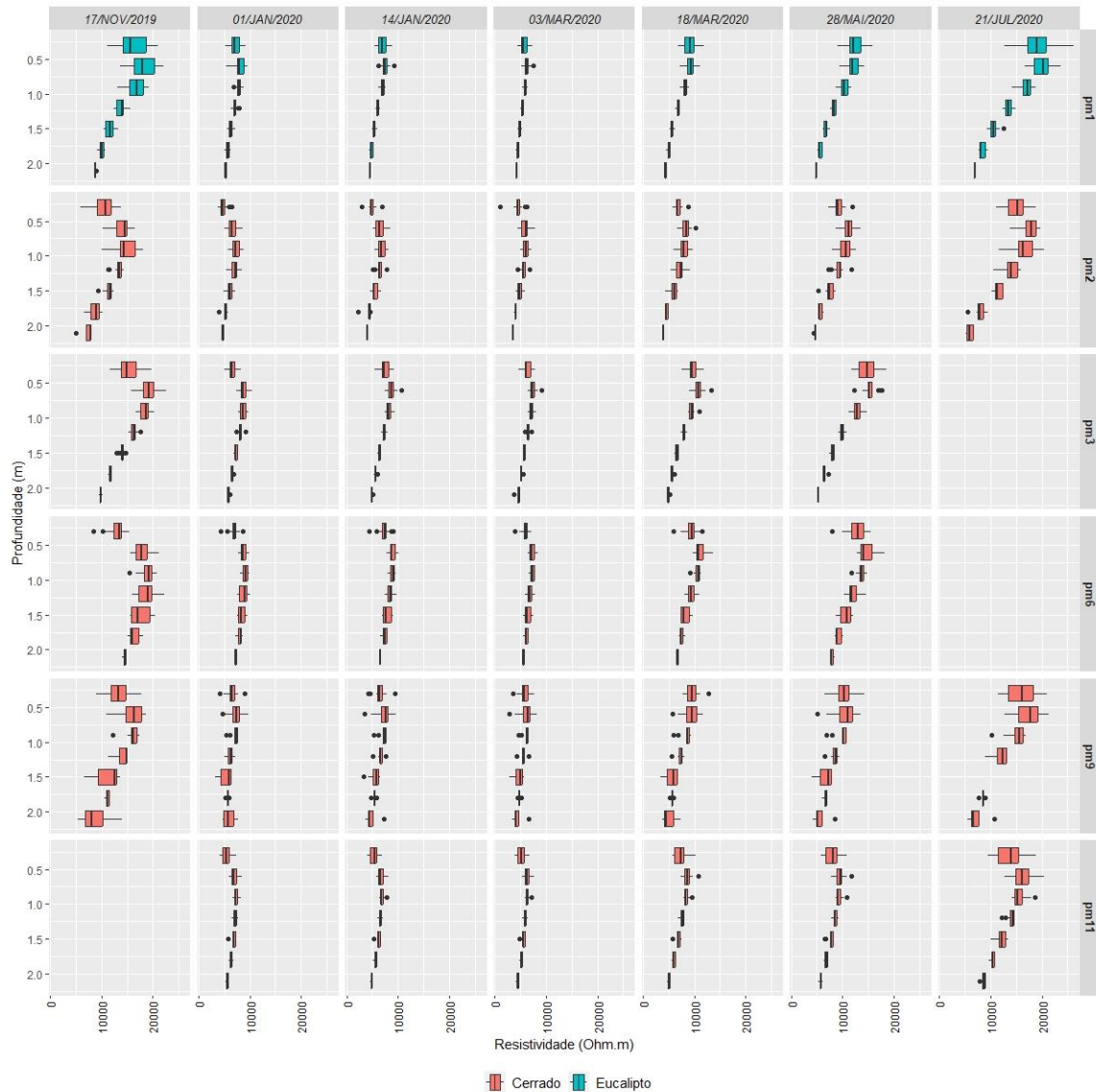


Figura 6.15 – Variação sazonal de ERT para cerrado (PM2, PM3, PM6, PM9 e PM11) e eucalipto (PM1).

Entre os PMs sob cobertura nativa, valores de ρ foram crescentes entre a mata de galeria, o campo sujo, o cerrado e o campo limpo. PMs em cerrado e mata de galeria apresentaram valores ρ menos elevados à 0,30 m, com elevação entre 0,60 e 1,20 m, e posterior redução abaixo dessa região (Figura 6.15 e Figura 6.16). PM4, apesar de predominantemente mais resistivo (15000 Ω .m), demonstrou valores uniformes em cada camada ao longo do perfil de solo, assemelhando-se ao PM8, especialmente durante o período chuvoso (Figura 6.17).

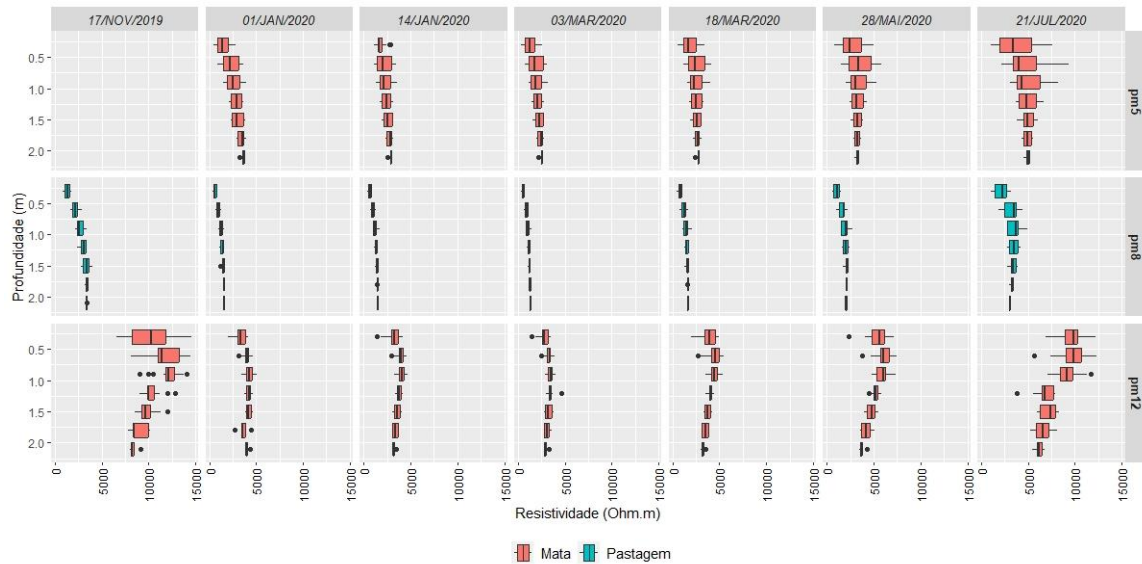


Figura 6.16 – Variação sazonal de ERT para mata de galeria (PM5 e PM12) e pastagem (PM8).

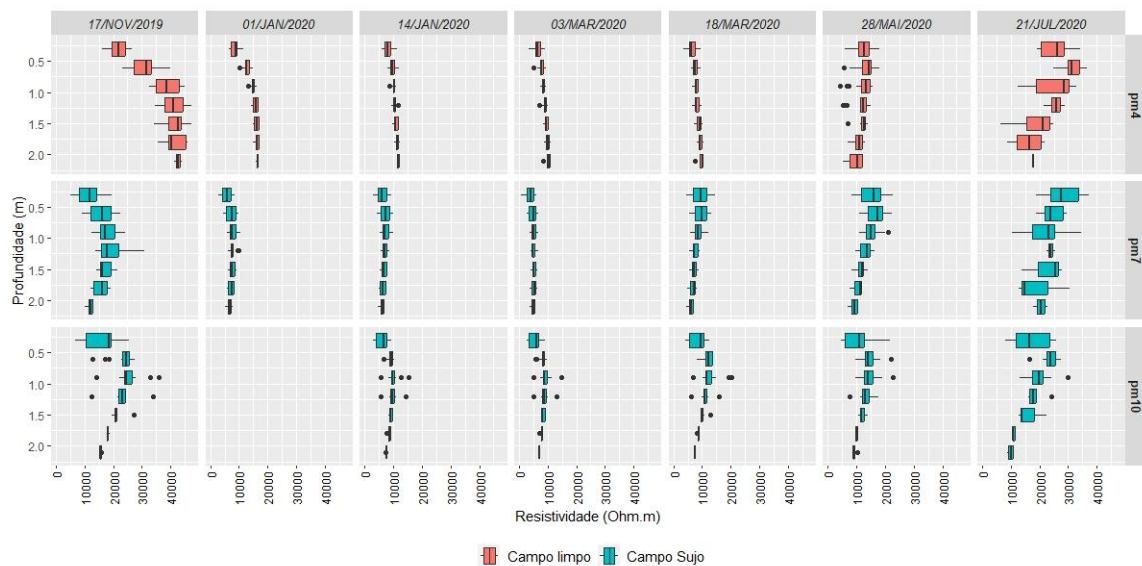


Figura 6.17 – Variação sazonal de ERT para campo limpo (PM4) e campo sujo (PM7 e PM10).

Na comparação geral, a mata de galeria apresentou percentual reduzido de variação temporal da resistividade, condizente com a condição inicial do solo menos resistivo, assim como na pastagem (Figura 6.16). De modo geral, o solo tornou-se gradualmente menos resistivo em função da profundidade, com reduzida variação temporal abaixo de 1,8 m.

Com relação aos PMs sob condição antrópica, o cultivo de eucalipto (PM1) apresentou valores elevados em comparação com a pastagem (PM8). Camadas superficiais (30 - 60 cm) mais resistivas ($\rho > 15000 \Omega.m$) podem ser observadas em PM1, no T0, com posterior redução ao longo do perfil (Figura 6.15). PM8, por sua vez, apresentou valores menos

resistivos, em comparação ao demais PMs, com tendência de elevação ao longo do perfil de solo (Figura 6.16).

Um padrão semelhante, porém, em sentido inverso, foi observado nos valores de θ fornecidos pelo sensor TDR (θ_{TDR}), entre 0,10 e 2,10 m de profundidade. Esses variaram entre 0,018 e 0,39 m^3/m^3 (Figura 6.18). Quanto ao valor médio de θ_{TDR} , constam em ordem crescente: PM4 (0,121 \pm 0,055 m^3/m^3), PM1 (0,133 \pm 0,030 m^3/m^3), PM11 (0,140 \pm 0,054 m^3/m^3), PM3 (0,142 \pm 0,047 m^3/m^3), PM6 (0,155 \pm 0,049 m^3/m^3), PM9 (0,163 \pm 0,056 m^3/m^3), PM12 (0,165 \pm 0,062 m^3/m^3), PM7 (0,169 \pm 0,095 m^3/m^3), PM2 (0,174 \pm 0,042 m^3/m^3), PM10 (0,178 \pm 0,036 m^3/m^3), PM8 (0,197 \pm 0,056 m^3/m^3) e PM5 (0,197 \pm 0,059 m^3/m^3).

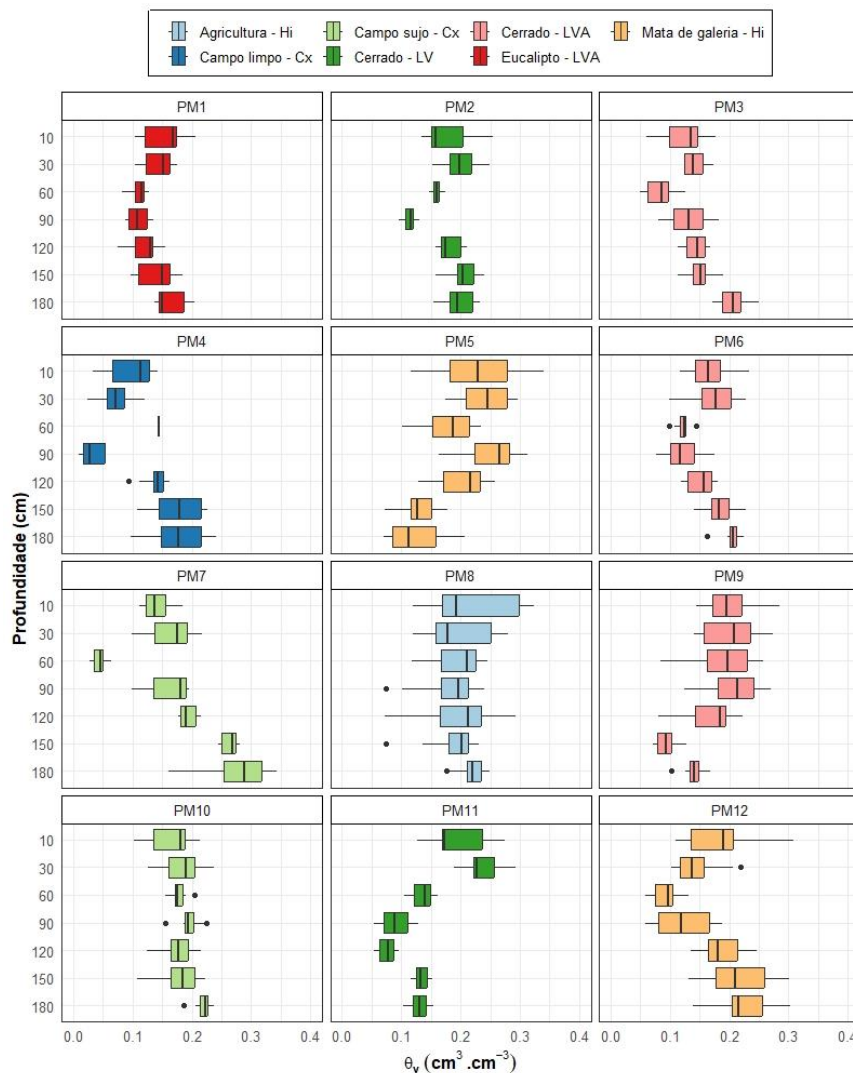


Figura 6.18 – Dados de θ obtidos entre novembro de 2019 e março de 2020.

É importante ressaltar que, assim como observado no levantamento ERT e em levantamentos geoeletricos prévios, limitações na aquisição de dados θ_{TDR} nos pontos com cambissolo,

especialmente à 0,60 m de profundidade em PM4, acarretaram incerteza quanto à representatividade de θ .

Nesse caso, a ocorrência de cascalho e pedregulho no perfil do solo aparentemente incrementou ρ em resposta aos valores reduzidos de θ . Nascimento et al. (2001) indicaram uma relação diretamente proporcional entre a fração de argila e silte e o teor de θ . Esse aspecto pode ser explicado pelo fato de que em solos com textura predominantemente fina, os poros possuem dimensões menores, e assim a retenção de θ é mais intensa.

Além disso, a presença de frações granulométricas maiores pode ter impactado na aquisição de dados de θ_{TDR} . O contato do tubo TECANAT com o solo influencia a aquisição dos dados de θ pelo método TDR. Isso porque a permanência de espaços preenchidos com ar, que apresenta permissividade relativa reduzida ($\epsilon_a = 1$), pode interferir no levantamento, resultando em valores subestimados de θ (Evetts et al. 2005, 2006; Topp et al. 1980).

A influência do solo em PM4 no contato do tubo TECANAT, bem como para a indução da corrente elétrica por meio de ERT não foi considerada neste estudo. Investigações futuras devem avaliar tais efeitos para aprimorar o monitoramento contínuo de θ nessas condições. Adicionalmente, deve-se considerar a representatividade espacial como um fator limitante para a dedução de padrões, especialmente para os pontos sob cambissolo.

6.2.2 - Estimativa da Umidade do Solo a partir da Relação ρ - θ

Como esperado, ρ relacionou-se negativamente com θ_{TDR} medida *in situ* para PM3, PM6, PM10 e PM11, entre novembro/2019 e julho/2020 (Figura 6.19). A essa análise incorporaram-se também medições anteriormente obtidos em PM1 e PM2 (Almeida et al. 2021a). Essa relação resultou no ajuste de um modelo empírico para conversão dos valores de ρ em θ_{ERT} . Apesar do R^2 inferior à 0,5, o modelo foi considerado satisfatório ao nível de significância p-valor $< 0,002$. Ainda assim, a relação obtida apresentou qualidade de ajuste similar ao observado na literatura (Garré et al. 2011; Pleasants et al. 2022; Wicki e Hauck 2022).

A verificação dos resultados indicou uma relação linear positiva e significativa ($p < 0,05$) entre θ_{TDR} e θ_{ERT} derivada do modelo empírico proposto neste estudo, considerando os valores extraídos para PM1, PM2, PM4, PM5, PM7, PM8 e PM9 (Figura 6.19). Apesar da

secagem do solo ter sido aparentemente bem representada, houve valores θ_{ERT} superestimados em comparação com θ_{TDR} , principalmente com relação aos dados de campo inferiores a $0,1 \text{ m}^3.\text{m}^3$.

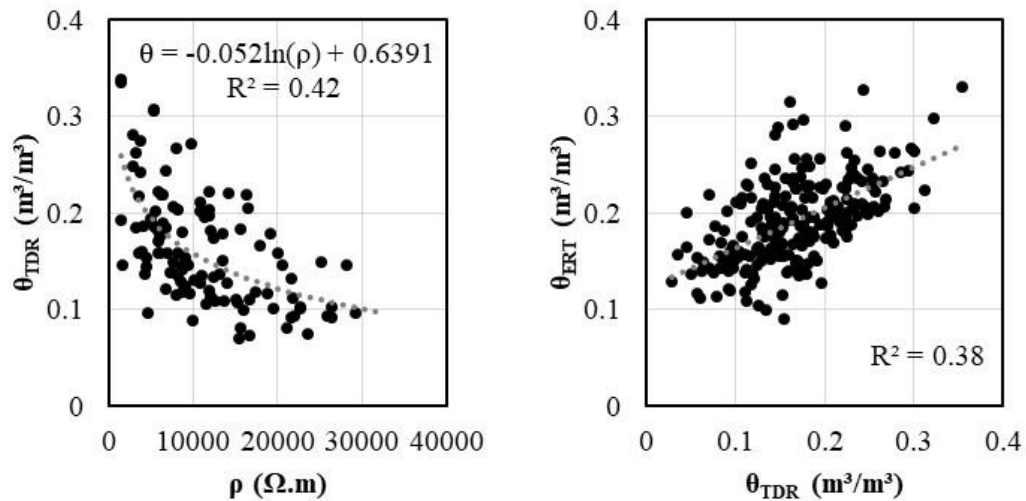


Figura 6.19 – Ajuste e avaliação do modelo de relação umidade – resistividade.

O aperfeiçoamento da relação ρ - θ tem sido conduzido, considerando i) o teste de modelos empíricos disponíveis na literatura (Garcia-Montiel et al. 2008; Garré et al. 2011, 2013; Pleasants et al. 2022); ii) o ajuste de novos modelos empíricos considerando o percentual de variação ρ - θ , ao invés dos valores absolutos, por classe de solo e a partir do fator de formação (F), que padroniza ρ em função da resistividade elétrica da água no poro do solo (ρ_w); e iii) a calibração do modelo analítico de Archie, que considera o efeito das propriedades do solo.

Contudo, o modelo proposto consiste em uma alternativa preliminar de obter dados de θ espacialmente representativos da zona radicular. Dessa forma, mudanças nos valores de ρ foram interpretadas como uma aproximação para explorar a dinâmica de θ a partir das seções θ_{ERT} , impulsionada principalmente pelas condições de uso e cobertura do solo.

6.2.3 - Seções de Umidade do solo Derivadas de ERT

A evolução temporal de θ_{ERT} (0,3 – 2,10 m) nos perfis de solo PM1 (eucalipto-LVA), PM2 (cerrado-LV), PM4 (campo limpo – Cx), PM5 (mata de galeria – Hi), PM7 (campo sujo Cx), PM8 (pastagem – Hi) e PM9 (cerrado-LVA), semelhante aos gráficos de ρ , indicaram o comportamento sazonal da θ . Houve maior contraste de θ na direção vertical em comparação

com a direção horizontal, refletindo o progressivo umedecimento e secagem do solo até 2,10 m de profundidade (Figura 6.21 - Figura 6.24).

De modo geral, θ_{ERT} variou entre 0,018 – 0,365 m^3/m^3 , com maior alteração temporal até 0,90 m de profundidade. Valores médios de θ_{ERT} corresponderam aos valores médios de θ_{TDR} , indicando valores crescentes de θ entre PM4 (0,135 \pm 0,042 m^3/m^3), PM1 (0,160 \pm 0,026 m^3/m^3), PM7 (0,161 \pm 0,041 m^3/m^3), PM9 (0,165 \pm 0,030 m^3/m^3), PM2 (0,172 \pm 0,031 m^3/m^3), PM8 (0,224 \pm 0,041 m^3/m^3) e PM5 (0,228 \pm 0,018 m^3/m^3) (Figura 6.20).

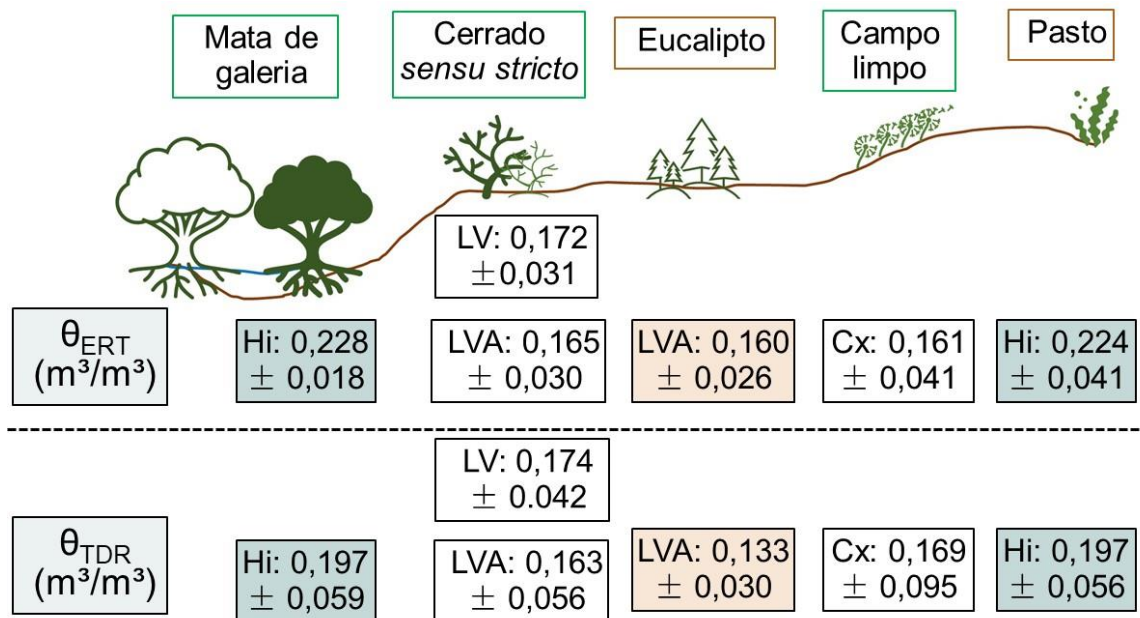


Figura 6.20 – Comparação entre os valores médios \pm desvio padrão dos valores de umidade do solo (θ) obtidos por meio de imageamento da resistividade elétrica (ERT) e reflectometria no domínio do tempo (TDR).

A localização das regiões secas e úmidas na seção mudou durante o monitoramento. Em T0 (início do período chuvoso), predominaram valores reduzidos de θ ($< 0,08 m^3/m^3$) nos perfis de solo, com destaque para PM4 (Figura 6.22). Além disso, pode-se observar o predomínio de valores elevados de θ na camada superficial do solo (entre 0,30 e 0,60m) em todos os PMs, exceto por PM1, que apresentou valores aparentemente menores de θ superficial (Figura 6.21 - Figura 6.24). PM5 não apresentou dados para T0 (Figura 6.23).

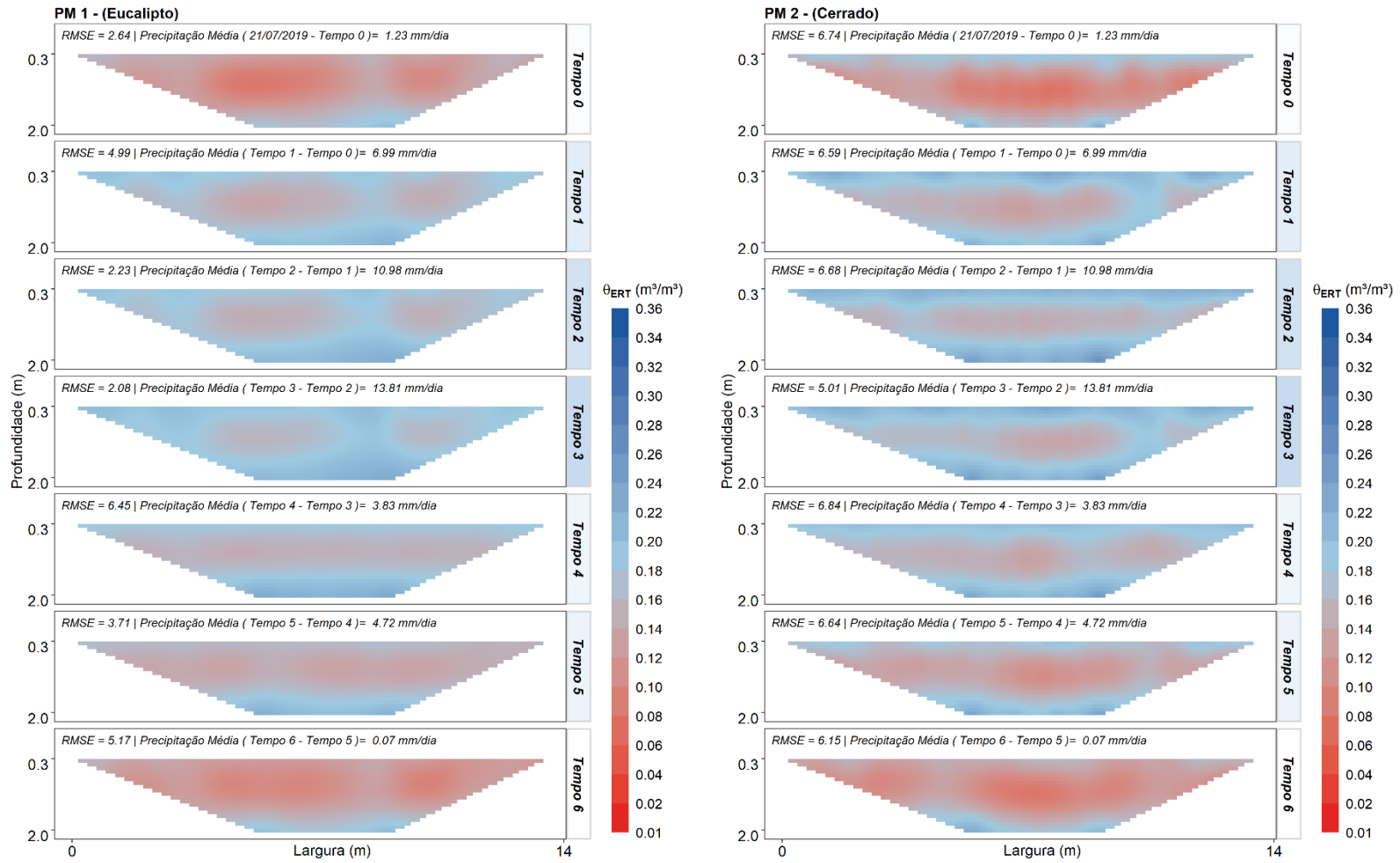


Figura 6.21 - Seções θ_{ERT} derivadas dos modelos geoeletricos para PM1 (Eucalipto + Latossolo vermelho-amarelo) e PM2 (Cerrado + Latossolo vermelho). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.

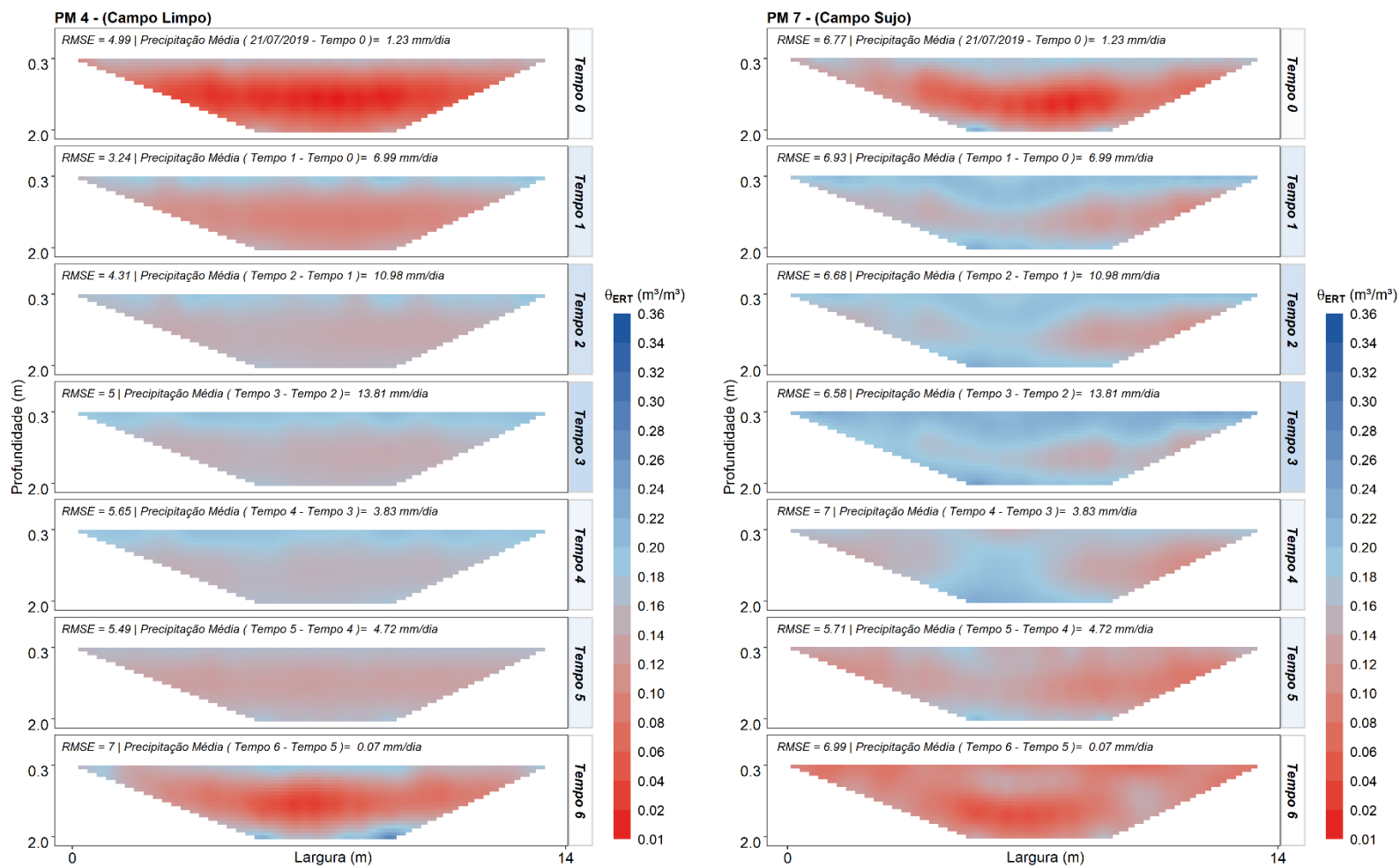


Figura 6.22 – Seções θ_{ERT} derivadas dos modelos geolétricos para PM4 (Campo limpo + cambissolo) e PM7 (Campo sujo + cambissolo). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.

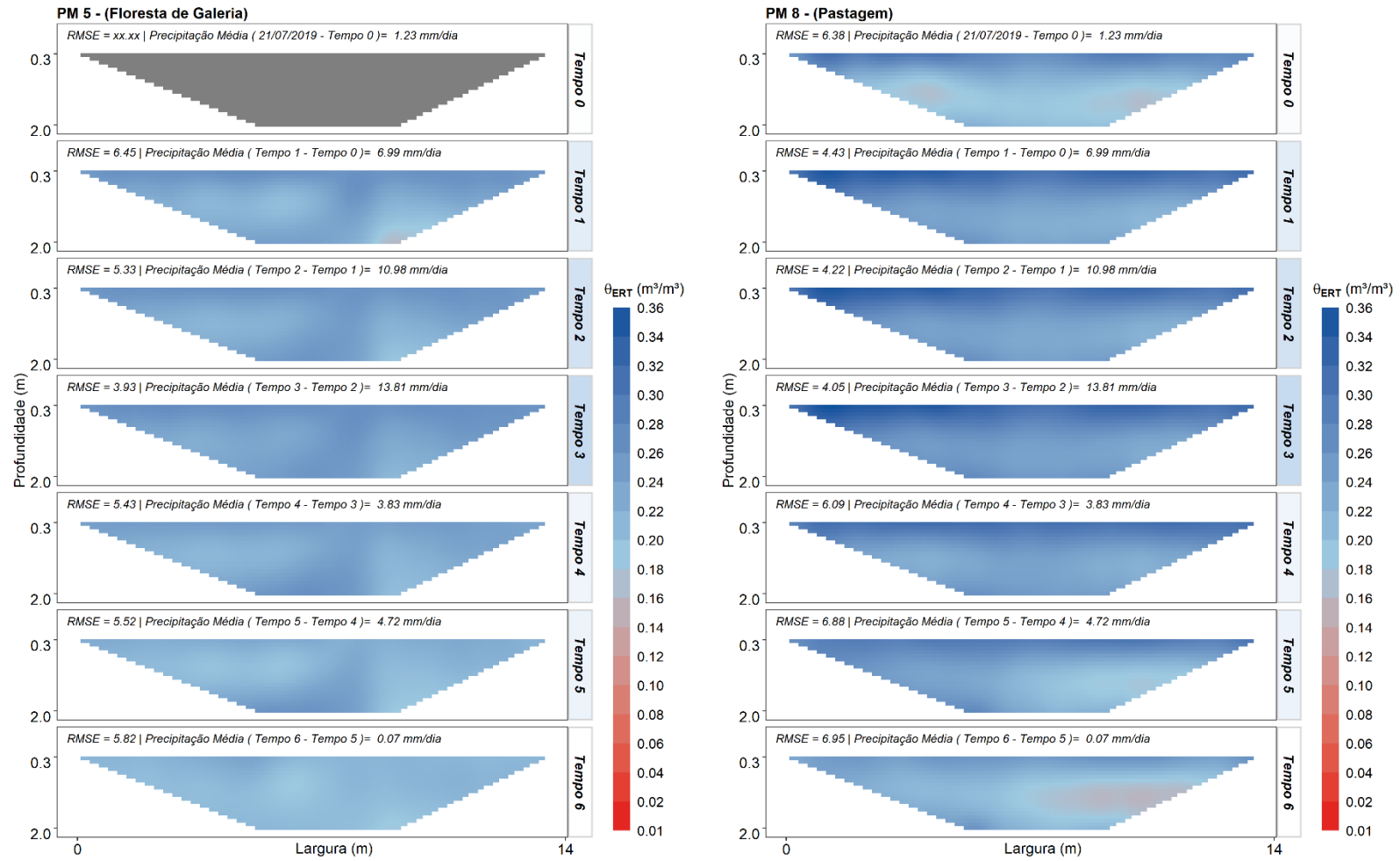


Figura 6.23 – Seções θ_{ERT} derivadas dos modelos geoeletricos para PM5 (Mata de galeria + solo hidromórfico) e PM8 (Pastagem + solo hidromórfico). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.

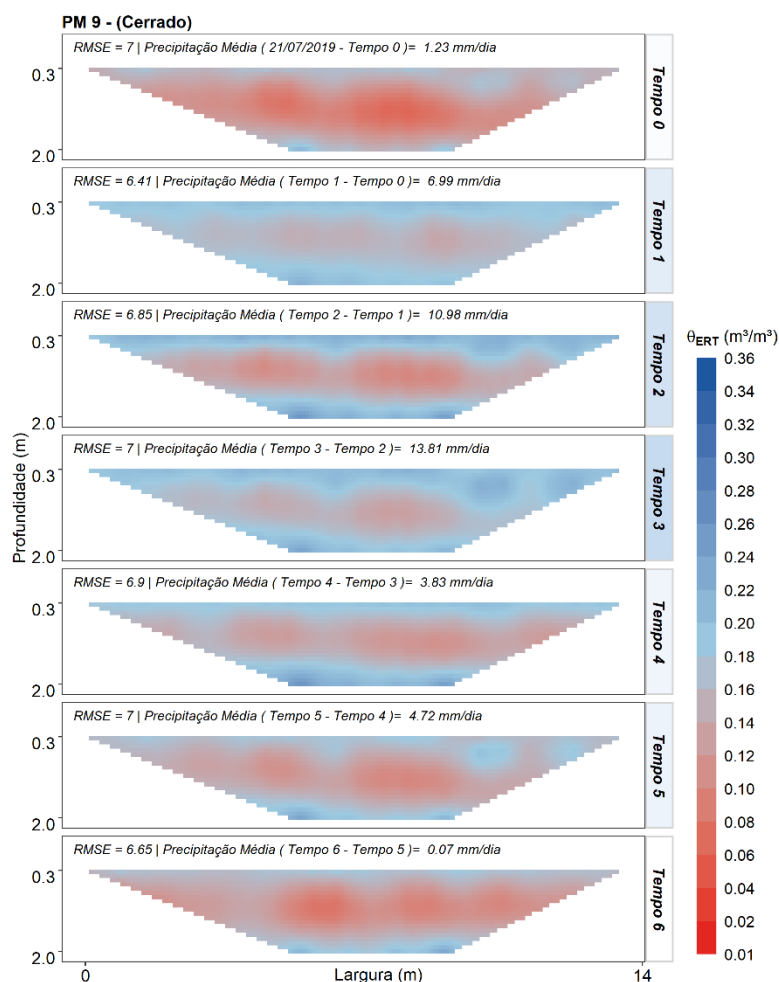


Figura 6.24 – Seções θ_{ERT} derivadas do modelo geofísico para PM9 (Cerrado + Latossolo vermelho-amarelo). RMSE indica a qualidade da inversão dos dados ERT.

Mudanças entre T0 e T6 foram observadas na parte superior (0,30-0,60 m) e inferior dos perfis de solo (< 1,8m) em todos os PMs. Alteração temporal da θ_{ERT} ao longo do primeiro nível de investigação de cada medição mostrou padrões de serra dentada, que podem estar relacionados aos ciclos de umedecimento e secagem do solo, como também observaram Almeida et al. (2021a) e Vanella et al. (2022). Isso porque a propagação de θ na camada não saturada do solo tende a ocorrer de forma preferencial (Chu e Mariño 2005; Cueto-Felgueroso et al. 1995).

Houve aumento progressivo da θ até T4 a partir de quando se observou nova redução dos valores de θ , retornando ao padrão observado em T0. Outro padrão identificado diz respeito ao predomínio dos valores reduzidos de θ na porção central as seções (0,90 e 1,2 m), que pode estar associado às estratégias de absorção de água em áreas com zona vadosa espessa. Esse comportamento é comumente descrito para formações savânicas nativas (cerrado e campo sujo) que ocorrem sob latossolos (Ferreira et al. 2009; Rossatto et al. 2012).

Tal resultado também aplicou-se à área de eucalipto, na qual reduzida θ predominou desde a camada superficial, possivelmente como resultado do sistema radicular do eucalipto, que amplia a ET em comparação com o cerrado, conforme observado no item 6.1 e também na literatura relacionada (Bernardi et al. 2019; Coutinho et al. 2020).

Diferenças de θ entre cerrado e eucalipto ($p < 0,001$) foram identificadas ainda por meio da análise de séries históricas obtidas entre 2013 e 2019 nos mesmos pontos de realização do levantamento geofísico. A partir desses resultados, pode-se verificar que a umidade entre 4 e 60 cm do solo no cerrado é significativamente superior em comparação com o eucalipto.

Árvores e arbustos no Cerrado apresentam um sistema radicular dimórfico que possibilita a extração de águas rasas durante a estação úmida e de águas mais profundas durante a estação seca (Jackson et al. 1999; Moreira et al. 2003). Esse comportamento, dependente da variação do nível freático, pode explicar solos menos resistivos sob mata de galeria.

Durante a estação seca, plantas herbáceas nativas do Cerrado morrem ou entram em dormência, enquanto arbustos e árvores continuam realizando fotossíntese. Além disso, é esperado que vegetação de pequeno porte dependa principalmente da água nas camadas superiores do solo (acima de 1 m) (Huntley e Walker 1982).

Apesar das semelhanças na cobertura do campo limpo e da pastagem, foi identificada diferença significativa quanto à θ_{ERT} entre ambos os pontos, evidenciada durante a estação seca. A exemplo do que foi abordado nos itens anteriores, valores reduzidos de θ_{ERT} prevaleceram em PM4, provavelmente como influência das características do solo na aquisição de dados ERT e TDR.

Ademais, abaixo de 1,8 m identificou-se zona predominantemente úmida na transição da estação chuvosa para a seca em PM4. Esse comportamento pode ser explicado pela ocorrência das concreções nos cambissolo sob campo limpo, que favorecem o acúmulo de água em aquíferos suspensos e dependentes da precipitação.

No período monitorado, o nível da água subterrânea nesse ponto ascendeu 4 metros, atingindo 0,60 m de profundidade com relação à superfície (Figura 6.25 e Tabela 6.5). Com isso, houve um aumento de até 80% em θ_{ERT} com relação à T0. Caso essa variação seja

associada ao umedecimento do solo, o campo limpo apresentou elevação significativa e uniforme da θ em todo o perfil monitorado.

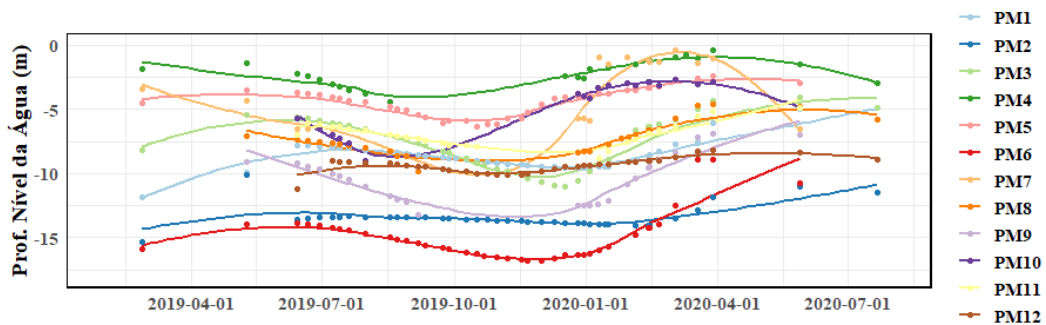


Figura 6.25 – Nível da água subterrânea nos PM.

Com relação ao PM8, valores elevados de θ_{ERT} predominaram entre T0 e T6, em comparação aos demais PMs, podendo indicar reduzida demanda de água devido às características fisiológicas da vegetação (Falcão et al. 2020; Salemi et al. 2012). Conforme observado por Anache et al. (2019) e Coutinho et al. (2020), a substituição do Cerrado por pastagens e cana-de-açúcar altera o fluxo superficial (até 42 mm.ano⁻¹) e o balanço hídrico residual (até 504 mm ano⁻¹) e pode afetar o comportamento do lençol freático.

Esse fato sugere mudanças significativas na partição da água em um sistema transiente de cobertura e uso da terra, com ET inferior (até 719 mm.ano⁻¹) em coberturas agrícolas em comparação ao Cerrado não perturbado, como também ressaltaram (Rodrigues et al. 2022).

PM5, por sua vez, representativo da mata de galeria, apresentou valores θ_{ERT} elevados em comparação aos demais PMs e com percentual reduzido de variação temporal. De modo geral, zonas úmidas tornaram-se gradualmente predominantes abaixo de 1,5 m. Tais anomalias podem estar associadas, assim como em PM4, à profundidade do lençol freático em cada PM (Figura 6.25 e Tabela 6.5).

Análises aprofundadas para quantificar a importância das classes de solo e uso e cobertura do solo, bem como a variação da precipitação, de ρ_w e da profundidade do aquífero na variabilidade espacial de θ_{ERT} permanecem em desenvolvimento, segundo Garré et al. (2011, 2013) e Vanella et al. (2022). O objetivo final é quantificar a incerteza das estimativas de θ derivadas de ρ , não contempladas nesta tese, e verificar a contribuição da assimilação de θ_{ERT} em modelos hidrológicos. Com o intuito de iniciar essa etapa do projeto, compararam-se seções θ_{ERT} e θ_{FEFLOW} PM1 e PM2 (Figura 6.26).

Para PM1, a quantificação de θ foi subestimada na porção superficial e superestimada abaixo de 1,5 m pelo método ERT em comparação com as simulações FEFLOW, calibradas e validadas nos itens anteriores. Esse padrão prevaleceu até T3, a partir de quando ambos os resultados tendem a indicar valores predominantemente reduzidos de θ , que resultam em percentual de variação próximo a 0% entre θ_{ERT} e θ_{FEFLOW} (Figura 6.26).

Tabela 6.5 – Resistividade elétrica da água no poro do solo e NA médio.

PM	ρ_w ($\Omega.m$)	NA _{médio} (m)
PM1	1088,14	8,62
PM2	1250,00	13,43
PM3	1540,83	7,62
PM4	1175,09	2,09
PM5	446,43	4,37
PM6	1083,42	14,90
PM7	1615,50	3,56
PM8	975,61	7,23
PM9	954,20	10,32
PM10	2801,12	4,56
PM11	1464,13	6,90
PM12	378,79	9,38

ρ_w = 1/condutividade elétrica da água subterrânea em 04/02/2020

Em PM2 o padrão assemelha-se ao anterior. Contudo, o percentual de variação é predominantemente negativo, indicando valores subestimados de θ_{ERT} com relação à θ_{FEFLOW} (Figura 6.26). Além disso, o padrão de infiltração da água no solo apresentou maiores semelhanças entre θ_{ERT} e θ_{FEFLOW} PM2, em comparação com PM1.

É importante ressaltar que θ_{FEFLOW} , apesar de calibrado e verificado ainda requer ajustes. O modelo não levou em consideração a distribuição histerética da θ , que pode acarretar representação não realista da infiltração da água no solo. Em sentido complementar, a calibração θ_{FEFLOW} limitou-se aos dados até 60 cm de profundidade, disponíveis para as torres de fluxo turbulento. É necessário considerar a calibração com base na carga hidráulica dos piezômetros associados ao PM1 e PM2 para aprimorar as análises θ_{ERT} e θ_{FEFLOW} no perfil de solo.

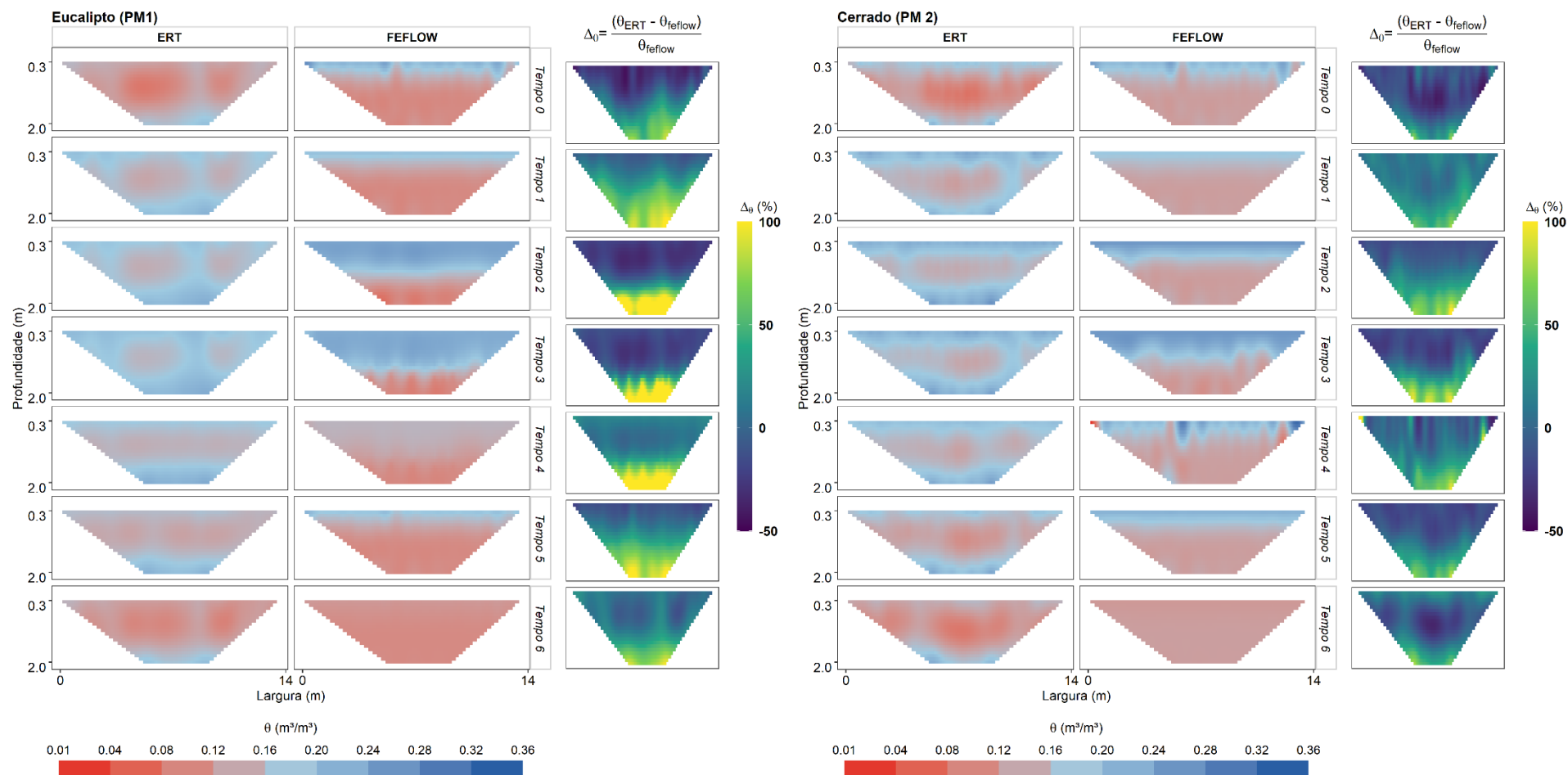


Figura 6.26 – Comparação entre a umidade do solo derivada do levantamento geofísico (θ_{ERT}) e obtida por simulação numérica (θ_{FEFLOW}) para PM1 e PM2.

Apesar das limitações, ERT demonstrou potencial para observação da dinâmica da água no solo, como uma ferramenta promissora para investigar a relação entre a redistribuição de θ e a absorção de água pelas raízes. A calibração *in situ* demonstrou-se uma alternativa na obtenção de dados espacialmente distribuídos de θ na zona radicular. Os resultados obtidos, bem como os testes previamente realizados na FAL para estimativa de parâmetros hidráulicos do solo a partir de ρ (Apêndice H), vão de encontro à necessidade de incorporação de métodos inovadores para o monitoramento da água na Zona Crítica, listada como uma das principais questões ainda não solucionadas pela hidrologia (Blöschl et al. 2019).

6.3 - PADRÕES E CONTROLES DA UMIDADE DO SOLO EM BACIA DE CABECEIRA NO CERRADO

Simulações de θ na bacia do ribeirão do Gama a partir do modelo SWAT, calibrado e verificado para estimativas de vazão conforme (Ferreira et al. 2021), resultaram em três grupos de resultados. Houve o aperfeiçoamento da representação do LAI para as classes de uso e cobertura do solo predominantes no Cerrado (Cerrado, campo, agricultura e silvicultura). Aprimorou-se a representação de AET na bacia a partir dos parâmetros ET derivados da escala de HRU, sem acarretar influência significativa nas estimativas de vazão e θ . Foi obtido um panorama preliminar da relação entre os fatores ambientais (pedologia, topografia e vegetação) e os padrões temporais de SWC extraídos do modelo calibrado e verificado para Q e parametrizado para LAI e AET.

6.3.1 - Efeito da Parametrização do Índice de Área Foliar e da Evapotranspiração no Balanço Hídrico da Bacia do Ribeirão do Gama

Para as classes de uso e cobertura do solo analisadas, os dados LAI e AET MODIS demonstraram comportamento sazonal pertinente com valores da literatura e obtidos em campo, conforme previamente discutido no item 6.1 (Figura 6.27). Houve relação linear significativa entre dados AET MODIS e AET EC para PM1 e PM2 (Figura 6.28).

PM8, que continha apenas dados PET derivados da Estação Agroclimatológica da FAL, também apresentou relação satisfatória na comparação com dados PET MODIS (Figura 6.28). A partir desse ajuste, considerou-se adequado adotar valores AET MODIS para representação dos valores AET das HRUs sob agricultura (Figura 6.28). Para as áreas de campo, não havia dados AET ou PET disponíveis para avaliação dos dados MODIS. Dessa forma, considerou-se adequada a utilização dos dados MODIS para calibração LAI e ET SWAT em comparação com o padrão observado para o cerrado *sensu stricto* e valores da literatura.

A calibração do índice de área foliar do cerrado, do campo, da agricultura e do eucalipto resultou em parâmetros que aprimoraram o ajuste entre LAI simulado e observado, em comparação com o modelo padrão do SWAT (Figura 6.29). A parametrização de LAI contribuiu no aprimoramento da previsão do início e do fim da estação de crescimento da vegetação, assim como apresentado em Strauch e Volk (2013).

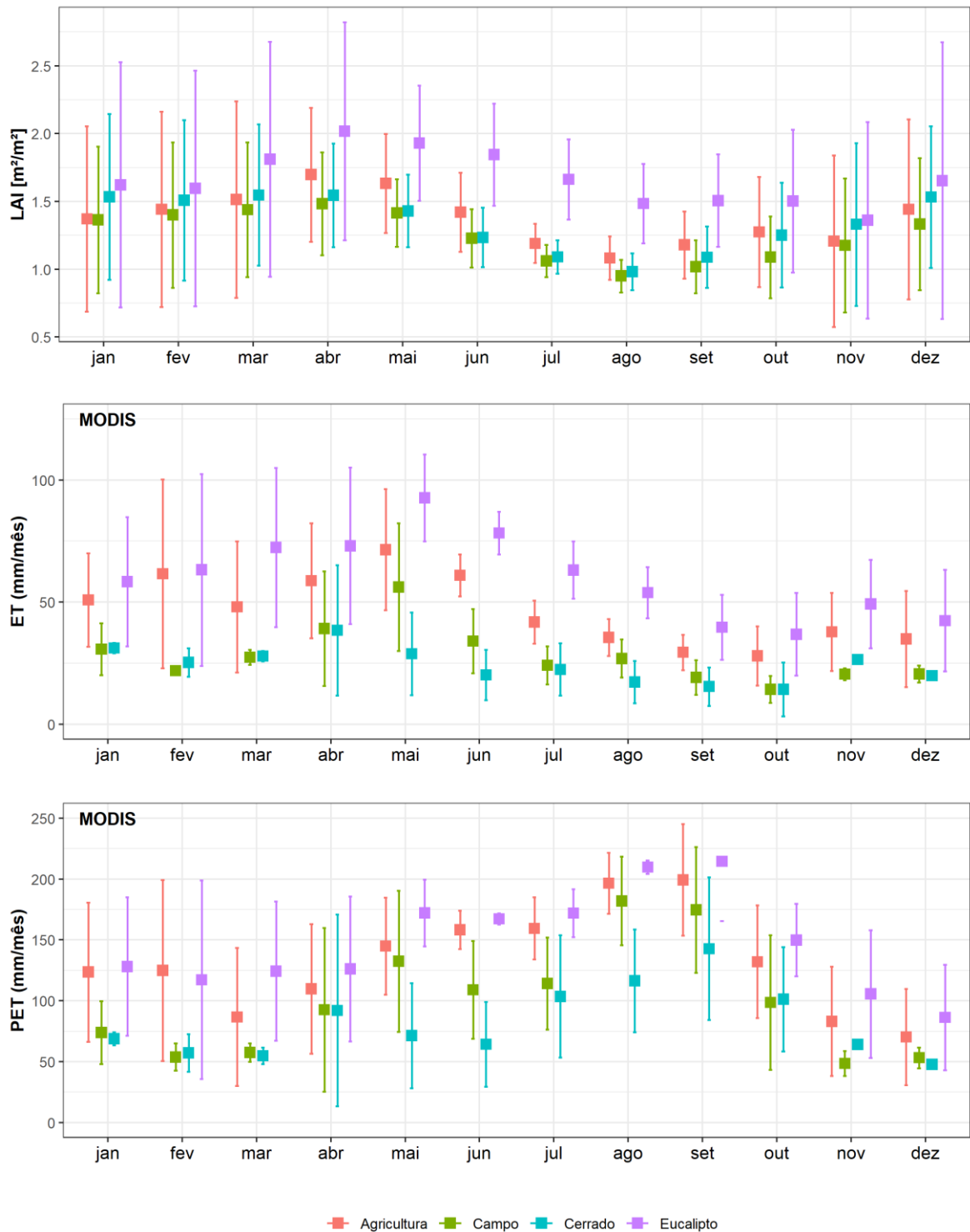


Figura 6.27 – Valores LAI, ET e PET MODIS médios mensais.

Adicionalmente, valores mínimos e máximos extremos de LAI (0 - 3 m²/m²) apresentados no modelo padrão foram ajustados na calibração, que resultou em picos de LAI entre março e maio, conforme observado nos dados LAI MODIS (Figura 6.28). A estimativa do início da senescência também foi aprimorada (julho-agosto).

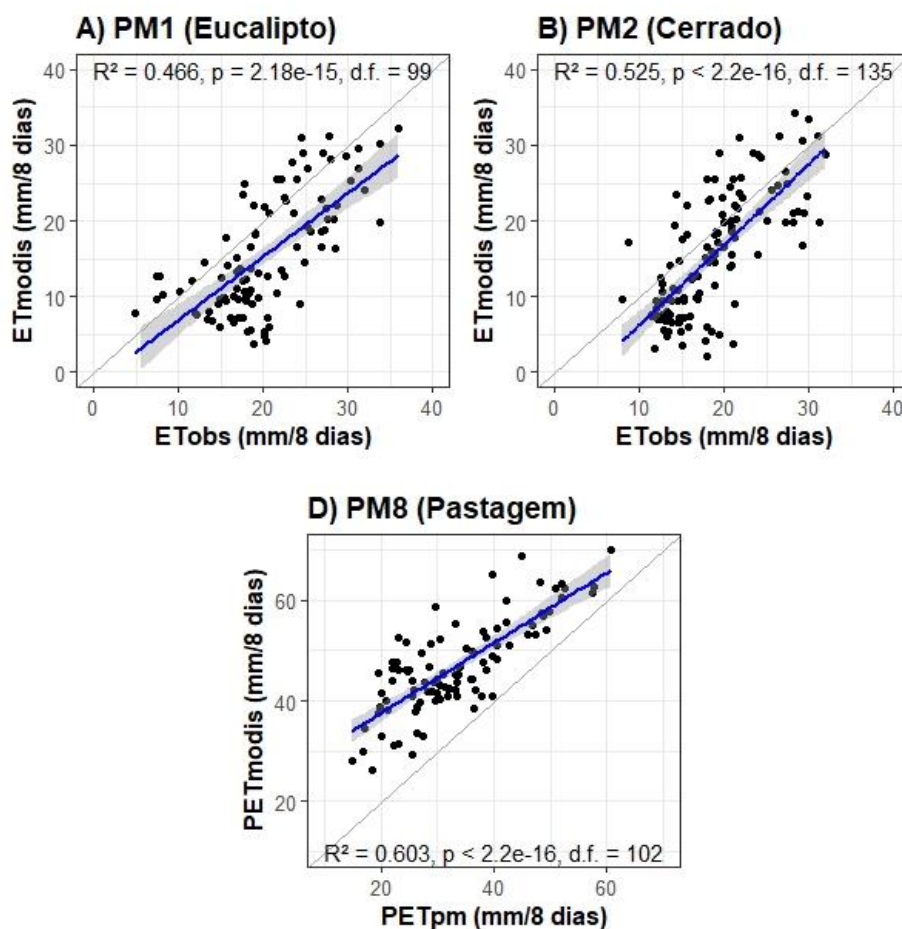


Figura 6.28 – Relação entre dados ET e PET MODIS e dados de campo.

Houve aprimoramento na representação da variação sazonal de LAI para o cerrado *sensu stricto* e o campo (limpo e sujo), coberturas savânicas e campestres nativas do Cerrado (Figura 6.29). Tais coberturas, cujo LAI apresenta relação com a variação sazonal da θ , apresentaram valores LAI mínimos e máximos entre 1,45 e 3,45 m^2/m^2 , no caso do cerrado, e 0,23 e 2,10 m^2/m^2 , para o campo, em conformidade ao que se observa na literatura (Giambelluca et al. 2009; Strauch e Volk 2013).

LAI indicou valores elevados para o eucalipto, assim como em Cabral et al. (2010) e Mota (2017). Nessa área, dados anteriores a 2015 não foram inseridos no processo de calibração por representarem a fase inicial de crescimento da silvicultura (Figura 6.29). Para a área de agricultura, valores LAI variaram entre 0,7 e 2,3 m^2/m^2 , condizentes com áreas híbridas de cultivo sazonal e permanente.

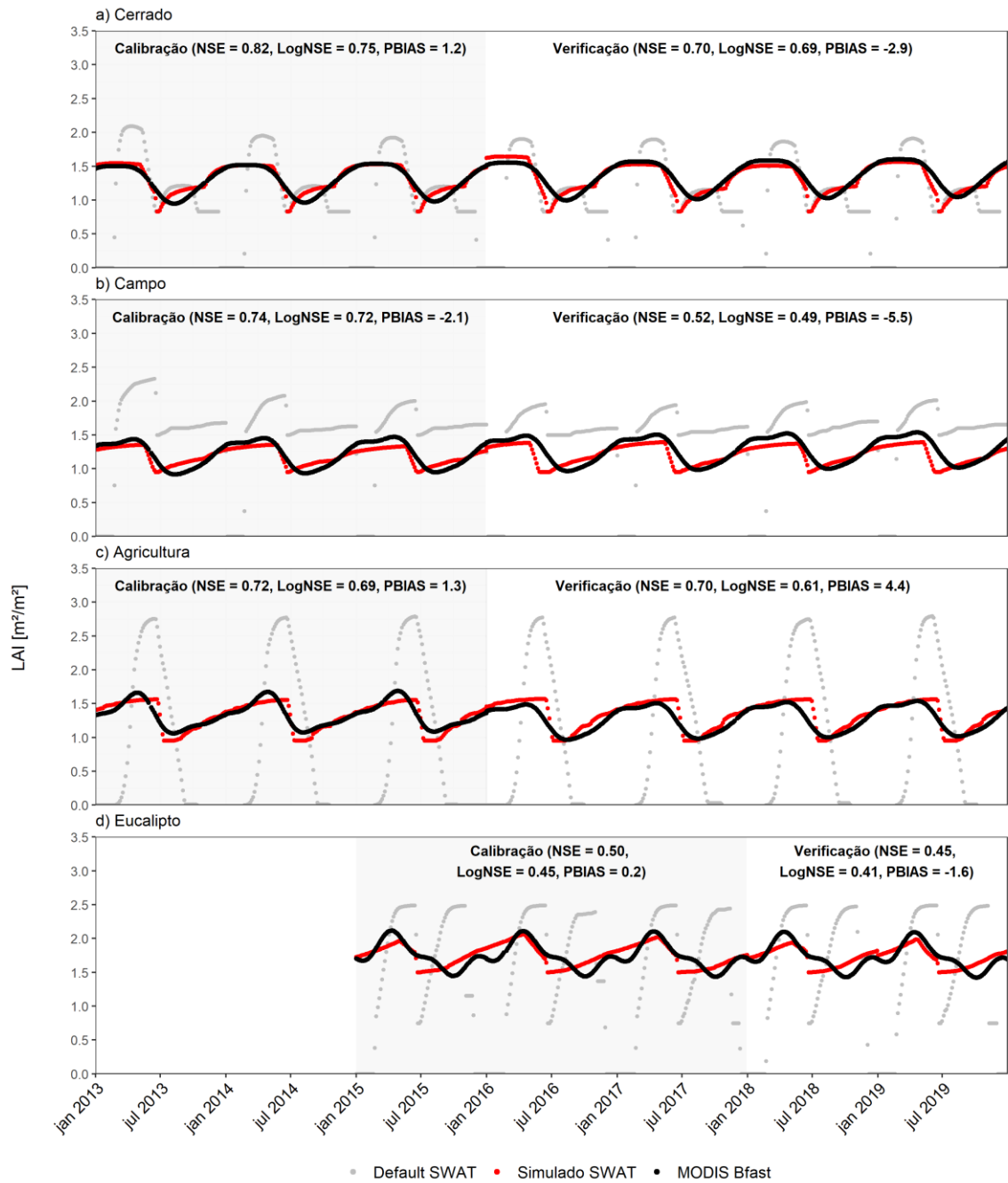


Figura 6.29 – Ajuste LAI SWAT aos dados LAI MODIS para as principais classes de uso e cobertura do solo na bacia.

A calibração dos parâmetros LAI resultou em aprimoramento das estimativas de AET nas quatro HRUs analisadas, apesar de mantidos os valores padrão dos parâmetros AET, como também observaram Haas et al. (2022). Isso deve-se principalmente à obtenção de valores representativos das condutâncias estomatal e cuticular, que, por sua vez, compõe a medida de resistência superficial ($r_s = 1/g_s$, sendo $g_s =$ condutância estomatal + condutância cuticular + condutância do solo) utilizada na estimativa de PET conforme Penman-Monteith.

Desse modo, verificou-se que os parâmetros derivados do ajuste entre os valores médios de quatro dias LAI SWAT – LAI MODIS demonstraram habilidade em aprimorar a modelagem da vegetação e representar a dinâmica mensal e sazonal de LAI em cerrado, campo, agricultura e eucalipto, e influenciar positivamente a representação de AET nas quatro HRUs.

Apesar da expressiva melhoria da representação de LAI SWAT, deve-se considerar a necessidade de aprimoramento dos picos na área com agricultura e do ajuste aos ciclos interanuais de LAI apresentados nos dados MODIS para o eucalipto, porém não capturados na simulação. Adicionalmente, a resolução espacial dos dados LAI MODIS (500x500m²) restringe o detalhamento das características do dossel em pequenas bacias de cabeceira e deve ser considerada como um fator de desajuste nos dados simulados.

Em detrimento disso, pode-se supor que a calibração LAI aprimora a representação do crescimento vegetal, com reflexos no aperfeiçoamento das simulações SWAT em regiões tropicais, especialmente aquelas caracterizadas por variações sazonais distintas quanto à precipitação, como observado no estudo de Strauch e Volk (2013).

Os resultados reforçaram ainda que dados derivados de sensoriamento remoto, como MODIS, podem servir como dados de referência para calibrar e verificar o modelo em relação à dinâmica da vegetação, apesar da necessidade de aplicação de técnicas de filtragem ou suavização para corrigir a interferência atmosférica, como no caso do Bfast, aplicado nessa análise.

Com relação à AET, os modelos calibrados e verificados por HRU apresentaram desempenho satisfatório de acordo com Moriasi et al. (2007) para o Cerrado e o Eucalipto, que dispunham de dados de campo, derivados das torres EC (Figura 6.30). Em comparação com as simulações padrão, o ajuste dos parâmetros LAI e AET contribuiu principalmente para a adequação de ET durante a estação seca, que tende a reduzir de forma brusca em comparação com R_n , como analisado no item 6.1.2.

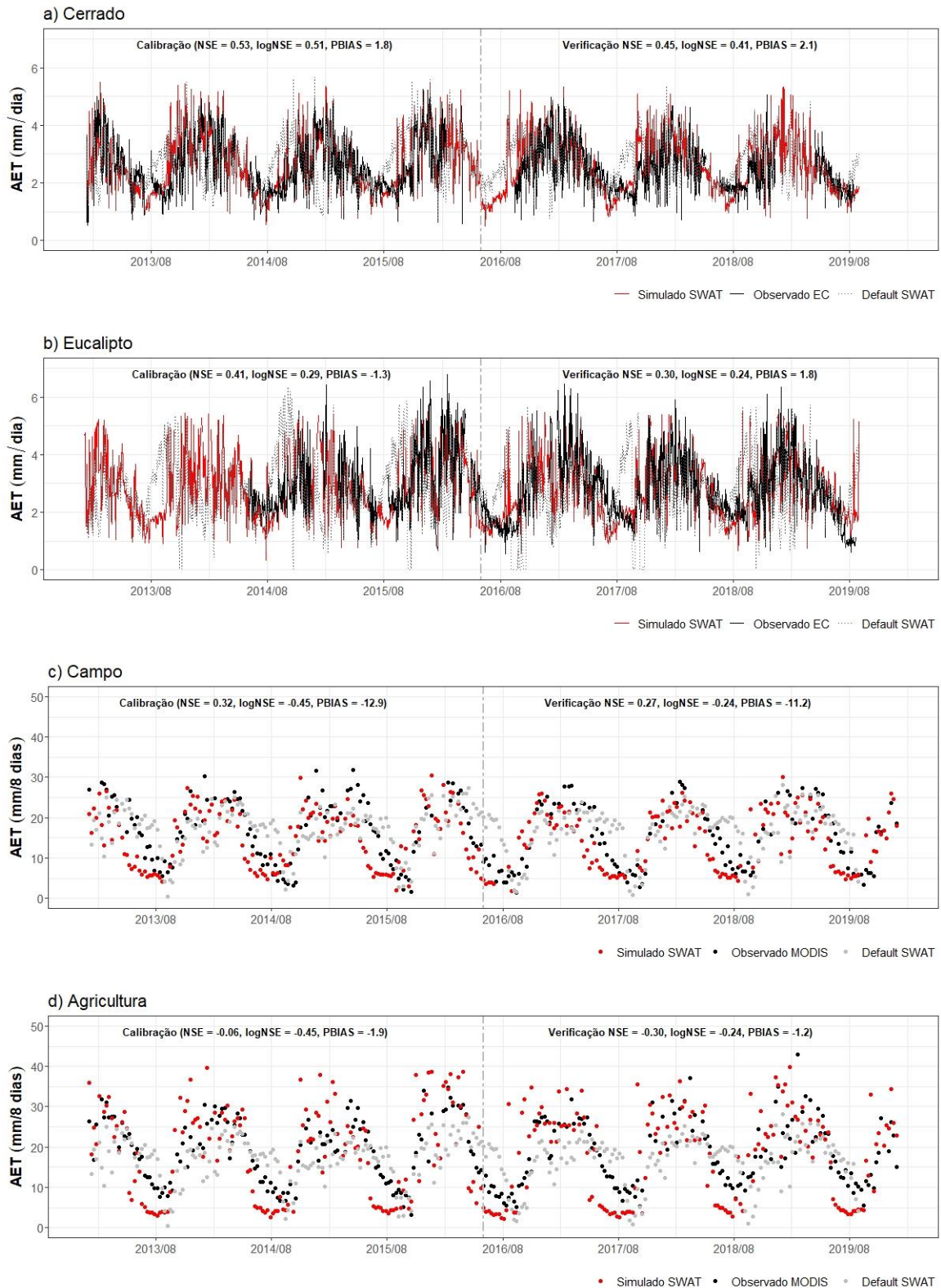


Figura 6.30 – Ajuste dos valores AET SWAT aos dados de campo derivados de torres EC (Eucalipto e Cerrado) e AET MODIS (Campo e Agricultura).

Dessa forma, simulações parametrizadas indicaram montante reduzido de ET nessas áreas. Contudo, valores de pico ainda carecem de ajuste aprimorado. Assim como as HRUs de campo e agricultura que, apesar de indicarem aprimoramento em AET em comparação com

dados MODIS, não apresentaram métricas de eficiência adequadas para os modelos (Figura 6.30). Apesar disso, parâmetros foram aplicados para demais HRUs na bacia, assim como aqueles provenientes de cerrado e eucalipto, como uma alternativa preliminar de adequação de ET sob tais condições de uso e cobertura do solo.

Após calibração, verificação e parametrização de LAI e ET na bacia do ribeirão do Gama, verificou-se que o modelo manteve resposta adequada para vazão, com base nos índices NSE, LogNSE e PBIAS (Figura 6.23). Previsões satisfatórias de vazão são possíveis mesmo sem melhoria do módulo de crescimento da planta (Strauch e Volk 2013). Contudo, adequações do modelo ao processo de crescimento vegetal e ET possibilitam explicar razoavelmente a dinâmica da vegetação sazonal típica do Cerrado e, assim, aprimorar o particionamento hidrológico (Bonumá et al. 2013; Haas et al. 2022).

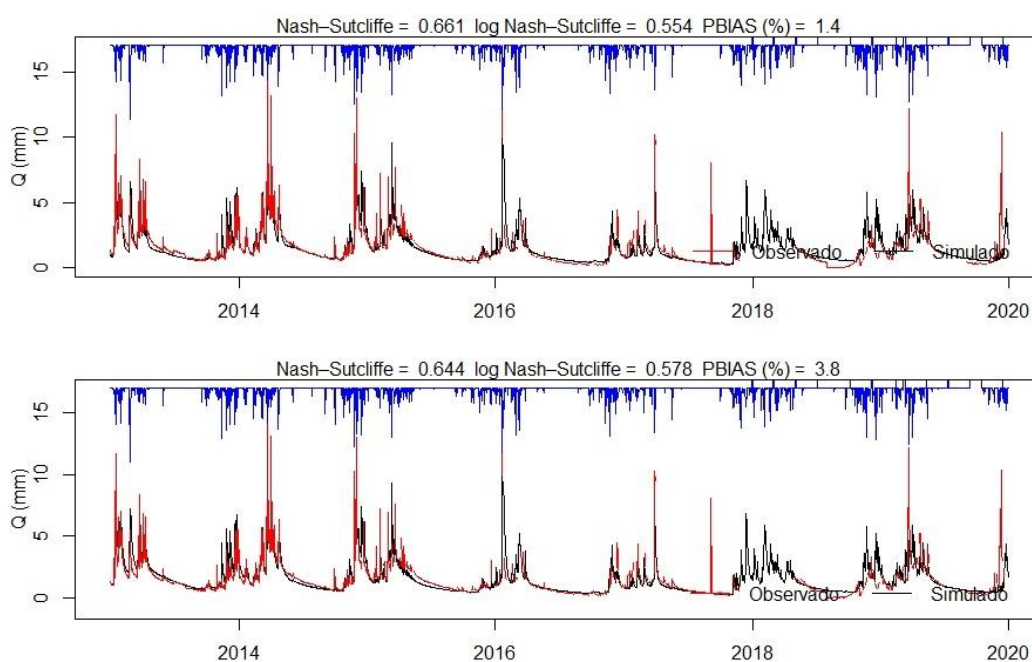


Figura 6.31 – Comparação entre resultados da calibração de Q antes (acima) e após a parametrização LAI e AET a partir das HRUS selecionadas.

6.3.2 - Relação entre os Fatores Ambientais e os Padrões de Umidade do Solo em Bacia de Cabeceira

Simulações SWAT entre 2013 e 2019, considerando a parametrização LAI e ET para as classes de cerrado, campo, eucalipto e agricultura, resultaram em estimativas de água disponível para as plantas (PAW) nas profundidades de 0,0 – 0,30 m e 0,3 – 1,0 m. Após a

conversão desses valores em SWC, somando-se a eles a parcela de WP característica de cada HRU, obtiveram-se valores para a análise que se propõe nesta etapa do estudo (Figura 6.33).

A comparação entre SWC_{SWAT} e SWC_{TDR} para eucalipto (Figura 6.32A - B) e cerrado (Figura 6.32C - D) indicou simulações razoáveis, considerando as métricas NSE, LogNSE e PBIAS, especialmente abaixo de 30 cm para o Cerrado. Contudo, é importante ressaltar que não houve calibração dos parâmetros SWAT relacionados a SWC. Isso justifica as imprecisões na comparação entre dados observados e simulados, especialmente para o solo entre 0,0 e 0,3 m sob eucalipto, que resultou em valores superestimados e não representativos do comportamento temporal de θ em PM1.

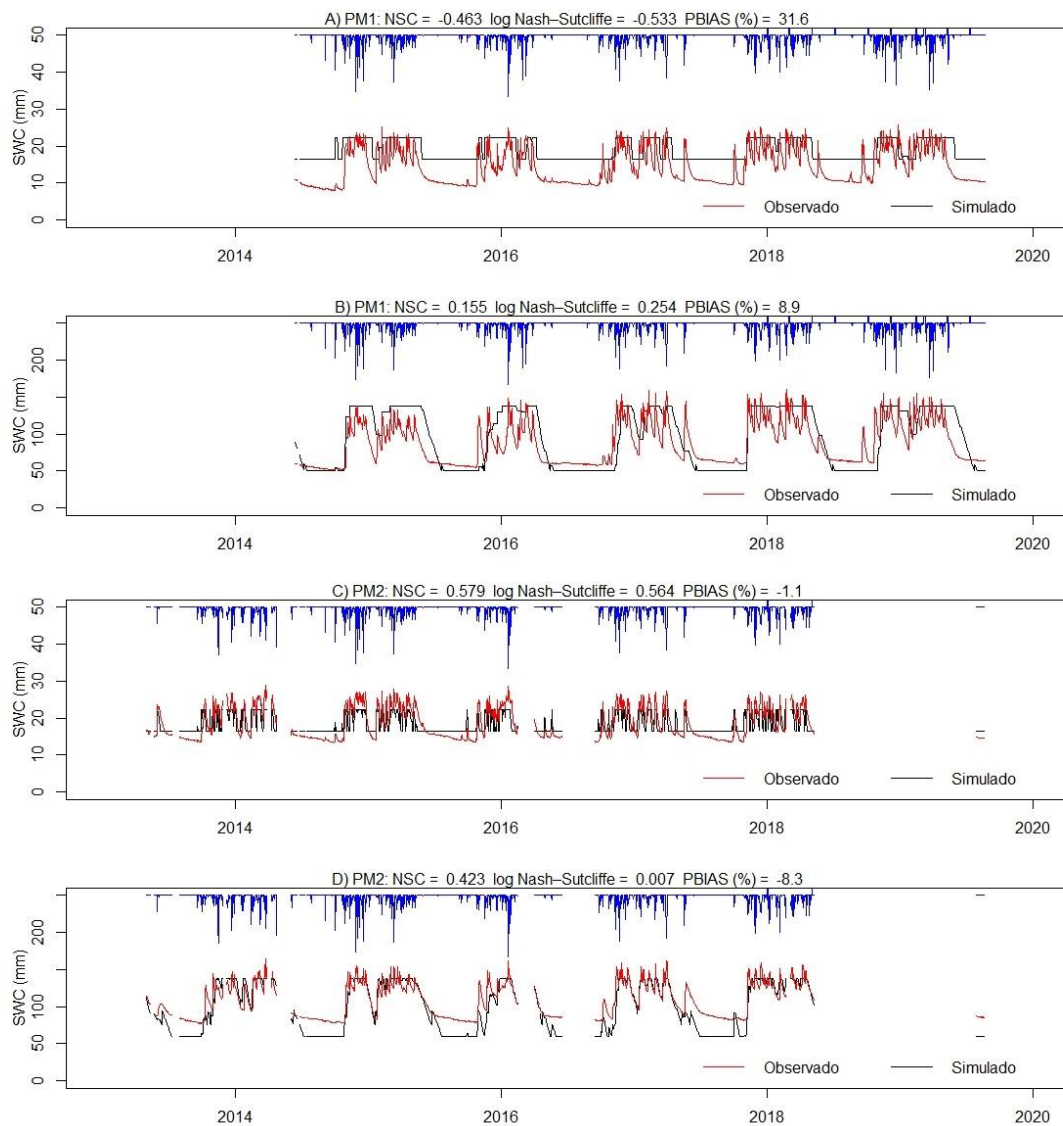
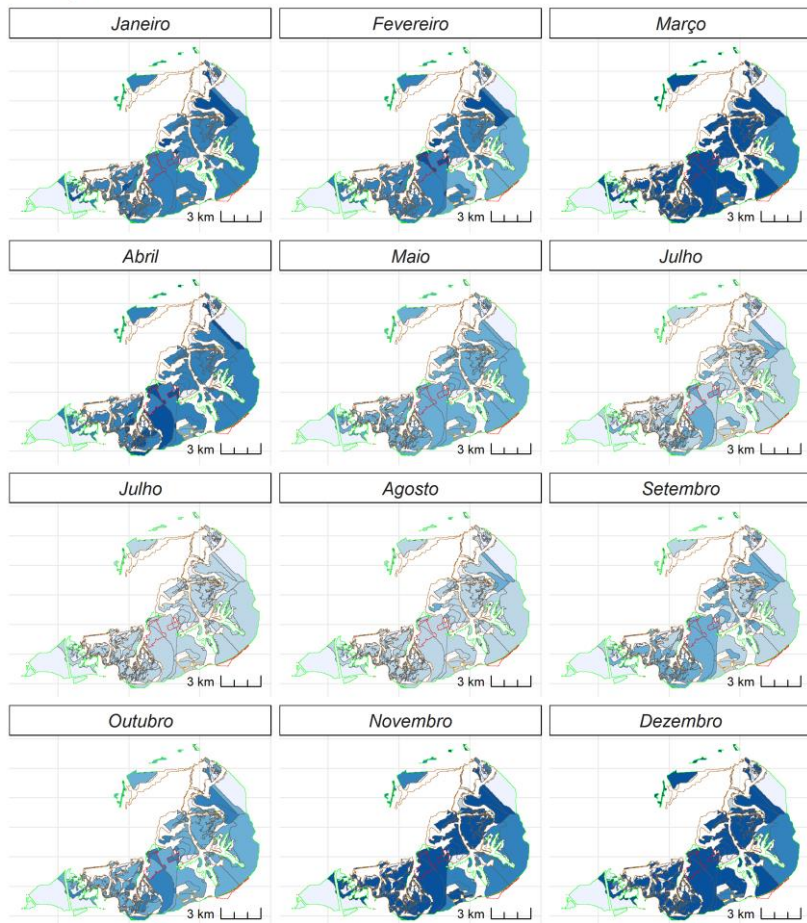


Figura 6.32 – Comparação entre SWC SWAT e SWC TDR para PM1 e PM2.

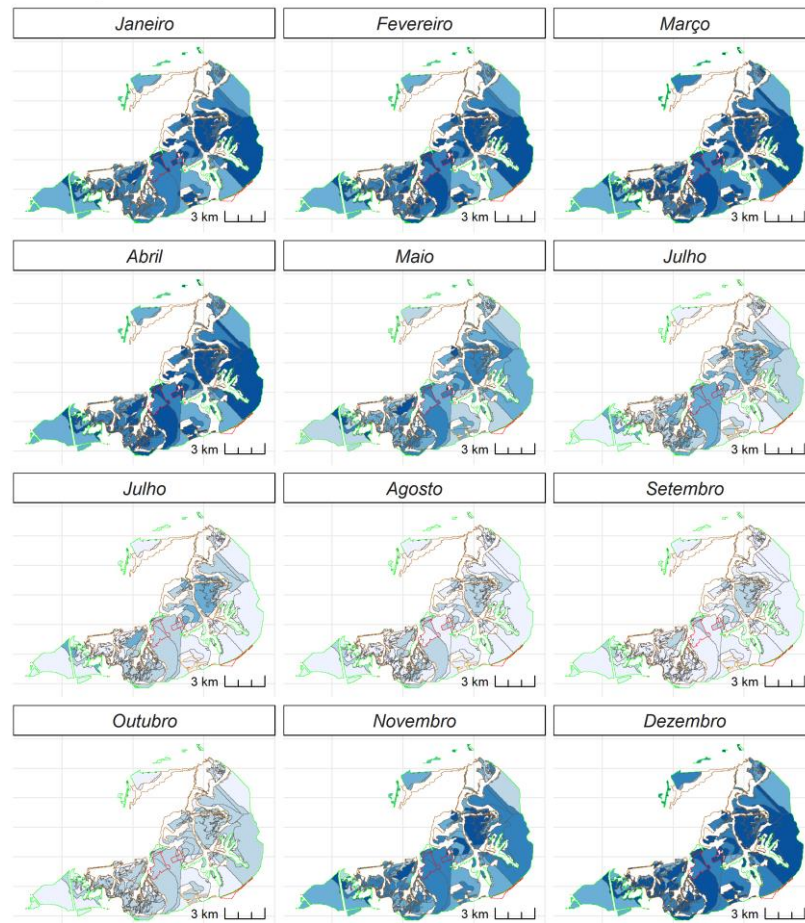
0 - 30 CM



SW (mm) [6.52,9.43] [9.43,9.87] [9.87,11] [11,11.8] [11.8,12.9]

Cerrado Campo Agricultura Eucalipto

30 - 100 CM



SW (mm) [40.6,77.3] [77.3,108] [108,132] [132,148] [148,174]

Cerrado Campo Agricultura Eucalipto

Figura 6.33 – Variações espacial e temporal do conteúdo total de umidade do solo simulado via SWAT (SWC_{SWAT} , mm) entre 0,0 - 0,3 e 0,3 – 1,0 m na bacia do ribeirão do Gama.

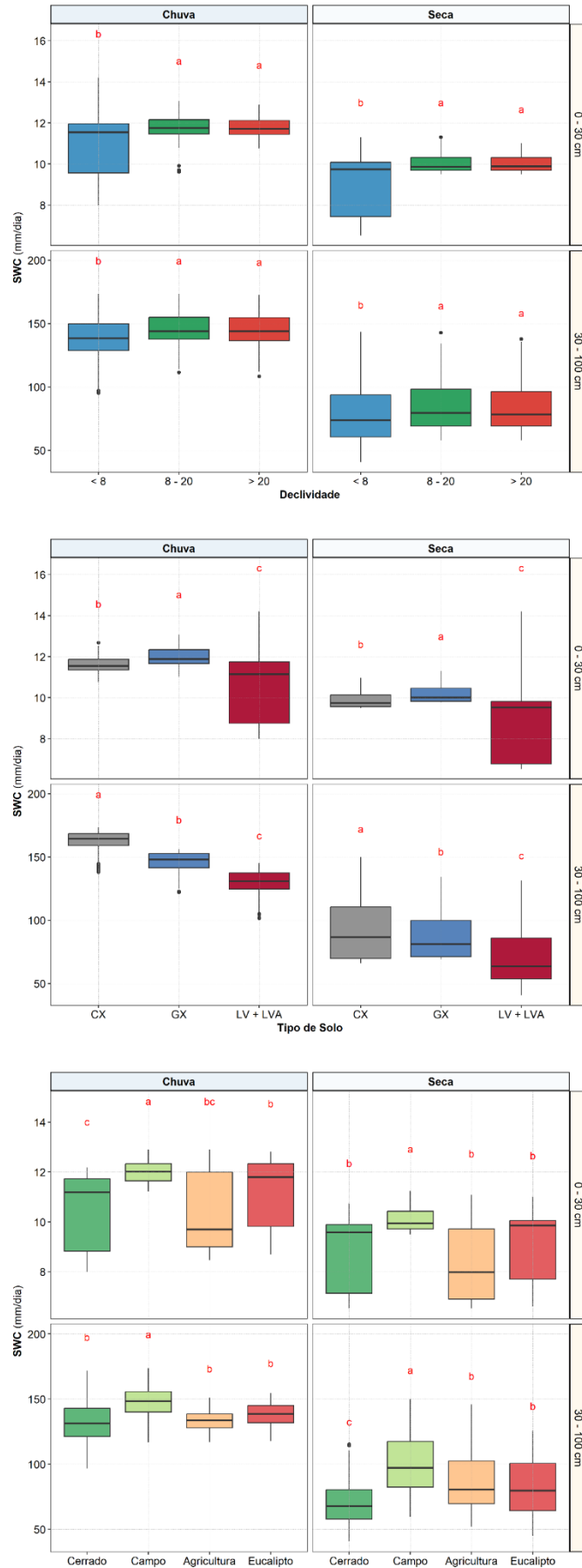


Figura 6.34 – Variação dos dados SWC_{SWAT} entre 0,0 – 0,3 m e 0,3 – 1,0 m em função das classes de declividade, solo e uso e cobertura do solo.

Apesar desse resultado, procedeu-se com a análise preliminar dos padrões temporais de θ na bacia do ribeirão do Gama. A variabilidade temporal de SWC_{SWAT} foi demonstrada com gráficos boxplots (Figura 6.34) e mapas (Figura 6.33) de SWC.

Esses resultados indicaram diferenças significativas ($p < 0,001$) na θ em função das classes de declividade, solo e uso e cobertura do solo, com maior variabilidade (considerando a amplitude dos boxplots) dos dados sob fatores que condicionam a ocorrência de estados predominantemente secos, considerando o valor mediano. Ou seja, houve maior variabilidade temporal da θ proveniente de HRUs com declividade inferior a 8% e em latossolo. Com relação à vegetação, valores foram inferiores nas HRUs de agricultura, até 0,30 m, e no cerrado entre 0,30 – 1,0 m. Vale destacar ainda que o efeito da sazonalidade afetou de forma mais significativa valores de θ abaixo de 0,30 m.

Compreender o papel dos fatores ambientais na heterogeneidade espaço-temporal da água na Zona Crítica (CZ) figura dentre as principais questões ainda não solucionadas pela hidrologia (Blöschl et al. 2019). Nesse sentido, o estudo atual fornece uma abordagem para compreender como tais fatores condicionam a memória e a persistência da θ em bacias de cabeceira no Cerrado.

Somando-se a isso, modelos empíricos propostos no escopo desta tese serão aplicados para ajustar a simulação hidrológica e a assimilação de dados de sensoriamento remoto que possibilitem otimizar a parametrização dos solos, com reflexos no aprimoramento de análises hidrológicas, climáticas e de manejo do uso do solo.

7 - CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES FINAIS

Os resultados deste estudo forneceram elementos para aprimorar a compreensão de processos hidrológicos subsuperficiais e da evapotranspiração em uma bacia de cabeceira de Cerrado. Os principais achados deste trabalho consistiram em caracterizar a relação umidade – evapotranspiração, propor um modelo empírico para estimativa da umidade do solo na zona radicular por meio de geofísica aplicada e analisar a relação dos fatores de estado característicos de uma bacia de cabeceira com a umidade do solo.

A cobertura nativa de cerrado reduziu o déficit hídrico do solo em comparação ao eucalipto, mantendo o perfil de solo úmido ($\theta > \theta_{crit}$) cerca de 64% contra 47% do tempo, respectivamente. Houve indícios de mudanças na umidade do solo sob cobertura alterada (umidade do solo 30% inferior no eucalipto em comparação ao cerrado). Além disso, tal alteração aparentemente impactou a redistribuição da água na zona crítica, com ampliação da evapotranspiração (PM1: 1015,40 mm/ano; PM2: 900,68 mm/ano) e aceleração na redistribuição de água no solo até 60 cm profundidade; predomínio do regime de evapotranspiração limitado pela umidade ($\theta < \theta_{crit}$); e redução na recarga abaixo de 60 cm em comparação ao cerrado.

Valores inferiores de evapotranspiração e predomínio da umidade do solo acima do limiar crítico no cerrado em comparação com o eucalipto são indícios do efeito da memória da umidade do solo sob vegetação nativa no controle da redistribuição de água. Embora limitado quanto a possíveis inferências devido à ausência de réplicas para os PMs analisados, os resultados suportam a ideia de que o Cerrado modula o comportamento temporal da umidade do solo até 0,60 m de profundidade.

A umidade do solo, por sua vez, demonstrou potencial de controle nos regimes de evapotranspiração, com base nos parâmetros de ajuste do modelo de Budyko. Tais parâmetros, derivados dos dados de campo, possibilitaram aprimorar o entendimento da relação entre evapotranspiração e umidade do solo em cerrado nativo e eucalipto, reforçando diferenças nas estratégias energéticas e de uso da água entre as classes de uso e cobertura do solo analisadas.

A técnica geofísica de imageamento da resistividade elétrica demonstrou potencial para o monitoramento da umidade do solo, fornecendo um modelo empírico significativo ($\theta = -$

$0,052\ln(\rho) + 0,6391$, $R^2 = 0,42$, $p < 0,05$) que possibilitou obter dados representativos da zona radicular do solo. De modo geral, menores valores de resistividade elétrica (300 – 14500 $\Omega.m$) foram observados em pontos de monitoramento com solo hidromórfico (PM5, PM8 e PM12), em contraponto àqueles com cambissolo (PM4, PM7 e PM10), predominantemente mais resistivo (1900 – 47000 $\Omega.m$). Em latossolo (PM1, PM2, PM3, PM6, PM9 e PM11) ocorreram valores intermediários de resistividade elétrica (1040 - 26000 $\Omega.m$).

Tanto os valores de resistividade elétrica do solo observados em campo quanto as medições de umidade do solo derivadas da resistividade elétrica, com base no modelo empírico proposto para as diferentes classes de uso e cobertura do solo na Fazenda Água Limpa, contribuem com valores de referência para análise do armazenamento e da dinâmica de água no solo sob condições prístinas e alteradas do Cerrado. Desse modo, θ_{ERT} capturou a variação sazonal da θ na zona radicular (0,018 – 0.365 $m^3.m^{-3}$) do solo, ressaltando a relação da umidade com características climáticas, pedológicas e de uso e cobertura do solo.

Ademais, os modelos calibrados a partir dos dados de campo, para conversão de resistividade elétrica em umidade do solo, para simulação do fluxo de água em meio poroso (utilizando FEFLOW), assim como o modelo empírico de Budyko, consistem em ferramentas aptas para posterior aprimoramento e replicação.

Com relação aos fatores ambientais que influenciam a umidade do solo, o modelo SWAT não indicou controle espacial e temporal predominante. Topografia, pedologia e uso e cobertura do solo demonstraram influencia tanto na estação seca quanto na estação chuvosa. Contudo, obteve-se panorama preliminar da relação entre fatores ambientais e comportamento sazonal da umidade do solo em bacia de cabeceira no Cerrado

Resultados satisfatórios de parametrização do modelo hidrológico SWAT para simulação do crescimento vegetal e evapotranspiração contribuem com as análises hidrológicas em bacias de Cerrado, cujo particionamento da água aparenta relação importante com a cobertura do solo. Os resultados atuais demonstraram ainda a aplicabilidade de sensoriamento remoto associado aos dados de campo para o aprimoramento das simulações de índice de área foliar e evapotranspiração com SWAT.

Dados de LAI derivados do satélite MODIS possibilitaram aprimorar o modelo padrão LAI SWAT em HRUs com ocorrência de Campo ($0,23 - 2,10 \text{ m}^2/\text{m}^2$), agricultura ($0,7 - 2,3 \text{ m}^2/\text{m}^2$), cerrado ($1,45 - 3,45 \text{ m}^2/\text{m}^2$) e eucalipto ($1,68 - 2,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$), com reflexos positivos na estimativa da evapotranspiração, devido especialmente ao ajuste do parâmetro de condutância superficial. Contudo, os modelos ainda requerem aprimorar a representatividade dos picos de LAI na agricultura, bem como dos ciclos interanuais no eucalipto.

No que diz respeito evapotranspiração, a calibração do modelo SWAT em escala de HRU com dados das torres de fluxo turbulento possibilitaram um ajuste adequado em períodos de estiagem, que ainda requer aprimoramento sob máxima evapotranspiração. A parametrização da bacia com parâmetros LAI e ET derivados das HRUs incrementaram métricas de eficiência NSE e LogNSE nas simulações de vazão para a bacia, contudo elevaram também o viés das estimativas.

Os valores obtidos até o momento não envolvem calibração da θ . Dessa forma, foram extraídos para avaliação preliminar da relação entre os fatores ambientais (vegetação, topografia e pedologia) e os padrões temporais de θ em uma bacia de cabeceira predominantemente coberta por cerrado nativo. Etapa de calibração de θ encontra-se em andamento e irá integrar resultados futuros.

Além disso, o estudo também forneceu informações importantes com relação à aquisição de dados *in situ*. A rede de monitoramento hidroclimatológica instalada na FAL/UnB e os resultados preliminares quanto aos regimes de umidade e evapotranspiração, a habilidade do levantamento geofísico em avaliar umidade do solo e o papel dos fatores ambientais no balanço hídrico do solo em bacias de cabeceira do Cerrado requerem o aprofundamento deste projeto, visando principalmente:

- i. Prosseguir e aprimorar os trabalhos de campo, com foco no estabelecimento de um programa hidrológico de longa duração e na caracterização dos parâmetros hidráulicos do solo e da estrutura da vegetação;
- ii. Aperfeiçoar a calibração do sensor de reflectometria no domínio do tempo (TDR) utilizado para o monitoramento da umidade do solo e o modelo empírico para estimativa da umidade a partir da resistividade elétrica do solo, com foco na avaliação das características físicas e elétricas do solo;

- iii. Avaliar a assimilação dos dados de umidade do solo derivados de levantamentos geoelétricos como condições iniciais de umidade e indicativo de parâmetros hidráulicos em modelos hidrogeológicos;
- iv. Verificar o papel da assimilação de dados de umidade do solo na incerteza de simulações de recarga subterrânea;
- v. Implementar uma restrição à evapotranspiração no FEFLOW em função das condições de armazenamento da umidade do solo;
- vi. Analisar a sensibilidade dos parâmetros de evapotranspiração e umidade do solo e incorporar dados de umidade do solo derivados de sensoriamento remoto para calibração das simulações hidrológicas com SWAT em bacias de cabeceira; e
- vii. Incorporar os modelos empíricos propostos na tese, conforme Budyko, para calibração das estimativas de umidade do solo em escala de perfil e/ou bacia hidrográfica.

Investigações futuras devem aprofundar-se na avaliação da memória e da persistência dos padrões de θ . No primeiro caso, deve-se avaliar o grau em que os efeitos moduladores descritos pelos atratores temporais (FC, WP e θ_{crit}) interferem na relação umidade – evapotranspiração, variam entre os tipos de solo e uso e cobertura do solo e são influenciadas pelo regime de precipitação. Com relação à persistência, é importante aprimorar a representatividade espacial do projeto vigente, para quantificar o papel dos fatores de estado na persistência dos estados úmido e seco na bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acharya, B. S., Halihan, T., Zou, C. B., e Will, R. E. (2017a). “Vegetation Controls on the Spatio-Temporal Heterogeneity of Deep Moisture in the Unsaturated Zone: A Hydrogeophysical Evaluation”. *Scientific Reports*, Springer US, 7(1), 1–10.
- Acharya, B. S., Hao, Y., Ochsner, T. E., e Zou, C. B. (2017b). “Woody plant encroachment alters soil hydrological properties and reduces downward flux of water in tallgrass prairie”. *Plant and Soil*, Plant and Soil, 414(1–2), 379–391.
- Acharya, B. S., Stebler, E., e Zou, C. B. (2017c). “Monitoring litter interception of rainfall using leaf wetness sensor under controlled and field conditions”. *Hydrological Processes*, 31(1), 240–249.
- Akca, I., Günther, T., Müller-Petke, M., Başokur, A. T., e Yaramanci, U. (2014). “Joint parameter estimation from magnetic resonance and vertical electric soundings using a multi-objective genetic algorithm”. *Geophysical Prospecting*, 62(2), 364–376.
- Alekseeva, T. V., Sokolowska, Z., Hajnos, M., Alekseev, A. O., e Kalinin, P. I. (2009). “Water stability of aggregates in subtropical and tropical soils (Georgia and China) and its relationships with the mineralogy and chemical properties”. *Eurasian Soil Science*, 42(4), 415–425.
- Alencar, D. B. S., Silva, C. L., e Oliveira, C. A. S. (2006). “Influência da precipitação no escoamento superficial em uma microbacia hidrográfica do Distrito Federal”. *Engenharia Agrícola Jaboticabal*, 26(1), 103–112.
- Almeida, A. de, Kisaka, T. B., Freire, E. R., Nascimento, C. T. C., e Koide, S. (2021a). “Relacionando umidade do solo e resistividade elétrica em latossolo”. *XXIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*.
- Almeida, A., Maciel, D. F., Sousa, K. F., Nascimento, C. T. C., e Koide, S. (2021b). “Vertical electrical sounding (VES) for estimation of hydraulic parameters in the porous aquifer”. *Water (Switzerland)*, 13(2).
- Almeida, A., Nascimento, C. T. C., Freire, E. R., Maciel, D. F., Sousa, K. F., Távora, B. E., Mota, F. C. M., Siqueira, M. B. B., Maggiotto, S. R., Uagoda, R. E. S., Kisaka, T. B., Salemi, L. F., Mendonça-Galvão, L., Silva, C. L., e Koide, S. (2021c). “Monitoramento hidrológico no Cerrado: Panorama da aquisição em campo na bacia do ribeirão do Gama, Distrito Federal”. *XXIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, (December).
- Althoff, D., Rodrigues, L. N., e da Silva, D. D. (2020). “Impacts of climate change on the evaporation and availability of water in small reservoirs in the Brazilian savannah”. *Climatic Change*, Climatic Change, 159(2), 215–232.

- Alvarenga, M. I. N., e Davide, A. C. (1999). “Características físicas e químicas de um latossolo vermelho-escuro e a sustentabilidade de agroecossistemas”. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23(4), 933–942.
- Amatya, D. M., Irmak, S., Gowda, P., Sun, G., Nettles, J. E., e Douglas-Mankin, K. R. (2016). “Ecosystem evapotranspiration: Challenges in measurements, estimates, and modeling”. *Transactions of the ASABE*, 59(2), 555–560.
- Anache, J. A. A., Wendland, E., Rosalem, L. M. P., Youlton, C., e Oliveira, P. T. S. (2019). “Hydrological trade-offs due to different land covers and land uses in the Brazilian Cerrado”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(3), 1263–1279.
- Anderson, M. P., e Woessner, W. (2002). *Applied groundwater modeling*. Academic Press, New York.
- Andy Bunn, M. K. (2017). *A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Archie, G. E. (1942). “The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics”. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54–62.
- Arnold, J. ., Allen, P. M., e Bernhardt, G. (1993). “A comprehensive surface-groundwater flow model”. *Journal of Hydrology*, 142, 47–69.
- Assis, T., Abad, J., e Aguiar, A. (2015). “Melhoramento genético do eucalipto”. *Silvicultura do eucalipto no Brasil*, Schumacher MV e Vieira M, orgs., UFSM, Santa Maria, 225–247.
- ASTM. (1979). “Standard method of laboratory determination of moisture content of soil: Procedure D2216-71.” *Annual book of ASTM standards*, Am. Soc. Test. Mater, Philadelphia, PA, 290–291.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., e Vesala, T. (1999). “Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology”. *Advances in Ecological Research*, 30(C), 113–175.
- Babaeian, E., Sadeghi, M., Jones, S. B., Montzka, C., Vereecken, H., e Tuller, M. (2019). *Ground, Proximal, and Satellite Remote Sensing of Soil Moisture. Reviews of Geophysics*.
- Barker, R. D. (1989). “Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays”. *Geophysics*, 54(8), 1031–1037.

- Barker, R., e Moore, J. (1998). “The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies”. *The Leading Edge*, 17(10), 1454.
- Bartoń, K. (2022). “Package" MuMIn": Multi-Model Inference”. (1), Version 1.47.1.
- Bass, B., Cardenas, M. B., e Befus, K. M. (2017). “Seasonal Shifts in Soil Moisture throughout a Semiarid Hillslope Ecotone during Drought: A Geoelectrical View”. *Vadose Zone Journal*, 16(2), 1–17.
- Bazin, S., e Pfaffhuber, A. A. (2013). “Mapping of quick clay by electrical resistivity tomography under structural constraint”. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier B.V., 98, 280–287.
- Bear, J., e Cheng, A. H. . (2010). *Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport*. Springer, New York.
- Bernardi, A. C. de C., Pitrat, T., Rabello, L. M., Pezzopane, J. R. M., Bosi, C., Mazzuco, G. G., e Bettio, G. M. (2019). “Differences in soil electrical resistivity tomography due to soil water contents in an integrated agricultural system”. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 54.
- Bethune, M. G., Selle, B., e Wang, Q. J. (2008). “Understanding and predicting deep percolation under surface irrigation”. *Water Resources Research*, 44(12), 1–16.
- Bharti, A. K., Pal, S. K., Priyam, P., Kumar, S., Srivastava, S., e Yadav, P. K. (2016). “Subsurface cavity detection over Patherdih colliery, Jharia Coalfield, India using electrical resistivity tomography”. *Environmental Earth Sciences*, Springer Berlin Heidelberg, 75(5), 1–17.
- Blöschl, G., Bierkens, M. F. P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J. W., McDonnell, J. J., Savenije, H. H. G., Sivapalan, M., Stumpp, C., Toth, E., Volpi, E., Carr, G., Lupton, C., Salinas, J., Széles, B., Viglione, A., Aksoy, H., Allen, S. T., Amin, A., Andréassian, V., Arheimer, B., Aryal, S. K., Baker, V., Bardsley, E., Barendrecht, M. H., Bartosova, A., Batelaan, O., Berghuijs, W. R., Beven, K., Blume, T., Bogaard, T., Borges de Amorim, P., Böttcher, M. E., Boulet, G., Breinl, K., Brilly, M., Brocca, L., Buytaert, W., Castellarin, A., Castelletti, A., Chen, X., Chen, Y., Chen, Y., Chiffard, P., Claps, P., Clark, M. P., Collins, A. L., Croke, B., Dathe, A., David, P. C., de Barros, F. P. J., de Rooij, G., Di Baldassarre, G., Driscoll, J. M., Duethmann, D., Dwivedi, R., Eris, E., Farmer, W. H., Feiccabrino, J., Ferguson, G., Ferrari, E., Ferraris, S., Fersch, B., Finger, D., Foglia, L., Fowler, K., Gartsman, B., Gascoïn, S., Gaume, E., Gelfan, A., Geris, J., Gharari, S., Gleeson, T., Glendell, M., Gonzalez Bevacqua, A., González-Dugo, M. P., Grimaldi, S., Gupta, A. B., Guse, B., Han, D., Hannah, D., Harpold, A., Haun, S., Heal, K., Helfricht, K., Herrnegger, M., Hipsey, M., Hlaváčiková,

- H., Hohmann, C., Holko, L., Hopkinson, C., Hrachowitz, M., Illangasekare, T. H., Inam, A., Innocente, C., Istanbuluoglu, E., Jarihani, B., Kalantari, Z., Kalvans, A., Khanal, S., Khatami, S., Kiesel, J., Kirkby, M., Knoben, W., Kochanek, K., Kohnová, S., Kolechkina, A., Krause, S., Kreamer, D., Kreibich, H., Kunstmann, H., Lange, H., Liberato, M. L. R., Lindquist, E., Link, T., Liu, J., Loucks, D. P., Luce, C., Mahé, G., Makarieva, O., Malard, J., Mashtayeva, S., Maskey, S., Mas-Pla, J., Mavrova-Guirguinova, M., Mazzoleni, M., Mernild, S., Misstear, B. D., Montanari, A., Müller-Thomy, H., Nabizadeh, A., Nardi, F., Neale, C., Nesterova, N., Nurtaev, B., Odongo, V. O., Panda, S., Pande, S., Pang, Z., Papacharalampous, G., Perrin, C., Pfister, L., Pimentel, R., Polo, M. J., Post, D., Prieto Sierra, C., Ramos, M. H., Renner, M., Reynolds, J. E., Ridolfi, E., Rigon, R., Riva, M., Robertson, D. E., Rosso, R., Roy, T., Sá, J. H. M., Salvadori, G., Sandells, M., Schaeffli, B., Schumann, A., Scolobig, A., Seibert, J., Servat, E., Shafiei, M., Sharma, A., Sidibe, M., Sidle, R. C., Skaugen, T., Smith, H., Spiessl, S. M., Stein, L., Steinsland, I., Strasser, U., Su, B., Szolgay, J., Tarboton, D., Tauro, F., Thirel, G., Tian, F., Tong, R., Tussupova, K., Tyralis, H., Uijlenhoet, R., van Beek, R., van der Ent, R. J., van der Ploeg, M., Van Loon, A. F., van Meerveld, I., van Nooijen, R., van Oel, P. R., Vidal, J. P., von Freyberg, J., Vorogushyn, S., Wachniew, P., Wade, A. J., Ward, P., Westerberg, I. K., White, C., Wood, E. F., Woods, R., Xu, Z., Yilmaz, K. K., e Zhang, Y. (2019). “Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH)—a community perspective”. *Hydrological Sciences Journal*, 64(10), 1141–1158.
- Bonell, M., Purandara, B. K., Venkatesh, B., Krishnaswamy, J., Acharya, H. A. K., Singh, U. V., Jayakumar, R., e Chappell, N. (2010). “The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: Implications for surface and sub-surface hydrology”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 391(1–2), 47–62.
- Bonumá, N. B., Rossi, C. G., Arnold, J. G., Reichert, J. M., e Paiva, E. M. C. D. (2013). “Hydrology evaluation of the soil and water assessment tool considering measurement uncertainty for a small watershed in Southern Brazil”. *Applied Engineering in Agriculture*, 29(2), 189–200.
- Bosi, C., Pezzopane, J. R. M., e Sentelhas, P. C. (2020). “Soil water availability in a full sun pasture and in a silvopastoral system with eucalyptus”. *Agroforestry Systems*, 94(2), 429–440.
- Boughanmi, M., Dridi, L., Hamdi, M., Majdoub, R., e Schäfer, G. (2018). “Impact of floodwaters on vertical water fluxes in the deep vadose zone of an alluvial aquifer in a semi-arid region”. *Hydrological Sciences Journal*, Taylor & Francis, 63(1), 136–153.

- Braga, A. C. D. O., e UNESP. (2007). “Geofísica Aplicada. Módulo: Métodos Geoeletricos Aplicados nos Estudos de Captação e Contaminação das Águas Subterrâneas”. *IGCE/Unesp*, 79.
- Brassington, R. (2017). *Field Hydrogeology*. (Wiley-Blackwell, org.), Oxford, UK.
- Brillante, L., Bois, B., Mathieu, O., Bichet, V., Michot, D., e Le´ve`que, J. (2014). “Monitoring soil volume wetness in heterogeneous soils by electrical resistivity. A field-based pedotransfer function”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 516, 56–66.
- Brillante, L., Mathieu, O., Bois, B., van Leeuwen, C., e Lévêque, J. (2015). “The use of soil electrical resistivity to monitor plant and soil water relationships in vineyards”. *Soil*, 1(1), 273–286.
- Brito, J. L. S., Arantes, A. E., Ferreira, L. G., e Sano, E. E. (2018). “MODIS estimates of pasture productivity in the Cerrado based on ground and Landsat-8 data extrapolations”. *Journal of Applied Remote Sensing*, 12(02), 1.
- Brocca, L., Ciabatta, L., Massari, C., Camici, S., e Tarpanelli, A. (2017). “Soil Moisture for Hydrological Applications: Open Questions and New Opportunities”. *Water*, 9(2), 140.
- Bruijnzeel, L. A. (1989). “(De)forestation and dry season flow in the tropics: a closer look”. *Journal of Tropical Forest Science*, 1(3), 229–243.
- Bruijnzeel, L. A. (2004). *Hydrological functions of tropical forests: Not seeing the soil for the trees? Agriculture, Ecosystems and Environment*.
- Brunet, P., Clément, R., e Bouvier, C. (2010). “Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) - A case study in the Cevennes area, France”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 380(1–2), 146–153.
- Bucci, S. J., Scholz, F. G., Goldstein, G., Hoffmann, W. A., Meinzer, F. C., Franco, A. C., Giambelluca, T., e Miralles-Wilhelm, F. (2008a). “Controls on stand transpiration and soil water utilization along a tree density gradient in a Neotropical savanna”. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(6–7), 839–849.
- Bucci, S. J., Scholz, F. G., Goldstein, G., Meinzer, F. C., Franco, A. C., Zhang, Y., Hao, G. Y., Franco, C., Zhang, Y., Hao, G. Y., Franco, A. C., Zhang, Y., e Hao, G. Y. (2008b). “Water relations and hydraulic architecture in Cerrado trees: Adjustments to seasonal changes in water availability and evaporative demand”. *Brazilian Journal of Plant Physiology*, 20(3), 233–245.
- Budyko, M. I. (1961). “The Heat Balance of the Earth’s Surface”. *Soviet Geography*, 2(4), 3–13.
- Buettner, M., Ramirez, A., e Daily, W. (1996). “Electrical Resistance Tomography for Imaging Concrete Structures”. *Structural Materials Technology an NDT Conference*

San Diego, 12.

- Butler, A., Meir, P., Saiz, G., Maracahipes, L., Marimon, B. S., e Grace, J. (2012). “Annual variation in soil respiration and its component parts in two structurally contrasting woody savannas in Central Brazil”. *Plant and Soil*, 352(1–2), 129–142.
- Cabral, O. M. R., Humberto, R., Gash, J. H., Freitas, H. C., e Ligo, M. A. V. (2015a). “Journal of Hydrology : Regional Studies Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil”. Elsevier B.V., 4, 22–40.
- Cabral, O. M. R., da Rocha, H. R., Gash, J. H., Freitas, H. C., e Ligo, M. A. V. (2015b). “Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil”. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, Elsevier B.V., 4(PB), 22–40.
- Cabral, O. M. R., Rocha, H. R., Gash, J. H. C., Ligo, M. A. V., Freitas, H. C., e Tatsch, J. D. (2010). “The energy and water balance of a Eucalyptus plantation in southeast Brazil”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 388(3–4), 208–216.
- Caldwell, M. M., e Richards, J. H. (1989). “Oecologia Original papers Hydraulic lift : water efflux from upper roots improves effectiveness of water uptake by deep roots”. Cambridge. (2022). “Histerese”. <http://dictionary.cambridge.org/>.
- Campos, J. E. G. (2004). “Hidrogeologia Do Distrito Federal: Bases Para a Gestão Dos Recursos Hídricos Subterrâneos”. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1), 41–48.
- Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., Freitas-Silva, F. H., e Martins-Ferreira, M. A. C. (2013). “Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília”. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 461–476.
- Campos, J. E. G., e Freitas-Silva, F. H. (1998). “Hidrogeologia do Distrito Federal”. *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*, IEMA/SEMATEC/UnB, Brasília, 1–84.
- Carey, A. M., Paige, G. B., Carr, B. J., e Dogan, M. (2017). “Forward modeling to investigate inversion artifacts resulting from time-lapse electrical resistivity tomography during rainfall simulations”. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier B.V., 145, 39–49.
- Cassiani, G., Boaga, J., Rossi, M., Putti, M., Fadda, G., Majone, B., e Bellin, A. (2016). “Soil-plant interaction monitoring: Small scale example of an apple orchard in Trentino, North-Eastern Italy”. *Science of the Total Environment*, Elsevier B.V., 543, 851–861.
- Castro, C. A. de O., Resende, R. T., Bhering, L. L., e Cruz, C. D. (2016). “Breve histórico do melhoramento genético do eucalipto no Brasil sob a ótica dos avanços biométricos”. *Ciencia Rural*, 46(9), 1585–1593.
- Castro, K. B. de, e Lima, L. A. de S. (2020a). “Caracterização Ambiental”. *Atlas do Distrito Federal*, Companhia de Planejamento do Distrito Federal, Brasília, 28.

- Castro, K. B. de, e Lima, L. A. de S. (2020b). “Histórico de Ocupação”. *Atlas do Distrito Federal*, Companhia de Planejamento do Distrito Federal, Brasília, 22.
- Caylor, K. K., Scanlon, T. M., e Rodriguez-Iturbe, I. (2009). “Ecohydrological optimization of pattern and processes in water-limited ecosystems: A trade-off-based hypothesis”. *Water Resources Research*, 45(8), 1–15.
- Chandler, D. G., Seyfried, M. S., McNamara, J. P., e Hwang, K. (2017). “Inference of soil hydrologic parameters from electronic soil moisture records”. *Frontiers in Earth Science*, 5(April), 1–17.
- Chen, X., e Sivapalan, M. (2020). “Hydrological Basis of the Budyko Curve: Data-Guided Exploration of the Mediating Role of Soil Moisture”. *Water Resources Research*, 56(10), 0–3.
- Chu, X., e Mariño, M. A. (2005). “Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall”. *Journal of Hydrology*, 313(3–4), 195–207.
- Cooper Jr, H. H., Bredehoeft, J. D., e Papadopoulos, I. S. (1967). “Response of a Finite-Diameter Well to an Instantaneous Charge Water”. *Water Resources Re*, 3(I), 263–269.
- Coutinho, J. V., Porsani, J. L., Elis, V. R., Santos, V. R. N., Ustra, A. T., e Wendland, E. (2020). “Applications of geophysical techniques to improve a groundwater conceptual model in an outcrop area of the Guarani Aquifer System, in Brazil”. *Environmental Earth Sciences*, Springer Berlin Heidelberg, 79(18).
- Cueto-Felgueroso, L., Suarez-Navarro, M. J., Fu, X., Juanes, R., Pakparvar, M., Hashemi, H., Rezaei, M., Cornelis, W. M., Nekooeian, G., Kowsar, S. A., Yao, T., Hendrickx, J. M. H., Onody, R. N., Posadas, A. N. D., e Crestana, S. (1995). “Interplay between fingering instabilities and initial soil moisture in solute transport through the Vadose Zone”. *Hydrological Sciences Journal*, Taylor & Francis, 60(1), 2970–2976.
- Dandekar, A. T., Singh, D. K., Sarangi, A., e Singh, A. K. (2018). “Modelling vadose zone processes for assessing groundwater recharge in semi-arid region”. *Current Science*, 114(3), 608–618.
- Dettmann, U., e Bechtold, M. (2018). “Evaluating Commercial Moisture Probes in Reference Solutions Covering Mineral to Peat Soil Conditions”. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 170208.
- DHI/MIKE. (2022). “FEFLOW 7.4 documentation”. http://www.feflow.info/html/help74/feflow/01_Introduction/morehelp/documentation.html.
- Diersch, H.-J. G. (2014). *FEFLOW: Finite element modeling of flow, mass and heat transport in porous and fractured media*. Springer, Springer, Berlin.

- Doherty, J. (2010). *PEST Model-Independent Parameter Estimation. User Manual: 5th Edition*.
- Dong, J., Akbar, R., Short Gianotti, D. J., Feldman, A. F., Crow, W. T., e Entekhabi, D. (2022). “Can Surface Soil Moisture Information Identify Evapotranspiration Regime Transitions?” *Geophysical Research Letters*, 49(7).
- Dreuzy, J. De, Davy, P., Balugani, E., Lubczynski, M. W., van der Tol, C., Metselaar, K., Viaroli, S., Lotti, F., Mastrorillo, L., Paolucci, V., Mazza, R., Glaser, B., Jackisch, C., Hopp, L., Klaus, J., Soares, W. A., Gao, Y., Pu, S., Zheng, C., Yi, S., Dandekar, A. T., Singh, D. K., Sarangi, A., Singh, A. K., Boughanmi, M., Dridi, L., Hamdi, M., Majdoub, R., Schäfer, G., Balugani, E., Lubczynski, M. W., van der Tol, C., Metselaar, K., Li, J., Mao, X., Li, M., Hopp, L., Fatichi, S., Ivanov, V. Y., Dreuzy, J. De, Davy, P., Zhu, Y., Shi, L., Lin, L., Yang, J., Ye, M., Sadeghi, M., Shokri, N., Jones, S. B., Koukidou, I., Panagopoulos, A., Huo, Z. L., Kang, S. Z., Cen, S. J., Ma, Y., Chandler, D. G., Seyfried, M. S., McNamara, J. P., Hwang, K., Tetzlaff, D., Soulsby, C., Carey, S. K., McNamara, J. P., Laudon, H., Nenna, V., Pidlisecky, A., Knight, R., Gao, Y., Pu, S., Zheng, C., Yi, S., Gusyev, M. A., Toews, M. W., Daughney, C. J., Hong, T., Minni, G., Fenemor, A., Ekanayake, J., Davie, T., Basher, L., Thomas, J., Acharya, S., Jawitz, J. W., Mylavarapu, R. S., Acharya, B. S., Hao, Y., Ochsner, T. E., Zou, C. B., Mathias, S. A., Skaggs, T. H., Quinn, S. A., Egan, S. N., Finch, L. E., e Oldham, C. D. (2018). “Simulation of plant surface and groundwater interaction using improved physically-based model”. *Journal of Hydrology*, Elsevier, 51(1), 85–110.
- Dunne, T., e Black, R. D. (1970). “Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed”. *Water Resources Research*, 6(5), 1296–1311.
- Eilers, V. H. M., Carter, R. C., e Rushton, K. R. (2007). “A single layer soil water balance model for estimating deep drainage (potential recharge): An application to cropped land in semi-arid North-east Nigeria”. *Geoderma*, 140(1–2), 119–131.
- Eiten, G. (1972). “The cerrado vegetation of Brazil”. *The Botanical Review*, 38(2), 201–341.
- Elmaloglou, S., Diamantopoulos, E., Ryu, D., Famiglietti, J. S., Rosenbaum, U., Bogen, H. R., Herbst, M., Huisman, J. A., Peterson, T. J., Weuthen, A., Western, A. W., Vereecken, H., Poltoradnev, M., Ingwersen, J., Streck, T., Ivanov, V. Y., Fatichi, S., Jenerette, G. D., Espeleta, J. F., Troch, P. A., Huxman, T. E., Jin, M. S., Mullens, T., Teutschbein, C., Grabs, T., Karlsen, R., Laudon, H., Bishop, K., Kargas, G., Soulis, K. X., Kerkides, P., Mascaro, G., e Vivoni, E. R. (2016). “Implications of hysteresis on the horizontal soil water redistribution after infiltration”. *Water Resources Research*, IOP Publishing, 96(19), 533–538.

- EMBRAPA. (1978). *Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal*. Rio de Janeiro.
- Entekhabi, D., Njoku, E. G., O'Neill, P. E., Kellogg, K. H., Crow, W. T., Edelstein, W. N., Entin, J. K., Goodman, S. D., Jackson, T. J., Johnson, J., Kimball, J., Piepmeier, J. R., Koster, R. D., Martin, N., McDonald, K. C., Moghaddam, M., Moran, S., Reichle, R., Shi, J. C., Spencer, M. W., Thurman, S. W., Tsang, L., e Van Zyl, J. (2010). "The soil moisture active passive (SMAP) mission". *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 704–716.
- Espírito-Santo, M. M., Leite, M. E., Silva, H. O., Barbosa, R. S., Rocha, A. M., Anaya, F. C., e Dupin, M. G. V. (2016). "Understanding patterns of land-cover change in the Brazilian Cerrado from 2000 to 2015". *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 371(1703).
- Evelt, S. R., Tolk, J. A., e Howell, T. A. (2005). "Time Domain Reflectometry Laboratory Calibration in Travel Time, Bulk Electrical Conductivity, and Effective Frequency". *Vadose Zone Journal*, 4(4), 1020–1029.
- Evelt, S. R., Tolk, J. A., e Howell, T. A. (2006). "Soil Profile Water Content Determination: Sensor Accuracy, Axial Response, Calibration, Temperature Dependence, and Precision". *Vadose Zone Journal*, 5(3), 894–907.
- Falcão, K. dos S., Panachuki, E., Monteiro, F. das N., da Silva Menezes, R., Rodrigues, D. B. B., Sone, J. S., e Oliveira, P. T. S. (2020). "Surface runoff and soil erosion in a natural regeneration area of the Brazilian Cerrado". *International Soil and Water Conservation Research*, 8(2), 124–130.
- Fan, J., Scheuermann, A., Guyot, A., Baumgartl, T., e Lockington, D. A. (2015). "Quantifying spatiotemporal dynamics of root-zone soil water in a mixed forest on subtropical coastal sand dune using surface ERT and spatial TDR". *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 523, 475–488.
- FAO. (2018). *World food and agriculture – statistical pocketbook*. Roma.
- Farrar, T. J., Nicholson, S. E., e Lare, A. R. (1994). "The Influence of Soil Type on the Relationship between NDVI, Rainfall, and Soil Moisture in Semiarid Botswana. II. NDVI Response to Soil Moisture". *Remote Sensing of the Environment*, 50(2), 121–133.
- Faticchi, S., Katul, G. G., Ivanov, V. Y., Pappas, C., Paschalis, A., Consolo, A., Kim, J., e Burlando, P. (2015). "Abiotic and biotic controls of soil moisture spatiotemporal variability and the occurrence of hysteresis". *Water Resources Research*, 51(5), 3505–3524.
- Fekete, B. M., Looser, U., Pietroniro, A., e Robarts, R. D. (2012). "Rationale for monitoring

- discharge on the ground”. *Journal of Hydrometeorology*, 13(6), 1977–1986.
- Fernandes, G. W., Coelho, M. S., Machado, R. B., Ferreira, M. E., Aguiar, L. M. de S., Dirzo, R., Scariot, A., e Lopes, C. R. (2016). “Afforestation of savannas: an impending ecological disaster”. *Natureza e Conservacao*, Associação Brasileira de Ciência Ecológica e Conservação, 14(2), 146–151.
- Ferreira, A. do N., de Almeida, A., Koide, S., Minoti, R. T., e de Siqueira, M. B. B. (2021). “Evaluation of evapotranspiration in Brazilian cerrado biome simulated with the SWAT model”. *Water (Switzerland)*, 13(15), 1–14.
- Ferreira, J. N., Bustamante, M., Garcia-Montiel, D. C., Caylor, K. K., e Davidson, E. A. (2007). “Spatial variation in vegetation structure coupled to plant available water determined by two-dimensional soil resistivity profiling in a Brazilian savanna”. *Oecologia*, 153(2), 417–430.
- Ferreira, J. N., Bustamante, M. M. C., Davidson, E. A., Joice N., F., Da Mercedes M. C., B., e Eric A., D. (2009). “Linking woody species diversity with plant available water at a landscape scale in a Brazilian savanna”. *Journal of Vegetation Science*, 20(5), 826–835.
- Fetter, C. W. (1994). *Applied Hydrogeology*. (P. Lynch, org.), Macmillan College Publishing Company, New York.
- Foken, T. (2008). “The energy balance closure problem: An overview”. *Ecological Applications*, 18(September), 1351–1367.
- Franco, a C. (2009). “lift in a neotropical savanna Hydraulic”. 17(5), 573–581.
- Franco, A. C. L., e Bonumá, N. B. (2017). “Multi-variable SWAT model calibration with remotely sensed evapotranspiration and observed flow”. *RBRH*, 22(0).
- Freeze, R. A., e Banner, J. (1970). “The mechanism of natural ground-water recharge and discharge 2: Laboratory Column Experiments and Field Measurements”. *U.S. Geol. Survey Water Resources Research*, 6(1.), 138–155.
- Freire, E. R., Almeida, A., e Koide, S. (2020). “Avaliação das medições de umidade utilizando sonda de reflectometria no domínio do tempo (TDR) com tubos de acesso em material padrão e alternativo”. *XV Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*, (61).
- Fu, Z., Ciais, P., Feldman, A. F., Gentine, P., Makowski, D., Prentice, I. C., Stoy, P. C., Bastos, A., e Wigner, J.-P. (2022). “Critical soil moisture thresholds of plant water stress in terrestrial ecosystems”. *Science Advances*, 8(44), 1–13.
- Gao, G., Wang, D., Zha, T., Wang, L., e Fu, B. (2022). “A global synthesis of transpiration rate and evapotranspiration partitioning in the shrub ecosystems”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 606(4), 127417.
- Garcia-Montiel, D. C., Coe, M. T., Cruz, M. P., Ferreira, J. N., Da Silva, E. M., e Davidson,

- E. A. (2008). “Estimating seasonal changes in volumetric soil water content at landscape scales in a savanna ecosystem using two-dimensional resistivity profiling”. *Earth Interactions*, 12(2), 1–25.
- Garré, S., Coteur, I., Wongleecharoen, C., Kongkaew, T., Diels, J., Vanderborght, J., Garré Coteur, I., Wongleecharoen, C., Kongkaew, T., Diels, J., Vanderborght, J., S., Garre, S., Coteur, I., Wongleecharoen, C., Kongkaew, T., Diels, J., e Vanderborght, J. (2013). “Noninvasive Monitoring of Soil Water Dynamics in Mixed Cropping Systems: A Case Study in Ratchaburi Province, Thailand”. *Vadose Zone Journal*, 12(2).
- Garré, S., Javaux, M., Vanderborght, J., Pagès, L., e Vereecken, H. (2011). “Three-Dimensional Electrical Resistivity Tomography to Monitor Root Zone Water Dynamics”. *Vadose Zone Journal*, 10(1), 412–424.
- Gash, J. H. C., Valente, F., David, J. S., Anache, J. A. A., Rosalem, L. M. P., Ballarin, A. S., Kobayashi, A. N. A., Althoff, D., e Rodrigues, L. N. (1999). “Estimates and measurements of evaporation from wet, sparse pine forest in Portugal”. *Scientia Agricola*, 80(March), 149–158.
- Gaur, N., e Mohanty, B. P. (2016). “Land-surface controls on near-surface soilmoisture dynamics: Traversing remote sensing footprints”. *Water Resources Research*, 52, 5727–5754.
- van Genuchten, M. T. (1980). “A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils”. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898.
- Ghannam, K., Nakai, T., Paschalis, A., Oishi, C. A., Kotani, A., Igarashi, Y., Kumagai, T., Gabriel G. Katul, e 1Nicholas. (2016). “Persistence and memory timescales in root-zone soil moisture dynamics”. *Water Resources Association*, 52(3), 1425–1445.
- Giambelluca, T. W., Scholz, F. G., Bucci, S. J., Meinzer, F. C., Goldstein, G., Hoffmann, W. A., Franco, A. C., e Buchert, M. P. (2009). “Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density”. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(8), 1365–1376.
- Gonçalves, T. D., Lohe, C., e Campos, J. E. G. (2015). “Hydraulic characterization from porous aquifers of the Brazilian Federal District”. *Brazilian Journal of Geology*, 45(2), 259–271.
- Gong, Y., Cao, Q., e Sun, Z. (2003). “The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain reflectometry”. *Hydrological Processes*, 17(18), 3601–3614.
- GOOGLE INC. (2021). *A planetary-scale platform for Earth science data & analysis*.

Limited liability company. EUA.

- Grayson, R. B., Western, A. W., Chiew, F. H. S., e Blöschl, G. (1997). “Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls”. *Water Resources Research*, 33(12), 2897–2908.
- Greve, P., Burek, P., e Wada, Y. (2020). “Using the Budyko Framework for Calibrating a Global Hydrological Model”. *Water Resources Research*, 56(6).
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orlowsky, B., e Seneviratne, S. I. (2015). “The Budyko framework beyond stationarity”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12(7), 6799–6830.
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orlowsky, B., Seneviratne, S. I., Rouholahnejad Freund, E., Kirchner, J. W., Ryu, D., Famiglietti, J. S., Rodrigues, A. A., Macedo, M. N., Silvério, D. V., Maracahipes, L., Coe, M. T., Brando, P. M., Shimbo, J. Z., Rajão, R., Soares-Filho, B., Bustamante, M. M. C., Wang, H., Tetzlaff, D., Soulsby, C., De Benedetto, D., Montemurro, F., Diacono, M., Morbidelli, R., Saltalippi, C., Flammini, A., Rossi, E., Corradini, C., Acharya, S., Jawitz, J. W., Mylavarapu, R. S., Neugebauer, M., Massari, C., Brocca, L., Tarpanelli, A., Moramarco, T., J. R. Philip, Niemeyer, R. J., Heinse, R., Link, T. E., Seyfried, M. S., Klos, P. Z., Williams, C. J., Nielson, T., Wang, W. W., Zhang, Z., Yeh, T. chyi J., Qiao, G., Wang, W. W., Duan, L., Huang, S. Y., Wen, J. C., Sakakibara, K., Tsujimura, M., Song, X., Zhang, J., Lv, L., Franz, T. E., Robinson, D. A., Jones, S. B., Malekinezhad, H., Banadkooki, F. B., Doble, R. C., Crosbie, R. S., Sadeghi, M., Tuller, M., Warrick, A. W., Babaeian, E., Parajuli, K., Gohardoust, M. R., Jones, S. B., Schilling, O. S., Cook, P. G., Brunner, P., Beyene, A., Cornelis, W., Verhoest, N. E. C., Tilahun, S., Alamirew, T., Adgo, E., De Pue, J., Nyssen, J., Batalha, M. S., Barbosa, M. C., Faybishenko, B., Van Genuchten, M. T., Darzi-Naftchali, A., Karandish, F., Šimůnek, J., Nimmo, J. R., Perkins, K. S., Plampin, M. R., Walvoord, M. A., Ebel, B. A., Mirus, B. B., Swarowsky, A., Dahlgren, R. A., Tate, K. W., Hopmans, J. W., O’Geen, A. T., Jin, M. S., Mullens, T., Kargas, G., Soulis, K. X., Kerkides, P., Rosenbaum, U., Bogena, H. R., Herbst, M., Huisman, J. A., Peterson, T. J., Weuthen, A., Western, A. W., Vereecken, H., Simpson, M. J., Jazaei, F., Clement, T. P., Acharya, B. S., Hao, Y., Ochsner, T. E., Zou, C. B., Xie, Y., Cook, P. G., Simmons, C. T., Partington, D., Crosbie, R. S., Batelaan, O., Sakakibara, K., Tsujimura, M., Song, X., Zhang, J., Xu, B., Shao, D., Tan, X., Yang, X., Gu, W., Li, H., Martini, E., Wollschläger, U., Kögler, S., Behrens, T., Dietrich, P., Reinstorf, F., Schmidt, K., Weiler, M., Werban, U., Zacharias, S., Teutschbein, C., Grabs, T., Karlsen, R., Laudon, H., e Bishop, K. (2017). “Beyond Classical Observations in Hydrogeology: The Advantages of

- Including Exchange Flux, Temperature, Tracer Concentration, Residence Time, and Soil Moisture Observations in Groundwater Model Calibration”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 9(1), 1–13.
- Haas, H., Dosdogru, F., Kalin, L., e Yen, H. (2021). “Soft data in hydrologic modeling: Prediction of ecologically relevant flows with alternate land use/land cover data”. *Water (Switzerland)*, 13(21).
- Haas, H., Reaver, N. G. F., Karki, R., Kalin, L., Srivastava, P., Kaplan, D. A., e Gonzalez-Benecke, C. (2022). “Improving the representation of forests in hydrological models”. *Science of the Total Environment*, Elsevier B.V., 812(xxxx), 151425.
- Han, E., Merwade, V., e Heathman, G. C. (2012). “Implementation of surface soil moisture data assimilation with watershed scale distributed hydrological model”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 416–417, 98–117.
- Hargreaves, G. L. ., e Riley, J. P. (1985). “Agricultural benefits for Senegal River Basin”. *J. Irrig. Drain. Eng*, 113–124.
- Hengl, T., De Jesus, J. M., Heuvelink, G. B. M., Gonzalez, M. R., Kilibarda, M., Blagotić, A., Shangguan, W., Wright, M. N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M. A., Vargas, R., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Leenaars, J. G. B., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S., e Kempen, B. (2017). *SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. PLoS ONE*.
- Hester, E. T., Guth, C. R., Scott, D. T., e Jones, C. N. (2016). “Vertical surface water–groundwater exchange processes within a headwater floodplain induced by experimental floods”. *Hydrological Processes*, 30(21), 3770–3787.
- Hewlett, J. D. (1961). “Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds”. *U.S. Department of Agriculture - Forest Service*, (132), 1–12.
- Hewlett, J. D. ., e Hibbert, A. R. (1966). “Factors Affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas”. *Int Symo Forest Hydrol Proc Nat Sci Found Adv Sci Seminar*, 275–290.
- Hillel, D., e Prettyman, G. (1998). *Environmental Soil Physics. Academic Press San Diego CA*.
- Hoffmann, W. A., e Jackson, R. B. (2000). “Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to Grassland”. *Journal of Climate*, 13(9), 1593–1602.
- Horton, R. E. (1933). “The role of infiltration in the hydrologic circle”. *Hydrology*, 14(1), 446–460.
- Hübner, R., Günther, T., Heller, K., Noell, U., e Kleber, A. (2017). “Impacts of a capillary barrier on infiltration and subsurface stormflow in layered slope deposits monitored

- with 3-D ERT and hydrometric measurements”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(10), 5181–5199.
- Hübner, R., Heller, K., Günther, T., e Kleber, A. (2015). “Monitoring hillslope moisture dynamics with surface ERT for enhancing spatial significance of hydrometric point measurements”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 225–240.
- Hunke, P., Mueller, E. N., Schröder, B., e Zeilhofer, P. (2015). “The Brazilian Cerrado: Assessment of water and soil degradation in catchments under intensive agricultural use”. *Ecohydrology*, 8(6), 1154–1180.
- Huntley, B. J. ., e Walker, B. H. (1982). *Ecology of Tropical Savannas*. New York.
- Hutley, L. B., O’Grady, A. P., e Eamus, D. (2000). “Evapotranspiration from eucalypt open-forest savanna of northern australia”. *Functional Ecology*, 14(2), 183–194.
- IBA. (2019). *Relatório anual 2019: base 2018*. IBA, Brasília.
- IBA. (2022). *Relatório anual 2022: base 2021*. IBA, Brasília.
- IBGE. (2007). *Manual Técnico de Pedologia*. IBGE, Rio de Janeiro.
- IBGE. (2017). *Censo Agropecuário*. IBGE, Rio de Janeiro.
- Ignace, D. D., Huxman, T. E., Weltzin, J. F., e Williams, D. G. (2007). “Leaf gas exchange and water status responses of a native and non-native grass to precipitation across contrasting soil surfaces in the Sonoran Desert”. *Oecologia*, 152(3), 401–413.
- IMKO GMBH. (2015). “Manual TRIME-PICO 64/32”. IMKO GmbH, Germany.
- Ivanov, V. Y., Fatichi, S., Jenerette, G. D., Espeleta, J. F., Troch, P. A., e Huxman, T. E. (2010). “Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the ‘homogenizing’ effect of vegetation”. *Water Resources Research*, 46(9), 1–15.
- Jackson, P. C., Maria, M., Goldstein, G., Franco, A. C., Jackson, P. C., Meinzer, F. C., Bustamante, M., Goldstein, G., Franco, A. C., Rundel, P. W., Caldas, L., Iglar, E., e Causin, F. (1999). “Partitioning of soil water among tree species in a Brazilian Cerrado ecosystem Partitioning of soil water among tree species in a Brazilian Cerrado ecosystem”. (May 2014).
- Jacobs, E. M., Bertassello, L. E., e Rao, P. S. C. (2020). “Drivers of regional soil water storage memory and persistence”. *Vadose Zone Journal*, 19(1), 1–18.
- Jenny, H. (1994). *Factors of soil formation*. Dover Publication, INC, New York.
- Ji, X., Shen, C., e Riley, W. J. (2015). “Temporal evolution of soil moisture statistical fractal and controls by soil texture and regional groundwater flow”. *Advances in Water Resources*, Elsevier Ltd., 86, 155–169.
- Jiang, Y., Yang, M., Liu, W., Mohammadi, K., e Wang, G. (2022). “Eco-hydrological responses to recent droughts in tropical South America”. *Environmental Research*

- Letters*, IOP Publishing, 17(2), 24037.
- Jin, X., e Jin, Y. (2020). “Calibration of a distributed hydrological model in a data-scarce basin based on GLEAM datasets”. *Water (Switzerland)*, 12(3).
- Jipp, P. H., Nepstad, D. ., Cassel, D. K., e Reis de Carvalho, C. (1998). “Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry amazonia”. *Climatic Change*, 39, 395–412.
- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., De Jeu, R., Dolman, A. J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J., Law, B. E., Montagnani, L., Mu, Q., Mueller, B., Oleson, K., Papale, D., Richardson, A. D., Rouspard, O., Running, S., Tomelleri, E., Viovy, N., Weber, U., Williams, C., Wood, E., Zaehle, S., e Zhang, K. (2010). “Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply”. *Nature*, 467(7318), 951–954.
- Keller, G. ., e Frischknecht, F. . (1966). *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. (P. Press, org.), Oxford, UK.
- Ker, J. C. (1997). “Latosolos Do Brasil: Uma Revisão”. *Geonomos*, 5(1), 17–40.
- Kheimi, M., e Abdelaziz, S. M. (2022). “A Daily Water Balance Model Based on the Distribution Function Unifying Probability Distributed Model and the SCS Curve Number Method”. *Water (Switzerland)*, 14(2).
- Kim, J. H., e Jackson, R. B. (2012). “A Global Analysis of Groundwater Recharge for Vegetation, Climate, and Soils”. *Vadose Zone Journal*, 11(1), 0.
- Kisekka, I., Peddinti, S. R., Kustas, W. P., McElrone, A. J., Bambach-Ortiz, N., McKee, L., e Bastiaanssen, W. (2022). “Spatial–temporal modeling of root zone soil moisture dynamics in a vineyard using machine learning and remote sensing”. *Irrigation Science*, Springer Berlin Heidelberg, 40(4–5), 761–777.
- Klink, C. A., e Machado, R. B. (2005). “Conservation of the Brazilian Cerrado”. *Conservation Biology*, 19(3), 707–713.
- Koster, R. D., Suarez, M. J., Higgins, R. W., e Van den Dool, H. M. (2003). “Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation”. *Geophysical Research Letters*, 30(5), n/a-n/a.
- Krause, P., Boyle, D. P., e Bäse, F. (2005). “Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment”. *Advances in Geosciences*, 5(December), 89–97.
- Krishnaswamy, J., Bonell, M., Venkatesh, B., Purandara, B. K., Lele, S., Kiran, M. C., Reddy, V., Badiger, S., e Rakesh, K. N. (2012). “The rain-runoff response of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation in the western ghats of India”. *Journal of*

- Hydrology*, Elsevier B.V., 472–473, 216–237.
- Krishnaswamy, J., Bonell, M., Venkatesh, B., Purandara, B. K., Rakesh, K. N., Lele, S., Kiran, M. C., Reddy, V., e Badiger, S. (2013). “The groundwater recharge response and hydrologic services of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation: Support for the ‘infiltration-evapotranspiration trade-off hypothesis’”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 498, 191–209.
- Laio, F., Tamea, S., Ridolfi, L., D’Odorico, P., e Rodriguez-Iturbe, I. (2009). “Ecohydrology of groundwater-dependent ecosystems: 1. Stochastic water table dynamics”. *Water Resources Research*, 45(5), 1–13.
- Laurent, J.-P., Ruelle, P., Delage, L., Zaïri, A., Nouna, B. Ben, e Adjmi, T. (2005a). “Monitoring Soil Water Content Profiles with a Commercial TDR System: Comparative Field Tests and Laboratory Calibration”. *Vadose Zone Journal*, 4(4), 1030–1036.
- Laurent, J.-P., Ruelle, P., Delage, L., Zaïri, A., Nouna, B. Ben, Adjmi, T., Evett, S. R., Laurent, J.-P., Cepuder, P., Hignett, C., Tolk, J. A., e Howell, T. A. (2005b). “Neutron scattering , capacitance , and TDR soil water content measurements compared on four continents”. *Vadose Zone Journal*, 4(4), 894–907.
- Lebron, I., Madsen, M. D., Chandler, D. G., Robinson, D. A., Wendroth, O., e Belnap, J. (2007). “Ecohydrological controls on soil moisture and hydraulic conductivity within a pinyon-juniper woodland”. *Water Resources Research*, 43(8), 1–15.
- Loke, D. M. (1999). “Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies”. *Cangkat Minden Lorong*, 6574525(1999), 63.
- Loke, M. H. (2000). “Topographic modelling in electrical imaging inversion”. *EAGE Conference and Technical Exhibition. Glasgow, Scotland*, Glasgow, Scotland.
- Loke, M. H., e Barker, R. D. (1996). “Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton methodl”. *Geophysical Prospecting*, 44, 131–152.
- Lousada, E. ., e Campos, J. E. G. (2005). “Proposta de modelos hidrgeológicos conceituais aplicados aos aquíferos da região do Distrito Federal”. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3), 407–414.
- Lucas, M., e Wendland, E. (2016). “Recharge estimates for various land uses in the Guarani Aquifer System outcrop area”. *Hydrological Sciences Journal*, 61(7), 1253–1262.
- Luiz, V., Teodoro, I., Teixeira, D., Jadyr, D., Costa, L., e Fuller, B. B. (2007). “O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local”. *Revista Uniara*, (7), 137–156.
- Maia, F. C. d. O., Bufon, V. B., e Leão, T. P. (2018). “Retention curves and available water

- capacity in Latosols”. *Engenharia Agricola*, 38(4), 546–552.
- Maidment, D. (1993). *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- Maillet, R. (1947). “The fundamental equations of electrical prospecting”. *Geophysics*, 12(4), 529–556.
- MapBiomass. (2020). *Collection 5.0 of the annual series of land use and land cover maps of Brazil. Brazilian annual land use and land cover mapping project*.
- Marek, G. W., Gowda, P. H., Evett, S. R., Baumhardt, R. L., Brauer, D. K., Howell, T. A., Marek, T. H., e Srinivasan, R. (2016). “Calibration and validation of the SWAT model for predicting daily ET over irrigated crops in the Texas High Plains using lysimetric data”. *Transactions of the ASABE*, 59(2), 611–622.
- Martini, E., Wollschläger, U., Kögler, S., Behrens, T., Dietrich, P., Reinstorf, F., Schmidt, K., Weiler, M., Werban, U., e Zacharias, S. (2015). “Spatial and Temporal Dynamics of Hillslope-Scale Soil Moisture Patterns: Characteristic States and Transition Mechanisms”. *Vadose Zone Journal*, 14(4), vzj2014.10.0150.
- Mary, B., Peruzzo, L., Boaga, J., Cenni, N., Schmutz, M., Wu, Y., S Hubbard, S., e Cassiani, G. (2020). “Time-lapse monitoring of root water uptake using electrical resistivity tomography and mise-à-la-masse: A vineyard infiltration experiment”. *Soil*, 6(1), 95–114.
- Mascaro, G., e Vivoni, E. R. (2016). “On the observed hysteresis in field-scale soil moisture variability and its physical controls”. *Environmental Research Letters*, IOP Publishing, 11(8).
- Mathias, S. A., Skaggs, T. H., Quinn, S. A., Egan, S. N., Finch, L. E., e Oldham, C. D. (2015). “A soil moisture accounting-procedure with a Richards’ equation-based soil texture-dependent parameterization”. *Water Resour. Res.*, 51(January), 506–523.
- Mathias, S. A., Sorensen, J. P. R., e Butler, A. P. (2017). “Soil moisture data as a constraint for groundwater recharge estimation”. *Journal of Hydrology*, 552, 258–266.
- Mattos, T. S., de Oliveira, P. T. S., Lucas, M. C., e Wendland, E. (2019). “Groundwater recharge decrease replacing pasture by Eucalyptus plantation”. *Water (Switzerland)*, 11(6), 1–13.
- McMillan, H. K., Clark, M. P., Bowden, W. B., Duncan, M., e Woods, R. A. (2011). “Hydrological field data from a modeller’s perspective: Part 1. Diagnostic tests for model structure”. *Hydrological Processes*, 25(4), 511–522.
- McMillan, H. K., e Srinivasan, M. S. (2015). “Characteristics and controls of variability in soil moisture and groundwater in a headwater catchment”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(4), 1767–1786.

- Meirelles, M. L., Farias, S. E. M. De, e Franco, A. C. (2003). “Balanço de Energia de uma Pastagem Cultivada no Cerrado”. *Embrapa*.
- Mello, C. R., Ávila, L. F., Lin, H., Terra, M. C. N. S., e Chappell, N. A. (2019). “Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil”. *Catena*, Elsevier, 173(July 2018), 9–21.
- Melo, D. C. D., Anache, J. A. A., Almeida, C. das N., Coutinho, J. V., Ramos Filho, G. M., Rosalem, L. M. P., Pelinson, N. S., Ferreira, G. L. R. A., Schwambach, D., Calixto, K. G., Siqueira, J. P. G., Duarte-Carvajalino, J. C., Jhunior, H. C. S., Nóbrega, J. D., Morita, A. K. M., Leite, C. M. C., Guedes, A. C. E., Coelho, V. H. R., e Wendland, E. (2020). “The big picture of field hydrology studies in Brazil”. *Hydrological Sciences Journal*, Taylor & Francis, 65(8), 1262–1280.
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., e Tabbagh, A. (2003). “Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography”. *Water Resources Research*, 39(5), 1–20.
- Miller, G. R., Cable, J. M., McDonald, A. K., Bond, B., Franz, T. E., Wang, L., Gou, S., Tyler, A. P., Zou, C. B., e Scott, R. L. (2012). “Understanding ecohydrological connectivity in savannas: a system dynamics modelling approach Gretchen”. *Ecohydrology*, 5(July), 200–220.
- Miralles, D. G., De Jeu, R. A. M., Gash, J. H., Holmes, T. R. H., e Dolman, A. J. (2011). “Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 967–981.
- Miranda, a C., Miranda, H. S., LLoyd, J., Grace, J., Francey, R. J., McIntyre, J. a, Meir, P., Riggan, P., Lockwood, R., e Brass, J. (1997). “Fluxes of carbon, water and energy over Brazilian cerrado: an analysis using eddy covariance and stable isotopes”. *Plant, Cell and Environment*, 20, 315–328.
- Mishra, S. K., e Singh., V. P. (2003). *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Monteith, J. L. (1965). “Evaporation and environment”. *Symposium of the Society for Experimental Biology; XIX*, C. U. Press, org., Cambridge, UK, 205–234.
- Mor, R., Palmier, L. R., Pinto, E., Lima, J., e Brasil, N. (2012). “Estabilidade Temporal da Distribuição Espacial da Umidade do Solo em uma Bacia Intermitente no Semiárido de Minas Gerais”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(3), 101–113.
- Moreira, C. A., Rosolen, V., Furlan, L. M., Bovi, R. C., e Masquelin, H. (2021). “Hydraulic conductivity and geophysics (ERT) to assess the aquifer recharge capacity of an inland

- wetland in the Brazilian Savanna”. *Environmental Challenges*, 5(June).
- Moreira, M. Z., Scholz, F. G., Bucci, S. J., Sternberg, L. S., Goldstein, G., Meinzer, F. C., e Franco, A. C. (2003). “Hydraulic lift in a neotropical savanna”. *Functional Ecology*, 17(5), 573–581.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Liew, M. W. Van, Bingner, R. L., Harmel, R. D., e Veith, T. L. (2007). “Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations”. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900.
- Moriasi, D. N., Wilson, B. N., Douglas-Mankin, K. R., Arnold, J. G., e Gowda, P. H. (2012). “Hydrologic and water quality models: Use, calibration, and validation”. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1241–1247.
- Mota, F. C. M. (2017). “Biomassa, fluxos de carbono e energia em área de Cerrado sentido restrito e plantio de eucalipto no Distrito Federal.” 157.
- Mualem, Y. (1976). “A new model for predicting the hydraulic conductivity of Unsaturated Porous Media”. *Water Resources Research*, 12(3), 513–522.
- Muggeo, V. M. R. (2022). *Package ‘segmented’*. CRAN.
- Myneni, R. B., Knyazikhin, Y., Privette, J. L., Running, S. W., Nemani, R., Zhang, Y., Tian, Y., Wang, Y., Morisette, J. T., Glassy, J., e Votava, P. (1999). “MODIS Leaf Area Index (LAI) And Fraction Of Photosynthetically Active Radiation Absorbed By Vegetation (FPAR) Product”. *Modis Atbd*, Version 4.(4.0), 130.
- Myneni, R., Knyazikhin, Y., e Park, T. (2021). *MODIS/Terra+Aqua Leaf Area Index/FPAR 4-Day L4 Global 500m SIN Grid V061 [Data set]*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC.
- Nascimento, C. T. C., Varella, R. F., Pires, A. C. B., e Santos, R. V. (2001). “Valores de resistividade elétrica em um latossolo do Distrito Federal”. *An. CISBGf*, 289–292.
- Nash, J. C. (2019). “Package ‘nlsr’: Functions for Nonlinear Least Squares Solutions”.
- Nayak, A. K., Biswal, B., e Sudheer, K. P. (2021). “A novel framework to determine the usefulness of satellite-based soil moisture data in streamflow prediction using dynamic Budyko model”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 595(November 2020), 125849.
- Neitsch, P. S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., e Williams, J. R. (2011a). “Soil and Water Assessment Tool ‘SWAT’”. *SpringerReference*, (406).
- Neitsch, S. ., Arnold, J. ., Kiniry, J. ., e Williams, J. . (2011b). “Soil & Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009”. *Texas Water Resources Institute*, 1–647.
- Niether, W., Schneidewind, U., Armengot, L., Adamtey, N., Schneider, M., e Gerold, G. (2017). “Spatial-temporal soil moisture dynamics under different cocoa production

- systems”. *Catena*, Elsevier, 158(July), 340–349.
- Nijland, W., van der Meijde, M., Addink, E. A., e de Jong, S. M. (2010). “Detection of soil moisture and vegetation water abstraction in a mediterranean natural area using electrical resistivity tomography”. *Catena*, Elsevier B.V., 81(3), 209–216.
- Nijzink, R. C., e Schymanski, S. J. (2022). “Vegetation optimality explains the convergence of catchments on the Budyko curve”. (March), 1–29.
- Nimmo, J. R., Perkins, K. S., Plampin, M. R., Walvoord, M. A., Ebel, B. A., e Mirus, B. B. (2021). “Rapid-Response Unsaturated Zone Hydrology: Small-Scale Data, Small-Scale Theory, Big Problems”. *Frontiers in Earth Science*, 9(April).
- NRC. (2001). *Basic Research Opportunities in the Earth Sciences*. (N. A. Press, org.), Washington, DC.
- NRCS, e USDA. (2014). *Keys to soil taxonomy. Soil Conservation Service*, (N. USDA, org.), Washington, DC, USA, 2014.
- Ochsner, T. E., Cosh, M. H., Cuenca, R. H., Dorigo, W. A., Draper, C. S., Hagimoto, Y., Kerr, Y. H., Njoku, E. G., Small, E. E., e Zreda, M. (2013). “State of the Art in Large-Scale Soil Moisture Monitoring”. *Soil Science Society of America Journal*, 77(6), 1888.
- Oliveira, B. R. F. F., Schaller, C., Jacob Keizer, J., Foken, T., Keizer, J. J., Foken, T., Jacob Keizer, J., e Foken, T. (2021). “Estimating immediate post-fire carbon fluxes using the eddy-covariance technique”. *Biogeosciences*, 18(1), 285–302.
- Oliveira, P. T. S., Leite, M. B., Mattos, T., Nearing, M. A., Scott, R. L., de Oliveira Xavier, R., da Silva Matos, D. M., e Wendland, E. (2017). “Groundwater recharge decrease with increased vegetation density in the Brazilian cerrado”. *Ecohydrology*, 10(1), 1–8.
- Oliveira, P. T. S., Wendland, E., Nearing, M. A., Scott, R. L., Rosolem, R., e Da Rocha, H. R. (2015). “The water balance components of undisturbed tropical woodlands in the Brazilian Cerrado”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6), 2899–2910.
- Oliveira, R. S. ., Bezerra, L. ., Davidson, E. A. ., Pinto, F. ., Klink, C. A. ., Nepstad, D. C. ., e Moreira, A. (2005). “Deep root function in soil water dynamics savannas of central Brazil”. *Functional Ecology*, 19(4), 574–581.
- Orellana, E. (1972). *Prospeccion Geoelectrica en Corriente Continua*. Paraninfo, Madri.
- Otoni, M. V., Otoni Filho, T. B., Schaap, M. G., Lopes-Assad, M. L. R. C., e Rotunno Filho, O. C. (2018). “Hydrophysical Database for Brazilian Soils (HYBRAS) and Pedotransfer Functions for Water Retention”. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1–17.
- Papale, D., Reichstein, M., Aubinet, M., Canfora, E., Bernhofer, C., Kutsch, W., Longdoz, B., Rambal, S., Valentini, R., Vesala, T., e Yakir, D. (2006). “Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique:

Algorithms and uncertainty estimation”. *Biogeosciences*, 3(4), 571–583.

Parsekian, A. D., Singha, K., Minsley, B. J., Holbrook, W. S., e Slater, L. (2015). “Multiscale geophysical imaging of the critical zone”. *Reviews of Geophysics*, 53(1), 1–26.

Pastorello, G., Trotta, C., Canfora, E., Chu, H., Christianson, D., Cheah, Y. W., Poindexter, C., Chen, J., Elbashandy, A., Humphrey, M., Isaac, P., Polidori, D., Ribeca, A., van Ingen, C., Zhang, L., Amiro, B., Ammann, C., Arain, M. A., Ardö, J., Arkebauer, T., Arndt, S. K., Arriga, N., Aubinet, M., Aurela, M., Baldocchi, D., Barr, A., Beamesderfer, E., Marchesini, L. B., Bergeron, O., Beringer, J., Bernhofer, C., Berveiller, D., Billesbach, D., Black, T. A., Blanken, P. D., Bohrer, G., Boike, J., Bolstad, P. V., Bonal, D., Bonnefond, J. M., Bowling, D. R., Bracho, R., Brodeur, J., Brümmer, C., Buchmann, N., Burban, B., Burns, S. P., Buysse, P., Cale, P., Cavagna, M., Cellier, P., Chen, S., Chini, I., Christensen, T. R., Cleverly, J., Collalti, A., Consalvo, C., Cook, B. D., Cook, D., Coursolle, C., Cremonese, E., Curtis, P. S., D’Andrea, E., da Rocha, H., Dai, X., Davis, K. J., De Cinti, B., de Grandcourt, A., De Ligne, A., De Oliveira, R. C., Delpierre, N., Desai, A. R., Di Bella, C. M., di Tommasi, P., Dolman, H., Domingo, F., Dong, G., Dore, S., Duce, P., Dufrêne, E., Dunn, A., Dušek, J., Eamus, D., Eichelmann, U., ElKhidir, H. A. M., Eugster, W., Ewenz, C. M., Ewers, B., Famulari, D., Fares, S., Feigenwinter, I., Feitz, A., Fensholt, R., Filippa, G., Fischer, M., Frank, J., Galvagno, M., Gharun, M., Gianelle, D., Gielen, B., Gioli, B., Gitelson, A., Goded, I., Goeckede, M., Goldstein, A. H., Gough, C. M., Goulden, M. L., Graf, A., Griebel, A., Gruening, C., Grünwald, T., Hammerle, A., Han, S., Han, X., Hansen, B. U., Hanson, C., Hatakka, J., He, Y., Hehn, M., Heinesch, B., Hinko-Najera, N., Hörtnagl, L., Hutley, L., Ibrom, A., Ikawa, H., Jackowicz-Korczynski, M., Janouš, D., Jans, W., Jassal, R., Jiang, S., Kato, T., Khomik, M., Klatt, J., Knohl, A., Knox, S., Kobayashi, H., Koerber, G., Kolle, O., Kosugi, Y., Kotani, A., Kowalski, A., Kruijt, B., Kurbatova, J., Kutsch, W. L., Kwon, H., Launiainen, S., Laurila, T., Law, B., Leuning, R., Li, Y., Liddell, M., Limousin, J. M., Lion, M., Liska, A. J., Lohila, A., López-Ballesteros, A., López-Blanco, E., Loubet, B., Loustau, D., Lucas-Moffat, A., Lüers, J., Ma, S., Macfarlane, C., Magliulo, V., Maier, R., Mammarella, I., Manca, G., Marcolla, B., Margolis, H. A., Marras, S., Massman, W., Mastepanov, M., Matamala, R., Matthes, J. H., Mazzenga, F., McCaughey, H., McHugh, I., McMillan, A. M. S., Merbold, L., Meyer, W., Meyers, T., Miller, S. D., Minerbi, S., Moderow, U., Monson, R. K., Montagnani, L., Moore, C. E., Moors, E., Moreaux, V., Moureaux, C., Munger, J. W., Nakai, T., Neiryneck, J., Nesic, Z., Nicolini, G., Noormets, A., Northwood, M., Noretto, M., Nouvellon, Y., Novick, K., Oechel, W., Olesen, J. E., Ourcival, J. M., Papuga, S. A., Parmentier, F. J., Paul-Limoges, E.,

- Pavelka, M., Peichl, M., Pendall, E., Phillips, R. P., Pilegaard, K., Pirk, N., Posse, G., Powell, T., Prasse, H., Prober, S. M., Rambal, S., Rannik, Ü., Raz-Yaseef, N., Reed, D., de Dios, V. R., Restrepo-Coupe, N., Reverter, B. R., Roland, M., Sabbatini, S., Sachs, T., Saleska, S. R., Sánchez-Cañete, E. P., Sanchez-Mejia, Z. M., Schmid, H. P., Schmidt, M., Schneider, K., Schrader, F., Schroder, I., Scott, R. L., Sedlák, P., Serrano-Ortiz, P., Shao, C., Shi, P., Shironya, I., Siebicke, L., Šigut, L., Silberstein, R., Sirca, C., Spano, D., Steinbrecher, R., Stevens, R. M., Sturtevant, C., Suyker, A., Tagesson, T., Takanashi, S., Tang, Y., Tapper, N., Thom, J., Tiedemann, F., Tomassucci, M., Tuovinen, J. P., Urbanski, S., Valentini, R., van der Molen, M., van Gorsel, E., van Huissteden, K., Varlagin, A., Verfaillie, J., Vesala, T., Vincke, C., Vitale, D., Vygodskaya, N., Walker, J. P., Walter-Shea, E., Wang, H., Weber, R., Westermann, S., Wille, C., Wofsy, S., Wohlfahrt, G., Wolf, S., Woodgate, W., Li, Y., Zampedri, R., Zhang, J., Zhou, G., Zona, D., Agarwal, D., Biraud, S., Torn, M., e Papale, D. (2020). “The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data”. *Scientific data*, 7(1), 225.
- Paul, M., Rajib, M. A., Ahiablame, L., Maranda, B., Anctil, F., Strauch, M., Volk, M., Marek, G. W., Gowda, P. H., Evett, S. R., Baumhardt, R. L., Brauer, D. K., Howell, T. A., Marek, T. H., Srinivasan, R., Santhi, C., Harmel, R. D., Griensven, A. Van, Wang, X., Melesse, A. M., Yang, W., Bonumá, N. B., Rossi, C. G., Arnold, J. G., Reichert, J. M., Paiva, E. M. C. D., Ruhoff, A. L., Paz, A. R., Collischonn, W., Aragao, L. E. O. C., Rocha, H. R., e Malhi, Y. S. (2012). “Hydrology evaluation of the soil and water assessment tool considering measurement uncertainty for a small watershed in Southern Brazil”. *Journal of the American Water Resources Association*, Elsevier B.V., 58(6), 69–88.
- Payn, T., Carnus, J. M., Freer-Smith, P., Kimberley, M., Kollert, W., Liu, S., Orazio, C., Rodriguez, L., Silva, L. N., e Wingfield, M. J. (2015). “Changes in planted forests and future global implications”. *Forest Ecology and Management*, Elsevier B.V., 352, 57–67.
- Peña-Peña, K., e Irmiler, U. (2016). “Moisture seasonality, soil fauna, litter quality and land use as drivers of decomposition in Cerrado soils in SE-Mato Grosso, Brazil”. *Applied Soil Ecology*, Elsevier B.V., 107, 124–133.
- Pincus, L. N., Ryan, P. C., Huertas, F. J., e Alvarado, G. E. (2017). “The influence of soil age and regional climate on clay mineralogy and cation exchange capacity of moist tropical soils: A case study from Late Quaternary chronosequences in Costa Rica”. *Geoderma*, 308(August), 130–148.
- Pleasants, M. S., Neves, F. dos A., Parsekian, A. D., Befus, K. M., e Kelleners, T. J. (2022).

- “Hydrogeophysical Inversion of Time-Lapse ERT Data to Determine Hillslope Subsurface Hydraulic Properties”. *Water Resources Research*, 58(4), 1–26.
- Poltoradnev, M., Ingwersen, J., e Streck, T. (2016). “Spatial and Temporal Variability of Soil Water Content in Two Regions of Southwest Germany during a Three-Year Observation Period”. *Vadose Zone Journal*, 15(6), vzj2015.11.0143.
- Potts, D. L., Scott, R. L., Bayram, S., e Carbonara, J. (2010). “Woody plants modulate the temporal dynamics of soil moisture in a semi-arid mesquite savanna”. *Ecohydrology*, 3(February), 20–27.
- Priestley, C. H. B., e Taylor, R. J. (1972). “On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters”. *Mon. Weather Rev*, 100, 81–92.
- QGIS.org. (2022). *QGIS Geographic Information System*. QGIS Association.
- Rajib, A., Merwade, V., e Yu, Z. (2018). “Rationale and Efficacy of Assimilating Remotely Sensed Potential Evapotranspiration for Reduced Uncertainty of Hydrologic Models”. *Water Resources Research*, 54(7), 4615–4637.
- Reatto, A., Martins, É. D. S., Farias, M. F. R., Silva, A. V., e Carvalho Jr, O. A. (2004). “Mapa Pedológico Digital - SIG Atualizado do Distrito Federal Escala 1:100.000 e uma Síntese do Texto Explicativo.” *Documentos/Embrapa Cerrados*, 120, 1–29.
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grünwald, T., Havránková, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J. M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., e Valentini, R. (2005). “On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: Review and improved algorithm”. *Global Change Biology*, 11(9), 1424–1439.
- Reis, C. F., Neto, A. T., Bruckhorst, A., Moreira, J. M. M. P. A. P., Pereira, A. V., e Moraes, A. C. (2016). *Cenário do Setor de Florestas Plantadas no Estado de Goiás*. Embrapa Florestas.
- Reneau, R. B., e Fiskell, J. G. A. (1970). “Selective Dissolution Effects on Cation-Exchange Capacity and Specific Surface of Some Tropical Soil Clays”. *SOIL SCI. SOC. AMER. PROC*, 34, 809–812.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Geophysics.
- Robinson, D. A., Campbell, C. S., Hopmans, J. W., Hornbuckle, B. K., Jones, S. B., Knight, R., Ogden, F., Selker, J., e Wendroth, O. (2008). “Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review”. *Vadose Zone*

Journal, 7(1), 358–389.

- Rocha, H. R., Manzi, A. O., Cabral, O. M., Miller, S. D., Goulden, M. L., Saleska, S. R., Coupe, N. R., Wofsy, S. C., Borma, L. S., Artaxo, R., Vourlitis, G., Nogueira, J. S., Cardoso, F. L., Nobre, A. D., Kruijt, B., Freitas, H. C., Von Randow, C., Aguiar, R. G., e Maia, J. F. (2009). “Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil”. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(1), 1–8.
- Rodolfo Junior, F., Araújo, L. G., Souza, R. Q., Batista, F. P. S., Oliveira, D. N. S., e Lacerda, M. P. C. (2015). “Relações Solo-Paisagem em Topossequências na Fazenda Água Limpa, Distrito Federal”. *Nativa*, 3(1), 27–35.
- Rodrigues, A. A., Macedo, M. N., Silvério, D. V., Maracahipes, L., Coe, M. T., Brando, P. M., Shimbo, J. Z., Rajão, R., Soares-Filho, B., e Bustamante, M. M. C. (2022). “Cerrado deforestation threatens regional climate and water availability for agriculture and ecosystems”. *Global Change Biology*, 28(22), 6807–6822.
- Rodriguez-iturbe, I., Porporato, A., Laio, F., e Ridolfi, L. (2001). “Intensive or extensive use of soil moisture: plant strategies to cope with stochastic water availability”. *Geophysical Research Letters*, 28(23), 4495–4497.
- Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A., Laio, F., e Ridolfi, L. (2001). “Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress”. *Advances in Water Resources*, 24(7), 695–705.
- Romanowicz, R. J., Osuch, M., e Grabowiecka, M. (2013). “On the choice of calibration periods and objective functions: A practical guide to model parameter identification”. *Acta Geophysica*, 61(6), 1477–1503.
- Rosenbaum, U., Bogena, H. R., Herbst, M., Huisman, J. A., Peterson, T. J., Weuthen, A., Western, A. W., e Vereecken, H. (2012). “Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale”. *Water Resources Research*, 48(10), 1–22.
- Rossatto, D. R., de Carvalho Ramos Silva, L., Villalobos-Vega, R., Sternberg, L. da S. L., e Franco, A. C. (2012). “Depth of water uptake in woody plants relates to groundwater level and vegetation structure along a topographic gradient in a neotropical savanna”. *Environmental and Experimental Botany*, 77, 259–266.
- Rossman, N. R., Zlotnik, V. A., Rowe, C. M., e Szilagyi, J. (2014). “Vadose zone lag time and potential 21st century climate change effects on spatially distributed groundwater recharge in the semi-arid Nebraska Sand Hills”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 519(PA), 656–669.

- Running, S., Mu, Q., e Zhao., M. (2017). *MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006. 2017*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC.,
- Running, S. W., Mu, Q., Zhao, M., e Moreno, A. (2019). “MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (MOD16A2/A3 and Year-end Gap-filled MOD16A2GF/A3GF) NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm”. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*, 1–37.
- Sakakibara, K., Tsujimura, M., Song, X., e Zhang, J. (2017). “Spatiotemporal variation of the surface water effect on the groundwater recharge in a low-precipitation region: Application of the multi-tracer approach to the Taihang Mountains, North China”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 545, 132–144.
- Salemi, L. F., Groppo, J. D., Trevisan, R., de Moraes, J. M., de Barros Ferraz, S. F., Villani, J. P., Duarte-Neto, P. J., e Martinelli, L. A. (2013). “Land-use change in the Atlantic rainforest region: Consequences for the hydrology of small catchments”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 499, 100–109.
- Salemi, L. F., Groppo, J. D., Trevisan, R., Seghesi, G. B., de Moraes, J. M., Ferraz, S. F. D. B., e Martinelli, L. A. (2012). “Consequências hidrológicas da mudança de uso da terra de floresta para pastagem na região da floresta tropical pluvial Atlântica”. *Revista Ambiente e Agua*, 7(3), 127–140.
- Samadi, S. Z. (2017). “Assessing the sensitivity of SWAT physical parameters to potential evapotranspiration estimation methods over a coastal plain watershed in the southeastern United States”. *Hydrology Research*, 48(2), 395–415.
- Sano, E. E., Rosa, R., Scaramuzza, C. A. de M., Adami, M., Bolfe, E. L., Coutinho, A. C., Esquerdo, J. C. D. M., Maurano, L. E. P., Narvaes, I. da S., Filho, F. J. B. de O., da Silva, E. B., Victoria, D. de C., Ferreira, L. G., Brito, J. L. S., Bayma, A. P., de Oliveira, G. H., e Bayma-Silva, G. (2019). “Land use dynamics in the Brazilian Cerrado in the period from 2002 to 2013”. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, 54.
- Santos, C. A. S., Almeida, C., Ramos, T. B., Rocha, F. A., Oliveira, R., e Neves, R. (2018). “Using a hierarchical approach to calibrate SWAT and predict the semi-arid hydrologic regime of northeastern Brazil”. *Water (Switzerland)*, 10(9).
- Santos, H. G. dos., Jacomine, P. K. T., Anjos, L. H. C. dos., Oliveira, V. Á. de., Lumbreras, J. F., Coelho, M. R., Almeida, J. A. de., Cunha, T. J. F., e Oliveira, J. B. de. (2013). *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos 3ª edição revista e ampliada*. (Embrapa, org.), Brasília.
- Scaramuzza, C. A. de M., Sano, E. E., Adami, M., Bolfe, E. L., Coutinho, A. C., César, J., Mora, D., Eduardo, L., Maurano, P., Narvaes, S., José, F., Oliveira, B. De, Rosa, R.,

- Barbosa, E., Valeriano, D. D. M., Victoria, D. D. C., Bayma, P., Oliveira, G. H. De, e Bayma-silva, G. (2017). “Mapeamento de Uso e Cobertura de Terras do Cerrado com Base Principalmente em Imagens do Satélite Landsat-8”. *Revista Brasileira de Cartografia* (2017), *Edição de Fotogrametia e Sensoriamento Remoto*, 69(6), 1041–1051.
- Schiermeier, Q. (2008). “Water: A long dry summer”. *Nature*, 452(7185), 270–273.
- Schilling, O. S., Cook, P. G., e Brunner, P. (2019). “Beyond Classical Observations in Hydrogeology: The Advantages of Including Exchange Flux, Temperature, Tracer Concentration, Residence Time, and Soil Moisture Observations in Groundwater Model Calibration”. *Reviews of Geophysics*, 57(1), 146–182.
- Schreiner-McGraw, A. P., e Vivoni, E. R. (2017). “Percolation observations in an arid piedmont watershed and linkages to historical conditions in the Chihuahuan Desert”. *Ecosphere*, 8(11), e02000.
- SCS. (1964). “Flood routing”. *National engineering handbook*, USDA, org., Whashington D.C, 127.
- SEDHAB. (2017). *Sicad–Sistema Cartográfico Do Distrito Federal Escala 1:10.000*. (R. e D. U. Secretaria de Habitação, org.), Brasília, Brazil.
- SEGETH. (2019). *Uso e cobertura do solo 2019*. SEDHUB, Brasilia.
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., e Teuling, A. J. (2010). “Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review”. *Earth-Science Reviews*, Elsevier B.V., 99(3–4), 125–161.
- Shaman, J., Stieglitz, M., e Burns, D. (2004). “Are big basins just the sum of small catchments?” *Hydrological Processes*, 18(16), 3195–3206.
- Sharpley, A. N., e Williams, J. . (1990). *EPIC: Erosion productivity impact calculator, 1*. USDA.
- Silva-Júnior, R. O. da, Souza-Filho, P. W. M. e., Salomão, G. N., Tavares, A. L., Santos, J. F. dos, Santos, D. C., Dias, L. C., Silva, M. S. da, Melo, A. M. Q. de, Costa, C. E. A. de S., e Rocha, E. J. P. da. (2021). “Response of Water Balance Components to Changes in Soil Use and Vegetation Cover Over Three Decades in the Eastern Amazon”. *Frontiers in Water*, 3(October), 1–15.
- Silva, C. L., e Oliveira, C. A. S. (1999). “Runoff measurement and prediction for a watershed under natural vegetation in central Brazil”. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23, 695–701.
- Silva, L. A., Souza, C. M. P. de, Leite, M. E., e Filgueiras, R. (2020). “Estimativa da Perda de Água Na APA do Rio Pandeiros, Minas Gerais”. *Caderno de Geografia*, 30(62), 768.

- Skovlin, J., e Roecker, S. (2021). “Package ‘soilDB’”.
- Smith, P., Bustamante, M., Ahammad, H., Clark, H., Dong, H., Elsiddig, E. A., Haberl, H., Harper, R., House, J., Jafari, M., Masera, O., Mbow, C., Ravindranath, N. H., Rice, C. W., Abad, C. R., Romanovskaya, A., Sperling, F., e Tubiello, F. (2014). “Agriculture, Forestry and Other Land Use (AFOLU)”. *Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 811–922.
- Sprenger, M., Seeger, S., Blume, T., e Weiler, M. (2016). “Travel times in the vadose zone: Variability in space and time”. *Water Resources Research*, 52(8), 5727–5754.
- Srivastava, A., Saco, P. M., Rodriguez, J. F., Kumari, N., Chun, K. P., e Yetemen, O. (2021). “The role of landscape morphology on soil moisture variability in semi-arid ecosystems”. *Hydrological Processes*, 35(1).
- Stoy, P. C., Mauder, M., Foken, T., Marcolla, B., Boegh, E., Ibrom, A., Arain, M. A., Arneth, A., Aurela, M., Bernhofer, C., Cescatti, A., Dellwik, E., Duce, P., Gianelle, D., van Gorsel, E., Kiely, G., Knohl, A., Margolis, H., Mccaughey, H., Merbold, L., Montagnani, L., Papale, D., Reichstein, M., Saunders, M., Serrano-Ortiz, P., Sottocornola, M., Spano, D., Vaccari, F., e Varlagin, A. (2013). “A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: The role of landscape scale heterogeneity”. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier B.V., 171–172, 137–152.
- Strauch, M., e Volk, M. (2013). “SWAT plant growth modification for improved modeling of perennial vegetation in the tropics”. *Ecological Modelling*, Elsevier B.V., 269, 98–112.
- Sun, D., Zhao, C., Wei, H., e Peng, D. (2011). “Simulation of the relationship between land use and groundwater level in Tailan River basin, Xinjiang, China”. *Quaternary International*, Elsevier Ltd and INQUA, 244(2), 254–263.
- Swarowsky, A., Dahlgren, R. A., Tate, K. W., Hopmans, J. W., e O’Geen, A. T. (2011). “Catchment-Scale Soil Water Dynamics in a Mediterranean-Type Oak Woodland”. *Vadose Zone Journal*, 10(3), 800–815.
- Távora, B. E. (2017). “Zonas ripárias de Cerrado: Processos hidrossedimentológicos”. Universidade de Brasília.
- Távora, B. E., Henrique, C., Lima, R., Koide, S., e O, R. –. (2015). “Comportamento do throughfall em área de cerrado e mata ripária”. *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, XXI, 8.
- Távora, B. E., e Koide, S. (2020). “Event-Based Rainfall Interception Modeling in a Cerrado Riparian Forest—Central Brazil: An Alternative Approach to the IS Method for

- Parameterization of the Gash Model”. *Water*, Springer Berlin Heidelberg, 12(8), 2128.
- Teixeira, P. C., Donagema, G. K., Fontana, A., e Teixeira, W. G. (2017). *Manual de métodos de análise de solo*. (Embrapa, org.), Brasília, DF.
- Telford, W., Geldart, L. P., e Sheriff, R. E. (1990). “Applied Geophysics”. *Edition, Cambridge University Press*.
- Tonello, K. C., e Bramorski, J. (2021). “Can Trees Help Put Water Back Into the Soil?” *Frontiers for Young Minds*, 9.
- Tonello, K. C., Van Stan, J. T., Rosa, A. G., Balbinot, L., Pereira, L. C., e Bramorski, J. (2021). “Stemflow variability across tree stem and canopy traits in the Brazilian Cerrado”. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier B.V., 308–309(July), 108551.
- Topp, C., Davis, J. L., e Annan, A. . (1980). “Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines”. *Water Resour. Res.*, 16(3), 574–582.
- Trevisan, R., Salemi, L. F., Groppo, J. D., Costa Silva, R. W. da, Martinelli, L. A., Moraes, J. M. De, Felipe Salemi, L., Daniel Groppo, J., Willians da Costa Silva, R., Antonio Martinelli, L., e Marcos de Moraes, J. (2012). “Dinâmica da Água em uma Microbacia com Cobertura Florestal de Eucalipto Localizada na Serra do Mar no Vale do Paraíba do Sul”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(4), 207–216.
- Tromp-van Meerveld, H. J., e McDonnell, J. J. (2006). “On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale”. *Advances in Water Resources*, 29(2), 293–310.
- Tromp-Van Meerveld, H. J., e McDonnell, J. J. (2006). “Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis”. *Water Resources Research*, 42(2), 1–11.
- UNESCO. (2003). *Subsídios ao zoneamento da APA Gama-Cabeça de Veado e Reserva da Biosfera do Cerrado: caracterização e conflitos socioambientais*. UNESCO, MAB, Reserva da Biosfera do Cerrado, Brasília.
- Urakabe, S., Takamitsu, Y., Shirai, D., Yuasa, S., Kimura, G., Orita, Y., e Abe, H. (1975). “Effect of different prostaglandins on the permeability of the toad urinary bladder”. *Comparative Biochemistry and Physiology. Part C, Comparative*, New York, 52(1), 1–4.
- USGS. (2020). *MODIS Collection 6.1 (C6.1) LAI/FPAR Product User’s Guide*.
- Vachaud, G., Silans, A. P. D. E., Balabanis, P., e Vauclin, M. (1984). “Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function 1”. 822–828.
- Valle Júnior, L. C. G., Ventura, T. M., Souza, R. S. R., de S. Nogueira, J., de A. Lobo, F., Vourlitis, G. L., e Rodrigues, T. R. (2020). “Comparative assessment of modelled and

- empirical reference evapotranspiration methods for a brazilian savanna”. *Agricultural Water Management*, Elsevier, 232(December 2019), 106040.
- Vanderlinden, K., Vereecken, H., Hardelauf, H., Herbst, M., Martínez, G., Cosh, M. H., e Pachepsky, Y. A. (2012). “Temporal Stability of Soil Water Contents: A Review of Data and Analyses”. *Vadose Zone Journal*, 11(4), 0.
- Vanella, D., Peddinti, S. R., e Kisekka, I. (2022). “Unravelling soil water dynamics in almond orchards characterized by soil-heterogeneity using electrical resistivity tomography”. *Agricultural Water Management*, Elsevier B.V., 269(January), 107652.
- Vargas Zeppetello, L. R., Battisti, D. S., e Baker, M. B. (2019). “The origin of soil moisture evaporation ‘regimes’”. *Journal of Climate*, 32(20), 6939–6960.
- Veihmeyer, F. J., e Hendrickson, A. H. (1950). “Soil Moisture in Relation to Plant Growth”. *Annual Review of Plant Physiology*, 1(1), 285–304.
- Verbesselt, J., Hyndman, R., Newnham, G., e Culvenor, D. (2010). “Detecting trend and seasonal changes in satellite image time series”. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier B.V., 114(1), 106–115.
- Vereecken, H., Huisman, J. A., Bogena, H., Vanderborght, J., Vrugt, J. A., e Hopmans, J. W. (2008). “On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review”. *Water Resources Research*, 46(4), 1–21.
- Vereecken, H., Huisman, J. A., Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogena, H., Weihermüller, L., Herbst, M., Martinez, G., e Vanderborght, J. (2014). “On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 516, 76–96.
- Villalobos-Vega, R., Goldstein, G., Haridasan, M., Franco, A. C., Miralles-Wilhelm, F., Scholz, F. G., e Bucci, S. J. (2011). “Leaf litter manipulations alter soil physicochemical properties and tree growth in a Neotropical savanna”. *Plant and Soil*, 346(1), 385–397.
- Villalobos-Vega, R., Salazar, A., Miralles-Wilhelm, F., Haridasan, M., Franco, A. C., e Goldstein, G. (2014). “Do groundwater dynamics drive spatial patterns of tree density and diversity in Neotropical savannas?” *Journal of Vegetation Science*, 25(6), 1465–1473.
- Vitale, D. (2021). “A performance evaluation of despiking algorithms for eddy covariance data”. *Scientific Reports*, Nature Publishing Group UK, 11(1), 1–15.
- de Vries, J. J., e Simmers, I. (2002). “Groundwater recharge: An overview of process and challenges”. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 5–17.
- Ward, R. C. (1984). “On the response to precipitation of headwater streams in humid areas”. *Journal of Hydrology*, 74(1–2), 171–189.

- Webb, E. K., Pearman, G. I., e Leuning, R. (1980). “Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85–100.
- Wei, L., Dong, J., Gao, M., e Chen, X. (2017). “Factors Controlling Temporal Stability of Surface Soil Moisture: A Watershed-Scale Modeling Study”. *Vadose Zone Journal*, 16(10), 0.
- Western, A. W., Grayson, R. B., e Green, T. R. (1999). “The Tarrawarra project: high resolution spatial measurement, modelling and analysis of soil moisture and hydrological response”. *Hydrological Processes*, 13(5), 633–652.
- White, T. (2012). *Special focus: the US Critical Zone Observatories*. (I. Innovation, org.).
- Wicki, A., e Hauck, C. (2022). “Monitoring critically saturated conditions for shallow landslide occurrence using electrical resistivity tomography”. *Vadose Zone Journal*, 21(4).
- Wilson, D. J., Western, A. W., e Grayson, R. B. (2004). “Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations”. *Water Resources Research*, 40(2), 1–11.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K., e Band, L. (1988). “Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling”. *Journal of Hydrology*, 102(1–4), 29–47.
- Worthington, P. F. (1993). “The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship”. *Journal of Applied Geophysics*, 30(3), 215–228.
- WRB, e FAO. (2006). *World reference base for soil resources 2006: a framework for international classification, correlation and communication*. FAO, Roma.
- Wrobel, L. C. (1989). *Métodos numéricos em recursos hídricos*. ABRH, Rio Grande do Sul.
- Xu, B., Shao, D., Tan, X., Yang, X., Gu, W., e Li, H. (2017). “Evaluation of soil water percolation under different irrigation practices, antecedent moisture and groundwater depths in paddy fields”. *Agricultural Water Management*, Elsevier B.V., 192, 149–158.
- Yang, L., Wei, W., Chen, L., Chen, W., e Wang, J. (2014). “Response of temporal variation of soil moisture to vegetation restoration in semi-arid Loess Plateau, China”. *Catena*, Elsevier B.V., 115, 123–133.
- Younger, P. L. (2007). *Groundwater in the Environment: an introduction*. Environment.
- Zambrano-Bigiarini, M., e Rojas, R. (2013). “A model-independent Particle Swarm Optimisation software for model calibration”. *Environmental Modelling and Software*, 43, 5–25.
- Zhang, Y., e Schaap, M. G. (2017). “Weighted recalibration of the Rosetta pedotransfer

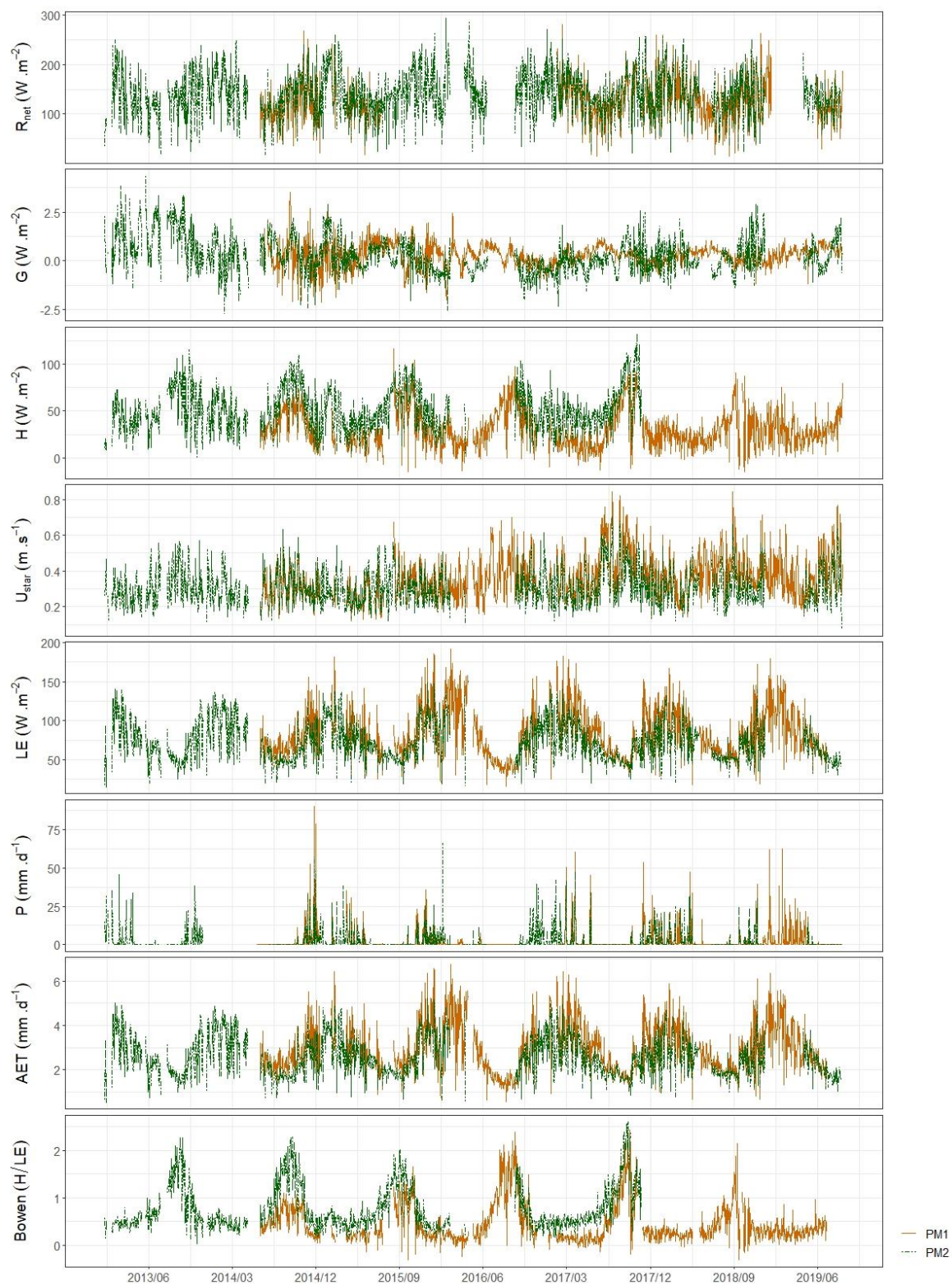
model with improved estimates of hydraulic parameter distributions and summary statistics (Rosetta3)”. *Journal of Hydrology*, Elsevier B.V., 547, 39–53.

Zhao, N., Yu, F., Li, C., Wang, H., Liu, J., e Mu, W. (2014). “Investigation of rainfall-runoff processes and soil moisture dynamics in grassland plots under simulated rainfall conditions”. *Water (Switzerland)*, 6(9), 2671–2689.

Zhuo, L., e Han, D. (2016). “The Relevance of Soil Moisture by Remote Sensing and Hydrological Modelling”. *Procedia Engineering*, The Author(s), 154, 1368–1375.

APÊNDICES

APÊNDICE A – SÉRIE TEMPORAL DE DADOS DERIVADOS DAS TORRES DE FLUXO EM EUCALIPTO (PM1) E CERRADO (PM2) EM ESCALA DIÁRIA



APÊNDICE B – MÉDIA ± DESVIO PADRÃO DOS VALORES DIÁRIOS POR ESTAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA E ÁGUA E DO ARMAZENAMENTO DE UMIDADE DO SOLO EM EQUIVALENTE DE LÂMIDA D'ÁGUA

PM	Estação	Av (mm/d)	H (mm/d)	AET (mm/d)	PET (mm/d)	P (mm/d)	AET/A	P - AET (mm/d)
PM1	Chuva	5,09 ± 0,89	± 0,89	± 3,66	± 4,67	± 5,61	± 0,74	± 1,32 ±
	Seca	1,88	0,5	1,14	1,42	11,17	0,23	11,10
PM2	Chuva	4,08 ± 0,87	± 0,87	± 2,16	± 3,32	± 0,36	± 0,51	± -1,92 ±
	Seca	1,1	0,47	0,69	1,11	2,99	0,45	3,26
PM1	Chuva	5,35 ± 1,56	± 1,56	± 3,1	± 4,02	± 5,14	± 0,60	± 1,71 ±
	Seca	1,76	0,71	0,92	1,34	9,80	0,13	8,97
PM2	Chuva	4,64 ± 1,49	± 1,49	± 1,98	± 3,71	± 0,28	± 0,46	± -1,79 ±
	Seca	1,17	0,46	0,5	1,12	2,18	0,19	2,28

Chuva: Nov - Abr; Seca: Mai - Out

Av: Energia disponível (Rn - G); H: Calor Sensível; AET: Evapotranspiração real; PET: Evapotranspiração potencial; P: Precipitação

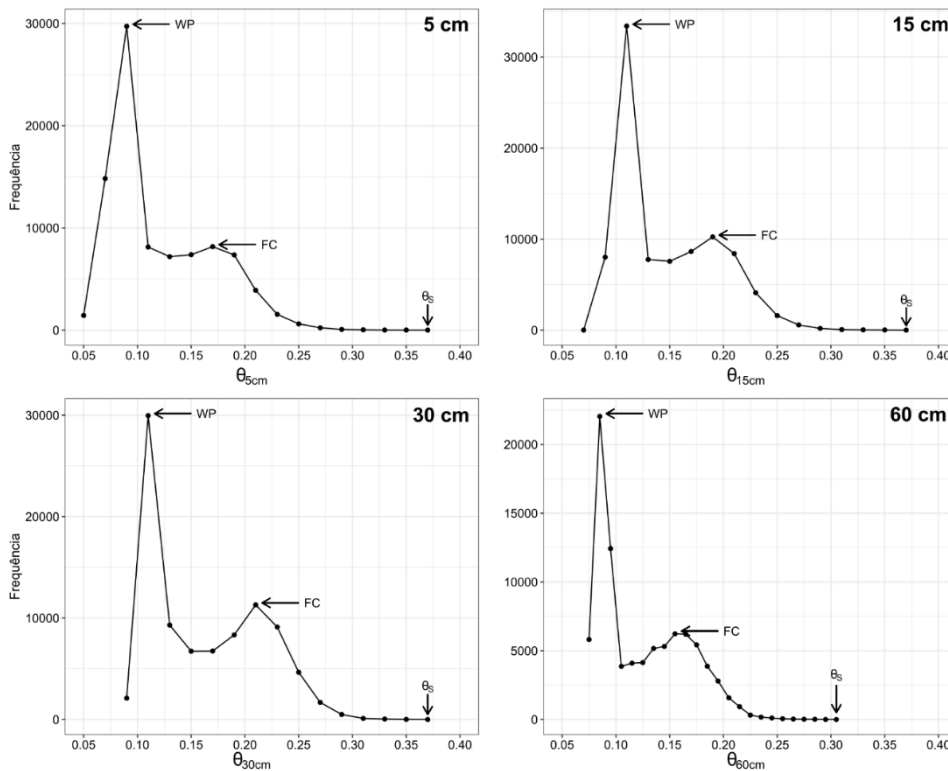
PM	Estação	SWC _{5cm} (mm)	SWC _{15cm} (mm)	SWC _{30cm} (mm)	SWC _{60cm} (mm)
PM1	Chuva	15,31 ± 3,94	18,01 ± 3,58	40,65 ± 7,2	62,35 ± 12,23
	Seca	9,11 ± 2,60	11,54 ± 2,58	25,27 ± 5,89	37,89 ± 8,29
PM2	Chuva	17,68 ± 3,92	22,61 ± 3,69	47,78 ± 6,29	107,23 ± 13,77
	Seca	12,17 ± 2,73	16,94 ± 2,67	36,65 ± 5,04	77,00 ± 10,68

Chuva: Nov - Abr; Seca: Mai - Out

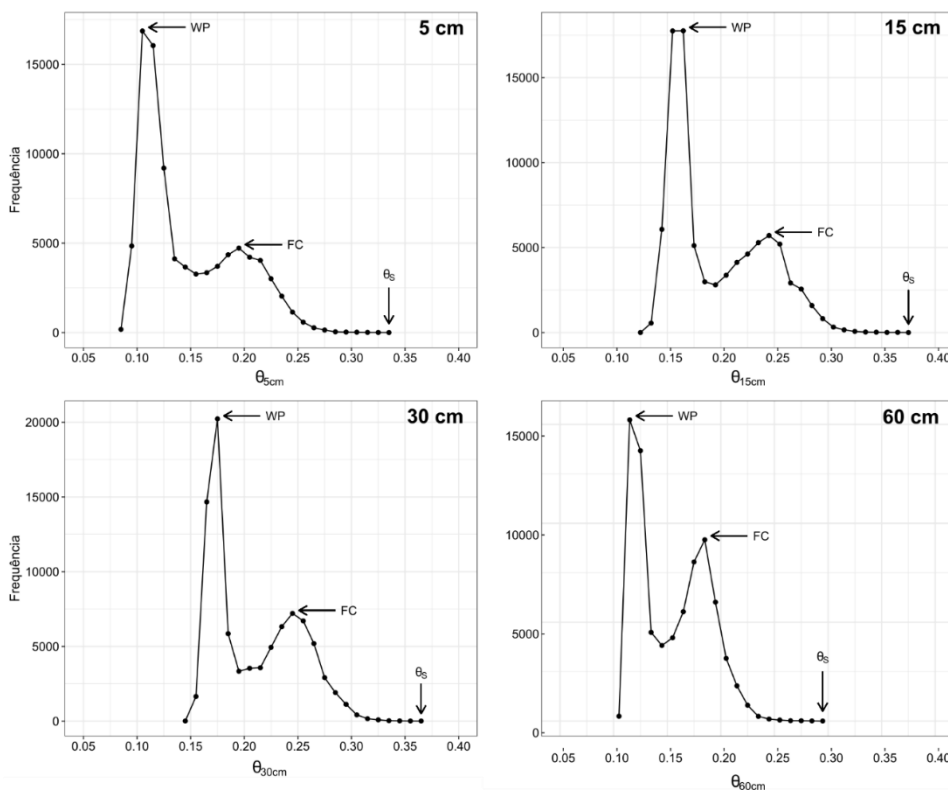
SWC: Conteúdo total de umidade do solo por profundidade

APÊNDICE C – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DOS VALORES DE UMIDADE DO SOLO PARA IDENTIFICAÇÃO DOS ATRADORES TEMPORAIS SECO (WP) E ÚMIDO (FC)

Eucalipto



Cerrado

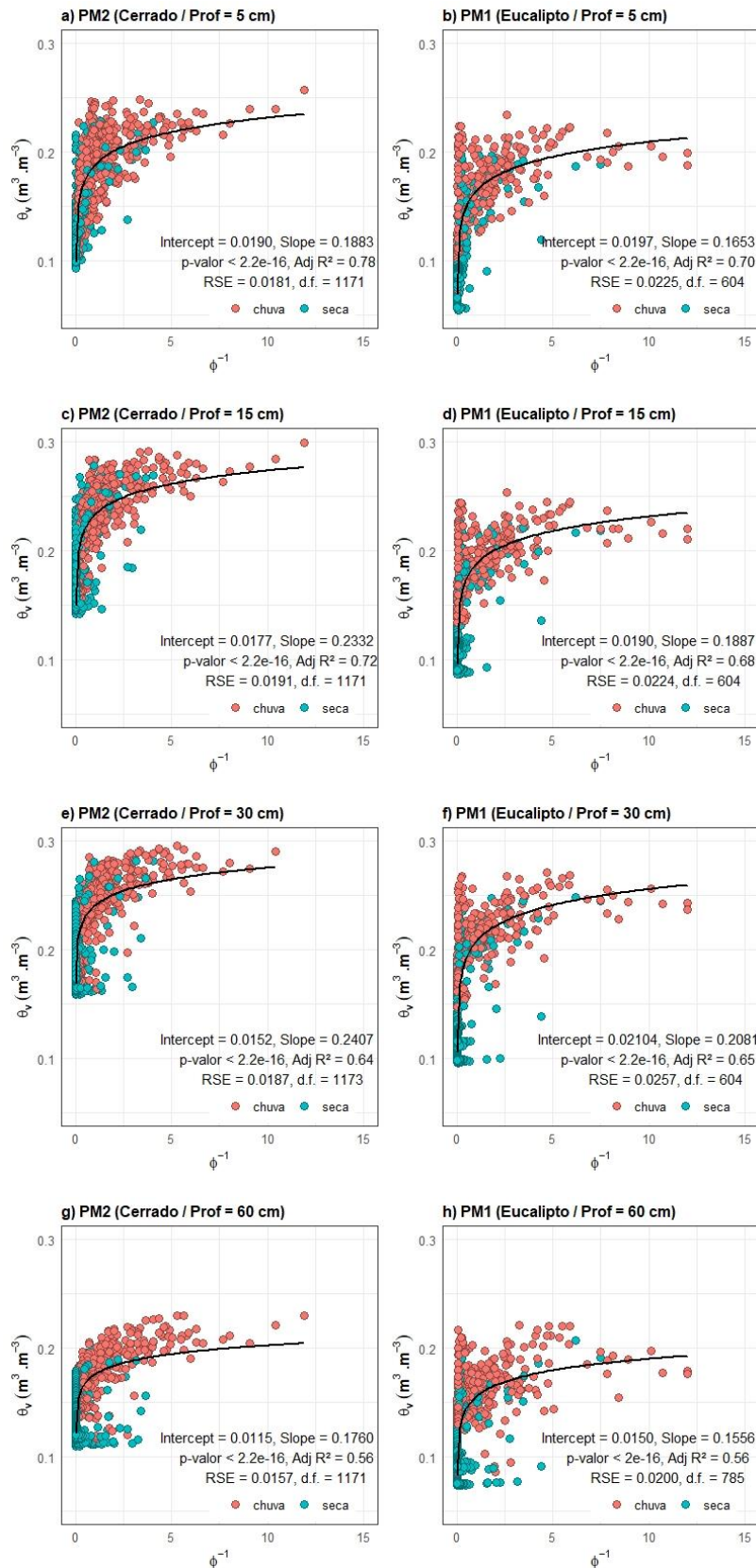


APÊNDICE D – PARÂMETROS DE VAN GENUCHTHEN E MÉTRICAS DE AVALIAÇÃO DO AJUSTE ENTRE UMIDADE DO SOLO OBSERVADA EM CAMPO E SIMULADA PELO FEFLOW PARA PM1 E PM2

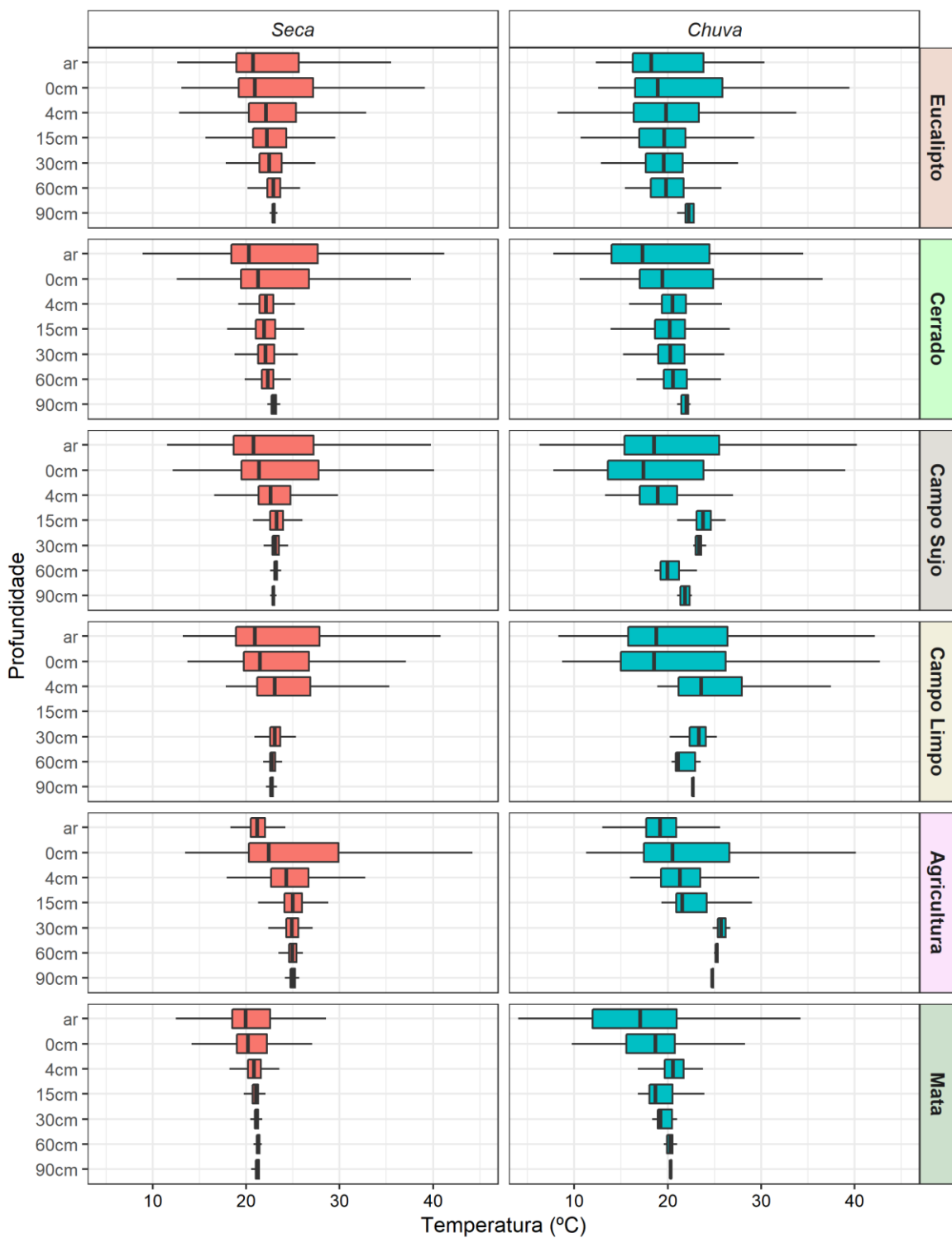
Prof. (m)	θ_r (m ³ .m ⁻³)	θ_s (m ³ .m ⁻³)	K_s (m.s ⁻¹)	α (cm ⁻¹)	n	ϕ
<i>PM1</i>						
0,0 - 0,1	0,08	0,21	1,96E-06	4,20	1,87	0,71
0,1 - 0,2	0,11	0,25		4,05		0,70
0,2 - 0,4	0,11	0,27		4,05		
0,4 - 1,0	0,09	0,23		3,80		
1,0 - 2,0						
> 2,0						
<i>PM2</i>						
0,0 - 0,1	0,10	0,23	1,96E-06	4,60	1,57	0,71
0,1 - 0,2	0,13	0,27		4,15		0,70
0,2 - 0,4	0,11	0,27		4,15		
0,4 - 1,0	0,11	0,25		3,60		
1,0 - 2,0						
> 2,0						

Calibração (2016-2018)						
Prof. (cm)	<i>PM1</i>			<i>PM2</i>		
	RMSE	LogNSE	R ²	RMSE	LogNSE	R ²
5	0,022	0,760	0,750	0,025	0,600	0,700
15	0,017	0,810	0,860	0,022	0,710	0,740
30	0,020	0,730	0,800	0,024	0,600	0,730
60	0,018	0,730	0,780	0,034	0,150	0,430
Verificação (2014-2016)						
5	0,025	0,740	0,730	0,029	0,680	0,680
15	0,017	0,800	0,800	0,019	0,700	0,760
30	0,010	0,830	0,750	0,012	0,530	0,830
60	0,180	0,700	0,760	0,018	0,610	0,710
Simulação (2018-2019)						
5	0,021	0,700	0,790	0,001	0,720	0,730
15	0,015	0,870	0,850	0,016	0,830	0,770
30	0,002	0,760	0,870	0,025	0,840	0,680
60	0,018	0,800	0,840	-	-	-

APÊNDICE E – MODELOS DERIVADO DA RELAÇÃO LOGARITMICA ENTRE A UMIDADE DO SOLO E O INVERSO DE ÍNDICE DE ARIDEZ



APÊNDICE F – VARIAÇÃO DOS DADOS DE TEMPERATURA DO SOLO APLICADOS NA CORREÇÃO DE DADOS ERT



APÊNDICE G – PARÂMETROS CALIBRADOS PARA AJUSTE DO ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR (LAI) E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO (ET) NAS HRUS DA BACIA DO RIBEIRÃO DO GAMA

Parâmetro	Output	Descrição	Limite		Valor calibrado			
			Mín.	Máx.	Cerrado	Campo	Eucalipto	Agricultura
<i>Calibração LAI</i>								
BIO_E (*.dat)	LAI	Eficiência de uso de radiação [kg/ha/(MJ/m ²)]	10	30	29,755	28,197	27,724	10,479
BLAI (*.dat)	LAI	Potencial máximo do Índice de Área Foliar (LAI) [m ² /m ²]	2	4	2,739	2,289	2,165	3,176
FRGRW1 (*.dat)	LAI	Fração sazonal de crescimento da planta correspondente ao 1º ponto da curva ótima de desenvolvimento da área foliar	0,1	0,2	0,191	0,120	0,190	0,193
LAIMAX1 (*.dat)	LAI	Fração do LAI máximo correspondente ao 1º ponto da curva ótima de desenvolvimento da área foliar	0,4	0,5	0,487	0,303	0,468	0,202
FRGRW2 (*.dat)	LAI	Fração sazonal de crescimento da planta correspondente ao 2º ponto da curva ótima de desenvolvimento da área foliar	0,3	0,8	0,331	0,658	0,657	0,548
LAIMAX2 (*.dat)	LAI	Fração do LAI máximo correspondente ao 2º ponto da curva ótima de desenvolvimento da área foliar	0,5	0,8	0,541	0,753	0,553	0,536
DLAI (*.dat)	LAI	Fração sazonal de crescimento da planta quando a área foliar começa a declinar	0,6	0,7	0,607	0,732	0,420	0,503
CHTMX (*.dat)	LAI	Máxima altura do dossel [m]	5	15	5,644	0,933	14,771	2,189
T_OPT (*.dat)	LAI	Temperatura ótima para crescimento das plantas [°C]	20	30	25,160	23,616	24,154	25,430
T_BASE (*.dat)	LAI	Temperatura mínima para crescimento das plantas [°C]	5	20	7,738	11,615	15,348	8,643

Parâmetro	Output	Descrição	Limite		Valor calibrado			
			Mín.	Máx.	Cerrado	Campo	Eucalipto	Agricultura
GSI (*.dat)	ET	Máxima condutância estomática [m.s-1]	0,003	0,03	0,0088	0,0008	0,0045	0,0004
VPDFR (*.dat)	ET	Déficit de pressão de vapor correspondente ao 2º ponto da curva de condutância estomática [kPa]	1	4	3,788	2,687	3,199	2,369
FRGMAX (*.dat)	LAI	Fração do GSI correspondente ao 2º ponto da curva ótima de desenvolvimento da área foliar	0,1	0,7	0,186	0,641	0,587	0,508
ALAI_MIN (*.dat)	LAI	LAI mínimo durante o período de dormência [m²/m²]	0,5	1,5	0,826	0,948	1,323	0,648
PHU_PLT (*.mgt)	LAI	Unidade de calor potencial para plantas	1800	4500	3254,097	2838,863	4111,842	2579,473
HEAT_UNITS (*.mgt)	LAI	Total de unidades de calor para cobertura/planta atingir a maturidade	1800	4500	4412,170	2831,362	2791,420	1950,00
<i>Calibração ET</i>								
SHALLST (*.gw)	Qw	Profundidade inicial da água no aquífero raso [mm]	0,5	1000	7610,147	2227,218	17733,43	9645,940
DEEPST (*.gw)	Qw	Profundidade inicial da água no aquífero profundo [mm]	1000	5000	31428,19	29383,440	41520,65	36318,825
GWQMN (*.gw)	Qw	Limiar da profundidade da água no aquífero raso necessária para ocorrer o fluxo de retorno [mm]	0	5000	3125,278	2843,054	3935,595	4613,827
GWREVAP (*.gw)	ET	Coefficiente "revap" a partir da água subterrânea	0,02	0,2	0,7634	1,177	1,541	0,764
REVAPMN (*.gw)	ET	Limiar da profundidade da água no aquífero raso para que ocorra a renovação [mm]	1	1000	63,941	334,484	481,94	494,141
RCHRG_DP (*.gw)	Qw	Fração de percolação do aquífero profundo	0,05	1	0,236	0,359	0,369	0,267
CANMX (*.hru)	ET	Armazenamento máximo no dossel das plantas [mm]	0	100	9,773	2,095	88,745	80,302
ESCO (*.hru)	ET	Fator de compensação da evaporação do solo	0,01	1	0,657	0,453	0,364	0,749
EPCO (*.hru)	ET	Fator de compensação de absorção da planta	0,01	1	0,538	0,957	0,663	0,776

APÊNDICE H – ARTIGO PUBLICADO DERIVADO DA TESE

Article

Vertical Electrical Sounding (VES) for Estimation of Hydraulic Parameters in the Porous Aquifer

Andreia de Almeida ^{1,*}, Daiane F. Maciel ², Karen F. Sousa ², Carlos T. C. Nascimento ² and Sergio Koide ¹

¹ Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília, 70.910-900 Brasília, Brazil; skoide@unb.br

² Faculdade UnB Planaltina, Universidade de Brasília, 73.345-010 Planaltina, Brazil; daienefemaciel@gmail.com (D.F.M.); karenfelix.s25@gmail.com (K.F.S.); carlostadeu@unb.br (C.T.C.N.)

* Correspondence: andreiaalmeida.df@gmail.com

Abstract: Similarities in both water and electric current flows allow the relation of hydraulic and geoelectric parameters of porous aquifers. Based on this assumption and the importance of the hydraulic parameters for groundwater analyses, this study aimed to estimate hydraulic conductivity (K) and transmissivity (T) with vertical electrical sounding (VES) in the porous aquifer at the experimental farm of the University of Brasilia, Brazil. VES is a geophysical technique that provides electrical resistivity (ρ , Ω m) and thickness (h) of the subsurface layers. The ρ and h aquifer data, associated with lithology, water table level (WTL), and groundwater electrical resistivity (ρ_w , Ω m), allowed the calculation of complementary geoelectric parameters (formation factor, F, and Dar Zarrouk parameters) and the relation with K and T, determined via slug test. VES data allowed the elaboration of geoelectric models, with mean absolute percentage error (MAPE) below 6% compared to field data, and the identification of the aquifer in each VES station. Significant exponential regression models ($R^2 > 0.5$ and p -value < 0.05) showed the possibility of using geoelectric parameters to estimate hydraulic parameters. This study allowed the verification of the applicability of consolidated models and the identification of appropriate empirical relationships for hydrogeological characterization in the Brazilian tropical porous aquifers. The results of this work, besides the rapid sampling and low cost of performing vertical electrical sounding (VES), may justify the use of this geophysical technique for preliminary porous aquifer characterization, especially in regions absent of or with insufficient monitoring wells.

Keywords: electrical resistivity; hydraulic conductivity; transmissivity; Brazil

Citation: de Almeida, A.; Maciel, D.F.; Sousa, K.F.; Nascimento, C.T.C.; Koide, E.S. Vertical Electrical Sounding for Estimation of Hydraulic Parameters in the Porous Aquifer. *Water* **2021**, *170*. <https://doi.org/10.3390/w13020170>

Received: 25 November 2020

Accepted: 8 January 2021

Published: 13 January 2021

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2020 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

The resolution of flow and transport problems in aquifers depends on information about the hydraulic parameters, which influence the occurrence and movement of groundwater. Considered the most important parameter in hydrogeological studies, hydraulic conductivity (K) indicates the ability of aquifers to conduct water [1,2]. The amount of water transmitted horizontally throughout the aquifer thickness (h) equals transmissivity (T), generically represented as the product between K and h [1,3]. However, despite the importance for groundwater assessment and management, information about K and T values are scarce due to limitations in field data acquisition [2,4,5].

Traditionally, determining aquifer hydraulic parameters requires the use of field hydrogeological methods (e.g., pumping or slug test) characterized by a high demand for time and financial resources [5–7]. As an alternative, geoelectric measurements from the soil surface by DC (direct current) electric geophysical method, applied especially through the vertical electrical sounding (VES) technique, enable a non-invasive and relatively inexpensive hydrogeological characterization [2,8–14]. In addition to applications for identifying soil moisture content, lithological structures, and water table level (WTL) [15–18], surface geoelectrical measurements have allowed indirect estimation of K and T, reducing the need to drill boreholes [12–14,17,19–22].

Similarities between water flow and electrical current are the basic assumption for establishing relationships between electrical and hydraulic behavior in a porous medium

[4,10,11,23]. Considering that both the electric current and the water follow the path of least resistance, at the level of the pores the electrical path is similar to the hydraulic path. Therefore, the electrical resistivity ($\rho = 1/\sigma$, σ = electrical conductivity) should reflect an inverse relationship with K and T [4,6,18,19,21,24]. In this way, Heigold et al. [24] proposed an inverse exponential relationship between aquifer resistivity (ρ_{aquifer}), identified by VES, and K, determined by pumping and slug tests, which are widely used in current studies for sand and gravel porous aquifers (also called granular aquifers) [12,25–27].

Besides that, aquifer properties have been estimated using geoelectric parameters derived from ρ as the formation factor (F) and the Dar Zarrouk parameters (longitudinal conductance, C, and transverse resistance, R). The formation factor (F) maintains a relationship with the hydraulic parameters because, according to Archie's first law, it has an inverse relationship with the porosity [10,20,23,28]. According to Mazac et al. [29], the inverse regression model between F and K, as well as between ρ and K, predominates in homogeneous sediments, where K is dependent primarily on effective porosity [20,23,28,30]. Instead, direct relationship can occur if ρ changes, and consequently F changes, are controlled by variations in soil percent clay [2,24,28,29,31].

Exploiting the Dar Zarrouk parameters ($C = h/\rho = h \times \sigma$ and $R = h \times \rho = h/\sigma$) [11], several empirical equations have been developed to convert C and R into transmissivity [2,14,32,33]. For instance, Hasan et al. [32], considering a directly proportional empirical relationship, estimated T value from R data for an unconfined aquifer, composed of complex alluvial material (sand, gravel with sand, clay with sand, and smaller clay) in Pakistan. However, there are also inverse empirical relationships describing the relationship between T, C, and R [33]. In addition to empirical models, Niwas and Singhal [8] established an analytical relationship combining the transmissivity ($T = K \times h$) and both Dar Zarrouk parameters. By deduction, when K and ρ are inversely related, T and C are proportional; in cases where K and ρ are directly related, T is proportional to R [2,8,14,34,35].

Even though there are consolidated models in the scientific literature, the estimation of hydraulic parameters from geoelectrical measurements, especially based on empirical relationships, can provide reliable predictions under specific conditions. Variations in the percentage of saturation and in the constituent material between different aquifers can result in uncertainties related to the significance and the predominant direction (direct or reverse) of the empirical models [2,6,17,26,28]. Analytical models, as highlighted by Niwas and Singha [8], are also elaborated for an area with a particular setting. Thus, models proposed under specific hydrogeophysical features need validation before being generalized [6,24,28,36].

Due to the limitations on generalizing the current empirical and analytical models and the reduced availability of studies that consider applied geophysics to the estimation of hydraulic parameters in Brazilian tropical soils [21,22], we compare geoelectrical and hydraulic parameters calculated from VES and slug test, respectively, for an unconfined granular aquifer. The objective of this study was to identify significant relationships between K, T, and geoelectric measurements derived from VES (ρ_{aquifer} , F, and Dar Zarrouk parameters), providing the indirect estimation of porous aquifer hydraulic parameters in Central Brazil.

2. Materials and Methods

2.1. Study Area

The study area was the Fazenda Água Limpa (FAL), which is the University of Brasilia experimental farm, located in the southern portion of the Distrito Federal, Brazil (8,229,000 to 8,238,000 UTM N and 180,000 to 190,000 UTM E, SIRGAS 2000 Datum) (Figure 1). The climate in the study area is tropical Aw, defined by Koppen as typical of savannah, with monthly average temperature and evapotranspiration equal to 22 °C and 65 mm, respectively, and annual precipitation of approximately 1500 mm distributed between October and March [37,38].

The pedology is composed predominantly of red and red-yellow Oxisols, in addition to Inceptisols and Entisols [39–41]. The geology features the Slate Unit, an expressive set of purple, homogeneous, folded slates, with strong ardosian cleavage and occasional quartzite lenses, and the Sandy Metarrhythmite Unit, irregular intercalations of fine and white quartzites with layers of metasiltstone [42]. In the FAL, there are intergranular or porous aquifers (pores of soil and saprolite) and fractured aquifers (fractures and failures in rock) [43]. In this study, we focus on the porous aquifer, which is essential for maintaining the baseflow in drought and for the recharge of the deep fractured aquifer [43,44].

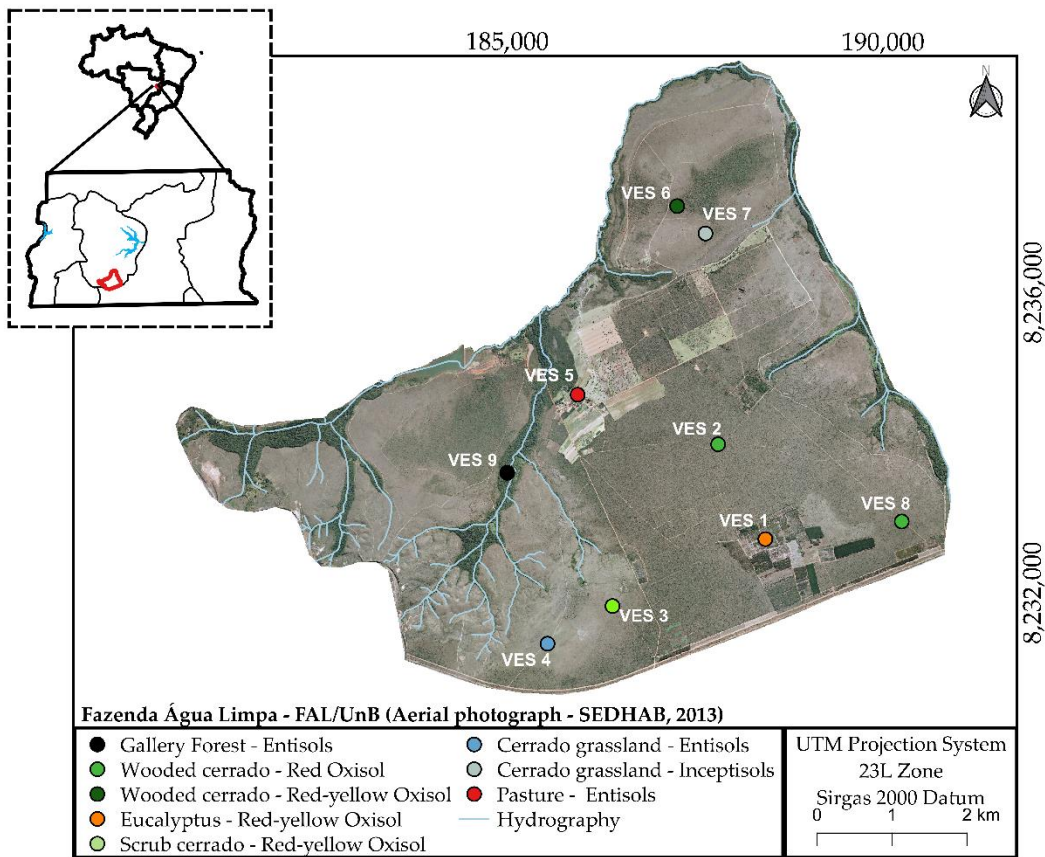


Figure 1. Fazenda Água Limpa (FAL/UnB), highlighted in red in the south-central portion of the Distrito Federal (DF), Brazil. Vertical electrical sounding (VES) locations in different pedological and land cover conditions, classified according to Natural Resources Conservation Service (NRCS); United States Department of Agriculture (USDA) [45] and Oliveira et al. [46], respectively. Aerial photograph provided by Secretaria de Habitação, Regularização e Desenvolvimento Urbano (SEDHAB) [47].

2.2. Data Sets

Analyzing the relationship between hydraulic and geoelectric parameters required data from vertical electrical sounding (VES), lithology, static water table level (WTL, m), groundwater electrical resistivity (ρ_w , Ω m), and slug tests (Figure S1). We defined nine VES stations close to groundwater monitoring wells (MW), encompassing different soils and phytophysionomies representative of the Brazilian savannah (Figure 1).

VES data were obtained between November 2019 and January 2020 with Schlumberger array, yielding the apparent electrical resistivity (ρ_a , Ω m) at different depths of the soil. Maximum spacing between current electrodes (A and B) was equal to 200 m, and spacing between potential electrodes (M and N) varied from 0.4 to 12 m.

The lithological data are from textural descriptions of the borehole core used for the installation of eight MWs. For MW 9, installed before this study, lithological data were not available. Visual and analytical interpretation of borehole samples allowed the definition of the predominant textural soil classes (sandy clay, silty clay, loam, sandy loam, clay loam, and silty loam) [48].

An electric sensor provided the measurement of the WTL, in all MWs simultaneously with VES. We assumed that ρ_w was the inverse of electrical conductivity ($\rho_w = \sigma_w^{-1}$, σ_w in Siemens) measured in groundwater samples collected in all MWs [24]. Recovery slug test data [49], analyzed with R packages, provided the field values of the aquifer hydraulic parameters (saturated hydraulic conductivity K_{obs} , $m\ s^{-1}$, and transmissivity, T_{obs} , $m^2\ s^{-1}$) in seven MWs. MWs 3 and 8 were dry during the period of carrying out the slug tests, so they do not present K_{obs} and T_{obs} data.

2.3. VES Interpretation

The ρ_a values plotted as a function of the $AB/2$ resulted in field curves for each VES station. The identification of the real resistivity ($\rho_{aquifer}$, Ω m) and thickness ($h_{aquifer}$, m) of the aquifer from

the field curves required (i) inversion of the field data; (ii) elaboration of the geoelectric models; and (iii) verification of the geoelectric models' ability to represent the saturated formation (Figure S1). We inverted VES data and elaborated on the geoelectric models using IPI2Win, which is a software to solve the regularization of nonlinear inversion problems by Tikhonov's approach [50].

Initially, VES data were automatically inverted, using a variant of the Newton algorithm [50] (Figure S1). This inversion provided the parameters for building the initial geoelectric model (resistivity, ρ , and thickness, h , of the geoelectric layers) by fitting a synthetic curve to the field curve. As the fit objective function, we minimized the Mean Absolute Percentage Error (MAPE) (Equation (1)) between field ($\rho_{a_{obs}}$) and synthetic ($\rho_{a_{cal}}$) data [50,51].

$$MAPE (\%) = 100 \times \frac{\sum_{i=1}^n \left(\ln \left(\frac{\rho_{a_{obs},i}}{\rho_{a_{cal},i}} \right) \right)^2}{n} \quad (1)$$

It is important to note that inverse problems can present non-unique solutions. As a result, geoelectric models are subject to ambiguous interpretations that can cause inconsistency in the analyses derived from the $\rho_{aquifer}$ and $h_{aquifer}$ data [24,52]. To overcome this non-uniqueness problem, we associate available monitoring well (MW) data (lithology and WTL) to optimize the configuration of the geoelectric layers in the subsurface [53,54]. Initially, we compare layer thickness of the models resulting from the automatic inversion with lithological data.

To improve the representation of the subsurface layers, we inverted the VES data again, but in a semi-automatic way, when geoelectric models were not consistent with the lithological data and presented MAPE above 6% (Figure S1). In this case, from the geoelectric model initially proposed, we adjust the parameters ρ and h based on the lithological layers, resulting in geophysical-lithological models. In addition, WTL data allowed us to assess the correspondence between the position of the aquifer geoelectric layer and the real position of the aquifer in the subsurface. Lastly, we selected the saturated layer with reduced resistivity and that matched the position of the WTL, to represent the aquifer in each VES station (Figure S1).

2.4. Geoelectric Aquifer Parameters Selection

The results obtained from interpretations of the apparent resistivity field data (ρ_a) yielded the thickness (h) and resistivity (ρ) of subsurface layers. As previously defined, among the geoelectric subsurface layers of each VES station, we selected the resistivity and thickness data only from aquifer layer ($\rho_{aquifer}$ and $h_{aquifer}$, respectively). Values of the $\rho_{aquifer}$, $h_{aquifer}$, and ρ_w allowed the calculation of the formation factor (F , dimensionless, also called intrinsic formation factor) and Dar Zarrouk parameters for porous aquifer in this study (Figure S1).

According to Archie's first law [10], beyond ρ_w , $\rho_{aquifer}$ in porous formation depends on F (dimensionless) (Equation (2)), which represents the influence of formation characteristics, especially effective porosity percentage (\emptyset) and intrinsic permeability (k), in the electrical flow in a porous medium (Equation (3)). Because it depends on porosity and permeability, F has been inversely related to K in saturated porous formations (Equation (2)) [2,4,12,19,24]. In addition, the F estimate considers the cementation (m) and pore geometry (α) coefficients as characteristics of the medium that can influence the electrical flow [10]. Despite variables, in general m and α are equivalent to 2 and 1, respectively [10,24,36].

$$\rho_{aquifer} = F \cdot \rho_w \quad (2)$$

$$F = \frac{\rho_{aquifer}}{\rho_w} = \alpha \cdot \emptyset^{-m} \quad (3)$$

Archie's first law applies mainly to clay-free mediums, because clay content involves simultaneously permeability reduction and decrease in the resistivity of the medium, by adding superficial and intrinsic electrical conductivity [10,23,36,55]. Therefore, for clay formations, such as those that predominate in our study area, F (Equation (3)) can vary with electrolyte concentration and would be more appropriately designated as apparent formation factor (F_a), that considers the effect of clay conductivity [9,13,36]. However, in tropical soils, high weathering and leaching reduce the cation exchange capacity (CEC) and, consequently, limit the effect of surface electrical conductivity and make the soil structure equivalent to the sand soil [36,56–58]. Thus, we calculate F using Archie's Law in a similar way to clay-free soils.

In addition to F , we estimated the Dar Zarrouk parameters, that is, transverse resistance (R , Ω m^2) and longitudinal conductance (C , Siemens) [11]. R indicates the electrical transverse resistance perpendicular to the soil layers and C represents the conductance offered to current lines parallel to the soil layers (Equations (4) and (5)). R and C can indicate the protection capacity and

transmissivity of the aquifer, respectively, and therefore are commonly related to K and T in porous aquifers [8,17,34].

$$R = \rho_{aquifer} \cdot h_{aquifer} \quad (4)$$

$$C = \frac{h_{aquifer}}{\rho_{aquifer}} \quad (5)$$

2.5. Relationship between Hydraulic and Geoelectric Aquifer Parameters

It is possible to relate aquifer geoelectric ($\rho_{aquifer}$, F, R, and C) and hydraulic parameters (K_{obs} and T_{obs}) considering (i) that electric current and water flow through the path of least resistance; and (ii) that in porous aquifers, this path is represented by the soil pores [4,6,8]. Based on these premises, we proposed empirical exponential regression models between K_{obs} and $\rho_{aquifer}$, K_{obs} and F, T_{obs} and $\rho_{aquifer}$, and T_{obs} and R and C, according to Khalil et al., Diaz-Curiel et al., Choo et al., and Akhter and Hasan [2,6,20,23] (Figure S1). The nls (nonlinear least squares) function, available in the R program [59], allowed the estimation of the parameters of the exponential models by the nonlinear least squares method, which minimizes the sum of squared residuals (error) (SSR) between the observed data and the adjusted nonlinear function [60]. Relations that showed satisfactory adjustment (R^2 greater than 0.5 and p -value less than 0.05) were used to estimate the hydraulic parameters (hydraulic conductivity K_{est} , $m\ s^{-1}$, and transmissivity, T_{est} , $m^2 \cdot s^{-1}$).

T was also estimated as the product between $h_{aquifer}$ and K_{obs} [24,34]. In addition to the estimates obtained through the empirical relationships proposed in this study, we determined K ($m\ s^{-1}$) and T ($m^2\ s^{-1}$) according to Heigold et al. [24] (Equation (6)) and Niwas and Singhal [8] (Equation (7)), respectively, which consist of models widely used in porous aquifers (Figure S1). To estimate T, we used an average value of $K_{obs} \times \rho_{aquifer}$ [8,34], considered constant for the same soil type (Entisol = $6.69 \cdot 10^{-3}\ \Omega\ m^2\ s^{-1}$, Oxisol = $7.53 \cdot 10^{-3}\ \Omega\ m^2\ s^{-1}$, Inceptisol = $1.02 \cdot 10^{-2}\ \Omega\ m^2\ s^{-1}$), with K_{obs} in $m\ s^{-1}$ and $\rho_{aquifer}$ in $\Omega\ m$, and a C ($1/\Omega$ or Siemens) value for each VES station.

Then, the consolidated model results [8,24] were validated against the K_{obs} and T_{obs} , determined in the field by means of a slug test. Considering that there is a significant relationship (R^2 greater than 0.5 and p -value less than 0.05), we defined K_{obs}^* according to Heigold et al. [24] and T_{obs}^* according to Niwas and Singhal [8] as an approximation of the field data, and we used them to verify the empirical relationships proposed in this study. Match between K_{obs}^* and K_{est} values and T_{obs}^* and T_{est} values was assessed by linear regression models using lm function, available in the R program, [61] (R^2 greater than 0.5 and p -value less than 0.05) (Figure S1). Besides that, due to the unavailability of K and T data specific to the area of study, results obtained with the empirical models proposed in this study were compared against the K and T values available in the scientific literature, for similar hydrogeological conditions [41,62].

$$K = 386.40 \cdot \rho_{aquifer}^{-0.93283} \quad (6)$$

$$T = \overline{K_{obs} \cdot \rho_{aquifer}} \cdot C \quad (7)$$

3. Results and Discussion

3.1. Identification and Characterization of the Porous Aquifer

The analysis of the ρ_a data allowed the characterization of the subsurface, using the values of ρ and h of the soil layers, and the identification of the porous aquifer in each VES station. (Table 1, Figures 2 and 3). Synthetic curves (Figure 2) fitted to field data (ρ_a at different depths of research), and the geophysical-lithological models derived from them (Table 1), revealed geoelectric patterns between VES stations with the same soil type (Figure 2).

Table 1. Results of the geoelectric model, with mean absolute percentage error (MAPE), and water table level (WTL) in the VES stations of the study area.

VES stations	Latitude (°W)	Longitude (°S)	Electrical resistivity ($\Omega\ m$)					Thickness (m)				RMS (%)	WTL (m)
			ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	h_1	h_2	h_3	h_4		
VES 1	188,426.06	8,232,711.67	9500	12,500	4300*	22,000	7000	0.50	1.50	8.00*	8.00	4.50	9.50
VES 2	187,797.23	8,233,971.49	3400	24,000	1600	1000*	3200	0.50	1.00	12.00	7.00*	4.80	13.95
VES 3	186,380.77	8,231,821.70	8000	18,500	4300	3100*	7500	0.50	1.50	1.50	12.00*	4.85	9.80
VES 4	185,514.40	8,231,319.81	18,000	13,180*	31,400	3640	30,500	1.50	3.00*	3.50	6.00	5.95	2.00
VES 5	185,956.75	8,234,689.66	1700	800	2200	1000*	3200	0.50	2.00	5.00	9.00*	5.10	8.25
VES 6	187,132.65	8,237,119.06	7000	14,000	3200	1400*	3500	0.50	2.00	9.50	8.00*	5.95	12.40
VES 7	187,632.85	8,236,764.72	24,000	7500	4900*	6500	2200	1.50	1.50	7.00*	3.00	3.65	3.30

VES 8	190,328.84	8,232,909.53	9000	15,000	2500	1000*	3500	0.50	2.00	4.50	6.50*	4.20	-
VES 9	185,002.99	8,233,698.99	4500	3300	1900*	5000	3800	1.00	4.00	5.00*	10.00	4.25	9.25

ρ^* and h^* indicate ρ_{aquifer} and h_{aquifer} , respectively.

There were similarities in the shape of the synthetic curves in VES 1, 2, 3, 6, and 8 (Figure 2A), characterized by the occurrence of Oxisols, and in VES 4, 5, and 9 (Figure 2B), located under Entisols. VES 7, positioned in an Inceptisol, presented a synthetic curve different from the other VES stations (Figure 2B). The inversion of the VES data together with lithological and WTL data resulted in geophysical-lithological models composed of five geoelectric layers, with MAPE below 6% (Table 1, Figure 3).

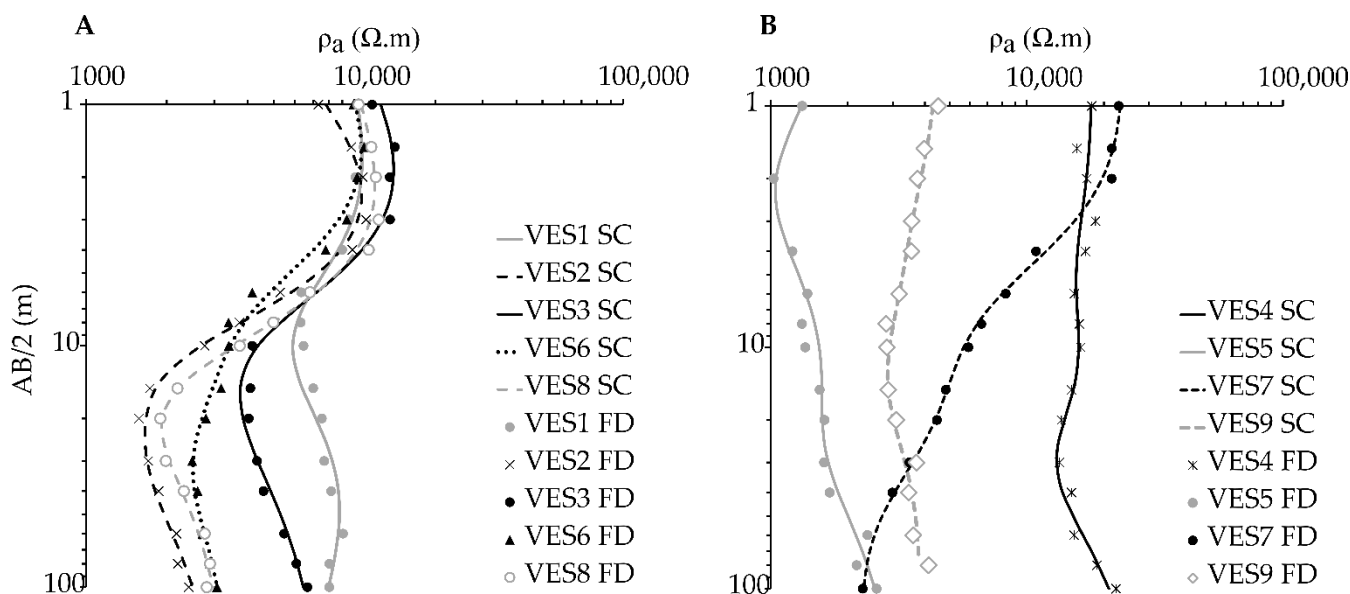


Figure 2. Vertical electrical sounding (VES) field data (FD) and synthetic curves (SC). The similar pattern between (A) VES stations in an Oxisol (VES 1, 2, 3, 6, and 8) and (B) VES stations in an Entisol (VES 4, 5, and 9). VES 7, with Inceptisols, presented a different curve shape than the other VES stations. $AB/2$ represents an estimate of the theoretical depth of investigation.

$AB/2$, besides that representing the spacing between current electrodes (A and B), indicated adequate values of the theoretical depth of investigation for VESs, in comparison with field data (lithology and WTL) (Figures 2 and 3). Usually, $AB/4$ indicates the depth of investigation resulting from the VES [63], however, this relationship can be changed when there are field data that allow the evaluation and adjustment of the proposed geophysical models [64].

VES 1, 2, 3, 6, and 8 showed reduced values of resistivity in the first 0.50 cm of depth, followed by high values characteristic of the unsaturated zone of the soil, superimposed on the least resistive zone, possibly associated with the occurrence of aquifers (Figures 2 and 3). Finally, there was an increase in resistivity values, indicating a low permeability zone that supports the aquifer. (Figures 2 and 3). VES 7 demonstrated decreasing resistivity behavior, with an aquifer layer identified about 9 m deep (Table 1, Figures 2 and 3).

VES 4, 5, and 9 presented synthetic curves (Figure 2), and consequently, geophysical-lithological models (Figure 3), with less expressive variations in resistivity along the soil profile compared to other VES stations. It is possible to infer that the moisture present in the soil profile, characteristic of Entisols, tends to standardize the resistivity values in the subsurface.

However, we still verified the occurrence of zones of lower resistivity indicative of the presence of an aquifer (Table 1). In VES 4 and 5 there were even two discontinuous layers of low resistivity, which may indicate the presence of two aquifer formations, the first associated with a suspended aquifer and the second representing a phreatic or confined aquifer.

VES station with the occurrence of gravel and sand in the soil profile showed high values of ρ_{aquifer} , as observed in VES 4, while low ρ_{aquifer} values were associated with the presence of clay, as in VES 2 (Figure 3) [15]. Nascimento et al. [65] indicated a directly proportional relationship between the clay and silt fraction and the moisture content. This aspect can be explained by the fact that in soil with a finer texture, the pores have smaller dimensions, and thus the moisture retention is more intense.

Regarding the identification of the aquifer, in VES 2, 4, 5, 6, and 7, the transition from layers with a high resistivity value to layers with reduced resistivity was approximated to the position of

the water table (Figure 3). In the other vertical electrical sounding (VES) stations, although geophysical-lithological models do not indicate the exact depth of groundwater, the WTL was placed in layers with reduced electrical resistivity (Figure 3).

According to Martins et al. [66], the behavior of the conductive layer indicates the upper limit of the WTL, which can be interpreted as the transition between the soil cover and the underlying rock. For the VES 9 aquifer, the electrical resistivity value was equal to 1000 $\Omega.m$. However, as the well remained dry during the rainy season, it was not possible to identify whether there was a relationship between the less resistive geoelectric layer and the aquifer formation in VES 9.

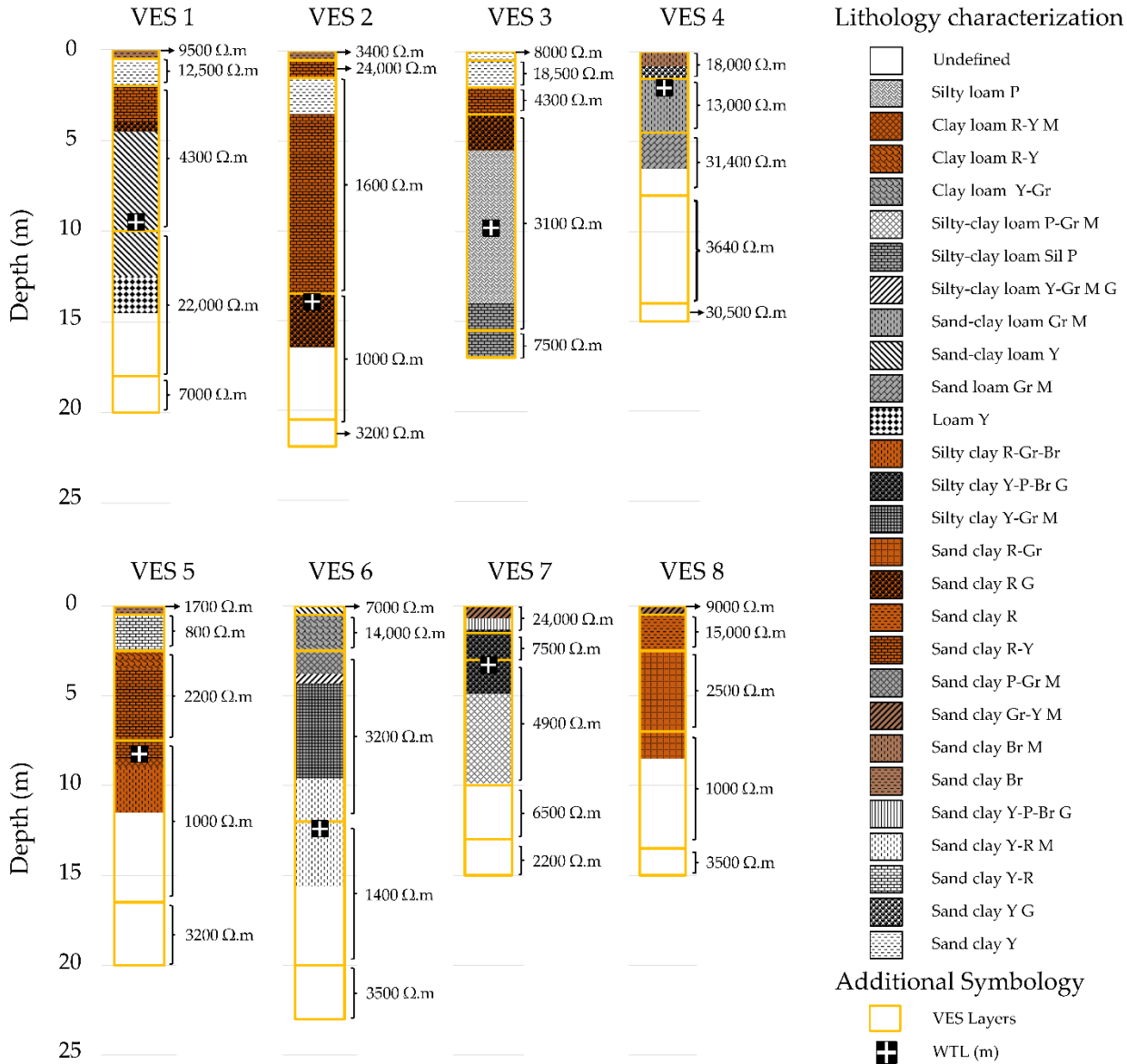


Figure 3. Geophysical-lithological models with inverted electrical resistivity and description of soil layers. M = mottled, G = gravel, R = red, Y = yellow, Br = brown, P = purple, Gr = grayish, WTL = water table level (m). There were no lithology data for VES 9.

3.2. Relationship between the Geoelectric and Hydraulic Parameters of the Aquifer

Geoelectric parameters of the porous aquifer, derived from the values of real ρ_{aquifer} and h_{aquifer} , allowed us to propose significant empirical relationships to estimate hydraulic parameters (K and T) through VES data (Figure 4, Table 2). Significant inverse relationships between K_{obs} and ρ_{aquifer} ($R^2 = 0.90$) and between K_{obs} and F ($R^2 = 0.79$), as we identified in this study, indicate porous media whose effective porosity equals soil water saturation [6,21] (Figure 4A, B). This result reinforces the predominant inverse pattern in the relationship between K and ρ and between K and F for fully saturated aquifers, as observed in the scientific literature, making it possible to associate electrical and hydraulic conductivity in a porous medium [6,22].

Differently from the pattern observed in clayey sedimentary aquifers in temperate regions, the high concentration of clay, characteristic of granular aquifers in the study area, did not demonstrate a significant influence on the electrical and hydraulic behavior of the soil [9,30,36]. However, the non-unique relationship between K and ρ and between K and F depends not only on the percentage of saturation and the concentration of clay in the aquifer [6,23,28], but also on the cation exchange capacity and the particle size of the soil [20,23,30]. Oxisols, predominant in the study area, present granular structure in the homogeneous profiles, well developed, leached, and with reduced cation exchange capacity [67,68]. These factors favor the increase in hydraulic conductivity and, by analogy, electrical conductivity, like coarse-grained aquifers [20,56,58].

Our results show that the K can be reasonably estimated with the information of surface geoelectric measurements. In this case, the reduced K values may be associated with a reduction in effective porosity, causing a reduction in the volume of intrapore water and, consequently, an increase in the ρ_{aquifer} [2,6,20,21]. It is important to note that the effective porosity represents the volume of connected pores and disregards the portion of the total porosity that remains isolated [1]. As a result, the effective porosity of the aquifer, also called electrical porosity, determines the flow of water and electrical current in the porous medium [23,28].

The relationship between T_{obs} and ρ_{aquifer} also resulted in a significant inverse exponential model ($R^2 = 0.63$). A significant inverse relationship between ρ and T was also observed in a sandstone to limestone aquifer, located in the eastern desert of Egypt, being associated with the aquifer's high impedance to electric current, with increased resistivity due to the decrease in hydraulic conductivity and transmissivity [17]. Exponential regression models between T and the parameters of Dar Zarrouk (R and C) resulted in non-significant inverse relationships (R^2 less than 0.3) and, therefore, were not presented. It is possible that the high variability in the thickness of the aquifer layers for a reduced MW sample did not allow adequate association of the relationship between Dar Zarrouk parameters and T [29].

Both the hydraulic parameters determined by the slug test and estimated from the geoelectric parameters were considered representative of the soils of the study area, in comparison with the literature data [41,62]. We founded the highest K_{obs} and T_{obs} values in Oxisols, followed by Inceptisol and Entisol (Table 2). Regarding the parameters estimated by the relationships proposed in this study, Oxisols also showed higher K and T values compared to other soil types (Table 2). Differences in texture, structure, and macroporosity of these soils may explain variations observed in the values of the parameters [41]. In the case of Entisol, reduced K values are associated with reduced drainage capacity of the soil profile, which is permanently or seasonally soaked [62].

The verification of the results indicated a positive and significant linear relationship between K_{est} (Figure 4E) and T_{est} (Figure 4F) from the empirical models proposed in this study and the results determined based on consolidated empirical models (K_{obs} and T_{obs}) [8,24]. It is important to note that we previously evaluated the relationship between hydraulic parameters observed in the field and those estimated according to Heigold et al. [24] and Niwas and Singhal [8], and we obtained significant relationships (R^2 above 0.5, p -value < 0.05) in both cases (Figure 4C,D).

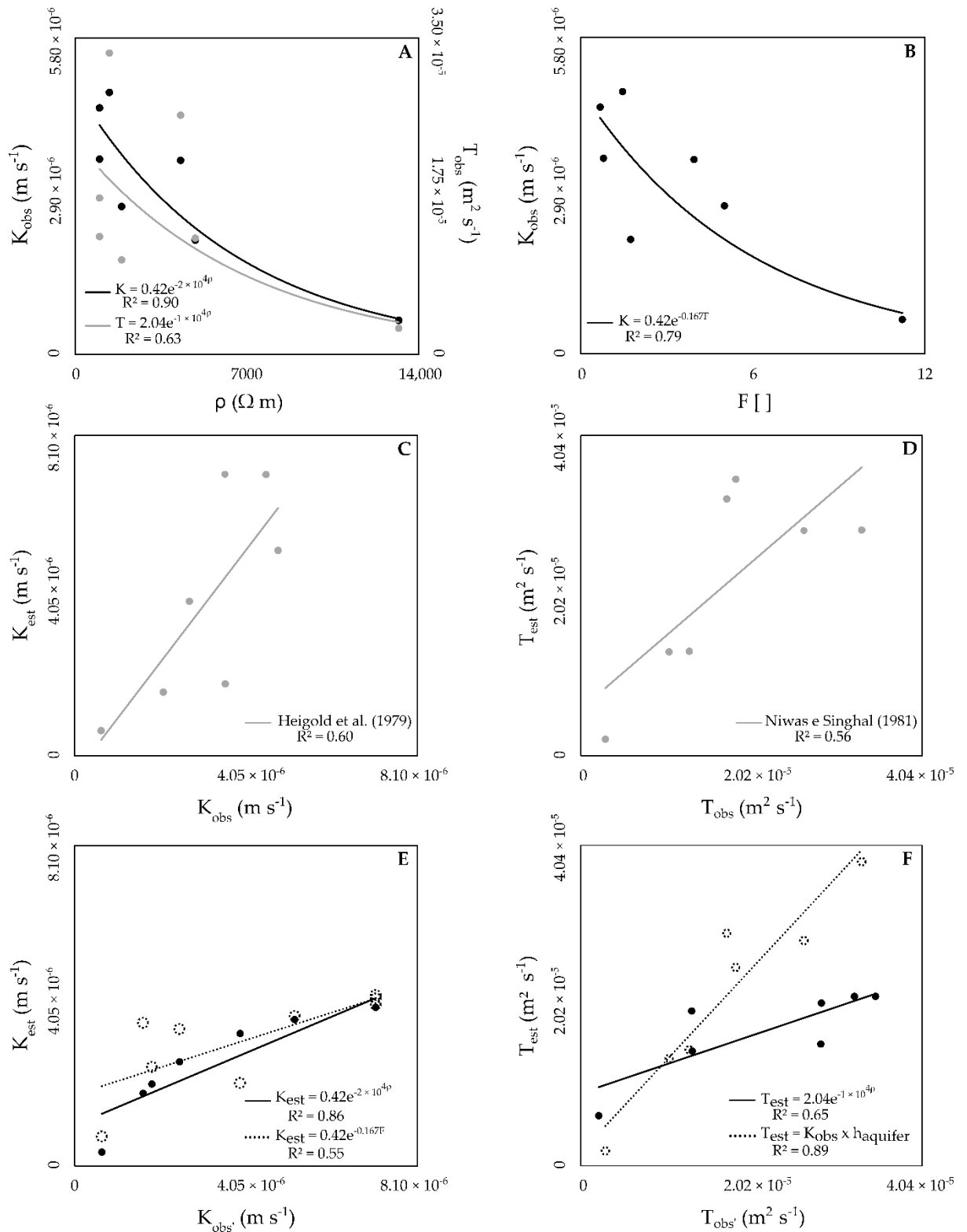


Figure 4. Relationship between geoelectric and hydraulic parameters in a porous aquifer. (A) Hydraulic conductivity (K_{obs}) and transmissivity (T_{obs}) values, obtained by slug test, as a function of the electrical resistivity values of the aquifer ($\rho_{aquifer}$). (B) K_{obs} as a function of the aquifer formation factor (F). (C) Comparison between the estimated hydraulic conductivity values (K_{est}), according to Heigold et al. (1979) [24], and K_{obs} . (D) Comparison between the estimated transmissivity values (T_{est}), according to Niwas e Singhal (1981) [8], and T_{obs} . (E) Comparison between the estimated hydraulic conductivity values ($K_{obs'}$), according to Heigold et al. (1979) [24], and K_{est} with equations presented in Figures 4A and 4B. (F) Comparison between the estimated transmissivity values ($T_{obs'}$), according to Niwas e Singhal (1981) [8], and T_{est} by equation in Figure 4A and $K_{obs} \times h_{aquifer}$.

Table 2. Porous aquifer hydraulic parameters determined in field (slug test) and estimated from the geoelectric parameters. Relationships presented by Heigold et al. (1979) [24] and Niwas and Singhal (1981) [8] allowed the evaluation of estimates using empirical relationships proposed in this study.

VES station	K_{obs} ($m s^{-1}$)	T_{obs} ($m^2 s^{-1}$)	ρ_w (m)	Ω F	Dar Zarrouk Parameters		K_{est} ($m s^{-1}$)			T_{est} ($m^2 s^{-1}$)		
					C (Siemens)	R (Ωm^2)	Model K1*	Model K2*	Heigold et al. (1979)	Model T1*	Model T2*	Niwas and Singhal (1981)
VES 1	3.56E-06	2.65E-05	1088.14	3.95	1.86E-03	34,400	2.07E-06	2.50E-06	1.82E-06	1.54E-05	2.85E-05	2.85E-05
VES 2	3.58E-06	1.84E-05	1250.00	0.80	7.00E-03	7000	4.01E-06	4.24E-06	7.11E-06	2.14E-05	2.51E-05	3.50E-05
VES 3	NA*	NA	1540.83	2.01	3.87E-03	37,200	2.63E-06	3.46E-06	2.48E-06	1.74E-05	NA	NA
VES 4	6.25E-07	2.89E-06	1175.09	11.22	2.28E-04	39,540	3.51E-07	7.44E-07	6.42E-07	6.33E-06	1.88E-06	2.11E-06
VES 5	NA	NA	975.61	1.03	9.00E-03	9000	4.01E-06	4.08E-06	7.11E-06	2.14E-05	NA	NA
VES 6	4.80E-06	3.33E-05	954.20	1.47	5.71E-03	11,200	3.70E-06	3.79E-06	5.20E-06	2.06E-05	3.84E-05	2.85E-05
VES 7	2.09E-06	1.29E-05	2801.12	1.75	1.43E-03	34,300	1.84E-06	3.62E-06	1.62E-06	1.45E-05	1.47E-05	1.32E-05
VES 8	4.52E-06	1.73E-05	1464.13	0.68	6.50E-03	6500	4.01E-06	4.32E-06	7.11E-06	2.14E-05	2.94E-05	3.25E-05
VES 9	2.71E-06	1.05E-05	378.79	5.02	2.63E-03	9500	3.35E-06	2.10E-06	3.91E-06	1.96E-05	1.36E-05	1.31E-05

*NA = missing value

*Model K1: $K_{est} = 0.42e^{-2E-04p}$

*Model K2: $K_{est} = 0.42e^{-0.167F}$

*Model T1: $T_{est} = 2.04e^{-1E-04p}$

*Model T2: $T_{est} = K_{obs} \times h_{aquifer}$

Empirical and analytical models developed under specific conditions cannot be considered valid for other regions without prior evaluation [8,24,28]. Having satisfied this condition, we adopted the values derived from widely disseminated methods [8,24] as a strategy to verify the results derived from the proposed empirical models, in order to evaluate the representation of hydraulic parameters for local conditions.

Despite the uncertainties associated with the process of determining the aquifer hydraulic parameters in the field, the collection and analysis of geophysical data, and the absence of field data to verify the estimated results, we emphasize the possibility of estimating hydraulic parameters in porous aquifers based on the geoelectric parameters, obtained through VES. The limitations described above are recommendations for future research, to improve the ability to indirectly estimate hydraulic parameters in porous aquifers and thus provide useful information for the process of planning and managing groundwater resources.

4. Conclusions

This study aimed to obtain indirect estimates of hydraulic parameters (K and T), using VES in an intergranular aquifer. Significant exponential regression models showed the possibility of using geoelectric parameters, obtained indirectly, to estimate hydraulic parameters (K and T) in porous aquifers. It is also worth mentioning the capacity of VES data for the delimitation of the porous aquifer. It is recommended that the proposed models be validated with field data, overcoming the limitations of the comparison between empirical models and methods in the literature adopted in this study. This study allowed the verification of the applicability of consolidated empirical models and the identification of appropriate empirical relationships for hydrogeological characterization in the Brazilian tropical porous aquifers. Regardless, the rapid sampling and low cost of performing VES, associated with the results obtained in this work, may justify the widespread use of this geophysical technique for preliminary characterization of porous aquifers, especially in regions absent of or with insufficient monitoring wells.

Supplementary Materials: The following are available online at www.mdpi.com/xxx/s1, Figure S1: Schematic representation of the data analysis steps.

Author Contributions: Conceptualization, A.d.A., C.T.C.N., and S.K.; methodology, A.d.A., C.T.C.N., and S.K.; formal analysis, A.d.A.; investigation, A.d.A., D.F.M., and K.F.S.; data curation, A.d.A., D.F.M., and K.F.S.; writing—original draft preparation, A.d.A.; writing—review and editing, A.d.A., C.T.C.N., S.K., D.F.M., and K.F.S.; supervision, C.T.C.N. and S.K. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was funded by Brazilian Coordination for the Improvement of Higher Education (CAPES), the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq), the Federal District Research Support Foundation (FAP-DF), and the University of Brasília (UnB), who granted the scholarship and research funding.

Data Availability Statement: The data presented in this study are available on request from the corresponding author. The data are not publicly available because it is part of a research project that has not yet been finished.

Acknowledgments: We would like to thank the Fazenda Água Limpa (FAL/UnB) for access to the area of study. In addition, we would like to thank the anonymous reviewers for their helpful advice and valuable comments on how to improve the manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflicts of interest.

References

1. Freeze, R. Allan; Cherry, J.A. *Groundwater*; Prentice-Hall: Englewood Cliffs, NJ, USA, 1979.
2. Akhter, G.; Hasan, M. Determination of aquifer parameters using geoelectrical sounding and pumping test data in Khanewal District, Pakistan. *Open Geosci.* **2016**, *8*, 630–638, doi:10.1515/geo-2016-0071.
3. Fetter, C.W. *Applied Hydrogeology*, 3rd ed.; Macmillan College Publishing Company: New York, NY, USA, 1994.
4. Jones, P.H.; Buford, T.B. Electric Logging Applied to Ground-Water Exploration. *Geophysics* **1951**, *16*, 115–139, doi:10.1190/1.1437640.
5. Butler, J.J. Hydrogeological Methods for Estimation of Spatial Variations in Hydraulic Conductivity. In *Hydrogeophysics*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2005; pp 23–58, doi:10.1007/1-4020-3102-5_2.

6. Khalil, M.A.; Monterio Santos, F.A. Influence of Degree of Saturation in the Electric Resistivity-Hydraulic Conductivity Relationship. *Surv. Geophys.* **2009**, *30*, 601–615, doi:10.1007/s10712-009-9072-4.
7. Brassington, R. *Field Hydrogeology*; 4th ed.; Wiley-Blackwell: Oxford, UK, 2017.
8. Niwas, S.; Singhal, D.C. Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in Porous Media. *J. Hydrol.* **1981**, *50*, 393–399.
9. Worthington, P.F.; Barker, R.D. Methods for the calculation of true formation factors in the Bunter Sandstone of Northwest England. *Eng. Geol.* **1972**, *6*, 213–228, doi:10.1016/0013-7952(90)004-X.
10. Archie, G.E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Pet. Trans. AIME* **1942**, *55*, 9–16, doi:10.2118/942054-g.
11. Maillet, R. The fundamental equations of electrical prospecting. *Geophysics* **1947**, *12*, 529–556.
12. Oguama, B.E.; Ibuot, J.C.; Obiora, D.N. Geohydraulic study of aquifer characteristics in parts of Enugu North Local Government area of enugu state using electrical resistivity soundings. *Appl. Water Sci.* **2020**, *10*, 1–10, doi:10.1007/s13201-020-01206-2.
13. Wan Bakar, W.Z.; Mohd Saaid, I.; Ahmad, M.R.; Amir, Z.; Mahat, S.Q.A. Derivation of formation factor in shaly sandstone with geometry and clay conductivity effects. *J. Pet. Sci. Eng.* **2019**, *182*, 7 p, doi:10.1016/j.petrol.2019.106359.
14. Tizro, A.T.; Voudouris, K.S.; Salehzade, M.; Mashayekhi, H. hydrogeological framework and estimation of aquifer hydraulic parameters using geoelectrical data: A case study from West Iran. *Hydrogeol. J.* **2010**, *18*, 917–929, doi:10.1007/s10040-010-0580-6.
15. Mlangi, T.M.; Mulibo, G.D. Delineation of Shallow Stratigraphy and Aquifer Formation at Kahe Basin, Tanzania: Implication for Potential Aquiferous Formation. *J. Geosci. Environ. Prot.* **2018**, *6*, 78–98, doi:10.4236/gep.2018.61006.
16. Lech, M.; Skutnik, Z.; Bajda, M.; Markowska-Lech, K. Applications of Electrical Resistivity Surveys in Solving Selected Geotechnical and Environmental Problems. *Appl. Sci.* **2020**, *10*, doi:10.3390/app10072263.
17. Ammar, A.I.; Kamal, K.A. Effect of structure and lithological heterogeneity on the correlation coefficient between the electric-hydraulic parameters of the Aquifer, Eastern Desert, Egypt. *Appl. Water Sci.* **2019**, *9*, 1–21, doi:10.1007/s13201-019-0963-3.
18. Virupaksha, H.S.; Lokesh, K.N. Electrical resistivity, remote sensing and geographic information system approach for mapping groundwater Potential Zones in Coastal Aquifers of Gurgur Watershed. *Geocarto Int.* **2019**, 1–15, doi:10.1080/10106049.2019.1624986.
19. Zhu, L.; Gong, H.; Chen, Y.; Li, X.; Chang, X.; Cui, Y. Improved estimation of hydraulic conductivity by combining stochastically simulated hydrofacies with geophysical data. *Sci. Rep.* **2016**, *6*, 1–8, doi:10.1038/srep22224.
20. Choo, H.; Kim, J.; Lee, W.; Lee, C. Relationship between Hydraulic Conductivity and Formation Factor of Coarse-Grained Soils as a Function of Particle Size. *J. Appl. Geophys.* **2016**, *127*, 91–101, doi:10.1016/j.jappgeo.2016.02.013.
21. Moreira, C.A.; Cavalheiro, M.L.D.; Pereira, A.M.; Caron, F. Relações entre condutividade hidráulica, transmissividade, condutância longitudinal e sólidos totais dissolvidos para o aquífero livre de caçapava Do Sul (RS), Brasil. *Eng. Sanit. Ambient.* **2012**, *17*, 193–202, doi:10.1590/S1413-41522012000200009.
22. Rosa, F.T.; Moreira, C.A.; Carrara, A.; Dos Santos, S.F. Análise das relações entre resistividade elétrica, condutividade hidráulica e parâmetros físico-químicos para o aquífero livre da região de corumbatai (SP). *Águas Subterrâneas* **2017**, *31*, 384–392, doi:10.14295/ras.v31i4.28878.
23. Diaz-Curiel, J.; Biosca, B.; Miguel, M.J. Geophysical estimation of permeability in sedimentary media with porosities from 0 to 50%. *Oil Gas. Sci. Technol.* **2015**, *71*, doi:10.2516/ogst/2014053.
24. Heigold, P.C.; Gilkeson, R.H.; Cartwright, K.; Reed, P.C. Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. *Groundwater* **1979**, 338–345, doi:10.1111/j.1745-6584.1979.tb03326.x.
25. Kwami, I.A.; Ishaku, J.M.; Mukkafa, S.; Haruna, A.I.; Ankidawa, B.A. Delineation of aquifer potential zones using hydraulic parameters in gombe and environs, North-Eastern, Nigeria. *Heliyon* **2019**, *5*, e01927, doi:10.1016/j.heliyon.2019.e01927.
26. Ejiogu, B.C.; Opara, A.I.; Nwosu, E.I.; Nwofor, O.K.; Onyema, J.C.; Chinaka, J.C. Estimates of aquifer geo-hydraulic and vulnerability characteristics of imo state and environs, southeastern nigeria, using electrical conductivity data. *Environ. Monit. Assess.* **2019**, *191*, 1–19, doi:10.1007/s10661-019-7335-1.
27. Anosike, S.; Ibuot, J.C.; Obiora, D.N.; Ugbor, D.O. Geophysical and physicochemical investigation of groundwater repositories in Njaba LGA of Imo State, Eastern Nigeria. *Int. J. Environ. Sci. Technol.* **2019**, *16*, 8129–8140, doi:10.1007/s13762-019-02366-8.
28. Urish, D. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial Outwash Aquifers. *Water Resour. Res.* **1981**, *17*, 3877–3879.
29. Mazáč, O.; Kelly, W.E.; Landa, I. A Hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *J. Hydrol.* **1985**, *79*, 1–19, doi:10.1016/0022-1694(90)178-7.
30. George, N.J.; Atat, J.G.; Umoren, E.B.; Etebong, I. Geophysical exploration to estimate the surface conductivity of residual argillaceous bands in the groundwater repositories of coastal sediments of EOLGA, Nigeria. *NRIAG J. Astron. Geophys.* **2017**, *6*, 174–183, doi:10.1016/j.nrjag.2017.02.001.
31. Singh, S.; Singh, V.S. Estimation of hydraulic characteristics of alluvial aquifers from electrical resistivity data. *J. Geol. Soc. India* **2016**, *88*, 77–86.
32. Hasan, M.; Shang, Y.; Akhter, G.; Jin, W. Geophysical Assessment of Groundwater Potential: A Case Study from Mian Channu Area, Pakistan. *Groundwater* **2018**, *56*, 783–796, doi:10.1111/gwat.12617.
33. Ekwe, A.C.; Opara, A.I.; Okeugo, C.G.; Azuoko, G. best; Nkitnam, E.E.; Abraham, E.M.; Chukwu, C.G.; Mbaeyi, G. Determination of aquifer parameters from geosounding data in parts of Afikpo Sub-Basin, Southeastern Nigeria. *Arab. J. Geosci.* **2020**, *13*, doi:10.1007/s12517-020-5137-y.
34. Okiongbo, K.S.; Mebine, P. Estimation of Aquifer Hydraulic Parameters from Geoelectrical Method—a Case Study of Yenagoa and Environs, Southern Nigeria. *Arab. J. Geosci.* **2015**, *8*, 6085–6093, doi:10.1007/s12517-014-1671-9.

35. Mgbolu, C.C.; Obiadi, I.I.; Obiadi, C.M.; Okolo, C.M.; Irumhe, P.E. Integrated groundwater potentials studies, aquifer hydraulic characterisation and vulnerability investigations of parts of Ndokwa, Niger Delta Basin, Nigeria. *Solid Earth Sci.* **2019**, *4*, 102–112, doi:10.1016/j.sesci.2019.06.002.
36. Worthington, P.F. The uses and abuses of the archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship. *J. Appl. Geophys.* **1993**, *30*, 215–228, doi:10.1016/0926-985190028-W.
37. Eiten, G. The cerrado vegetation of Brazil. *Bot. Rev.* **1972**, *38*, 201–341, doi:10.1007/BF02859158.
38. Maia, J.M.F.; Baptista, G.M.M. Clima. In *Águas Emendadas*; Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente (SEDUH): Brasília, Brazil, 2008; pp 101–110.
39. Assad, E.D.; Sano, E.E.; Meirelles, M.L.; Silva, F.A.M.; Moreira, L.; Macedo, J.; Resck, D.V.S.; Ker, J.C.; Chagas, C.S.; Carvalho-Junior, V. *Caracterização Ambiental Da Microbacia Do Córrego Taquara, DF*; EMBRAPA: Planaltina, Brazil, 1992.
40. Santos, H.G.; Jacomine, P.K. ; Anjos, L.H. ; Oliveira, V.A.; Lumberras, J.F.; Coelho, M.R.; Almeida, J.A.; Cunha, T.J. ; Oliveira, J.B. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*; EMBRAPA; Brasília, Brazil, 2013, doi:10.1080/00015126709433140.
41. Gonçalves, T.D.; Lohe, C.; Campos, J.E.G. Hydraulic characterization from porous aquifers of the Brazilian federal district. *Brazilian J. Geol.* **2015**, *45*, 259–271, doi:10.1590/23174889201500020006.
42. Freitas-Silva, F.H.; Campos, J.E.G. Geologia Do Distrito Federal. In *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*; IEMA/SEMATEC/UnB: Brasília, Brazil, 1998; p 86.
43. [43] Campos, J.E.G. Hidrogeologia Do Distrito Federal: Bases Para a Gestão Dos Recursos Hídricos Subterrâneos. *Rev. Bras. Geociências*, **2004**, *34*, 41–48, doi:10.25249/0375-7536.20043414148.
44. Campos, J.E.G.; Freitas-Silva, F.H. Hidrogeologia Do Distrito Federal. In *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*; IEMA/SEMATEC/UnB: Brasília, Brazil, 1998.
45. NRCS; USDA. *Keys to Soil Taxonomy*; NRCS; USDA : Washington, DC, USA, 2014; Volume 12.
46. Oliveira, P.T.S.; Leite, M.B.; Mattos, T.; Nearing, M.A.; Scott, R.L.; de Oliveira Xavier, R.; da Silva Matos, D.M.; Wendland, E. Groundwater recharge decrease with increased vegetation density in the Brazilian Cerrado. *Ecohydrology* **2017**, *10*, 1–8, doi:10.1002/eco.1759.
47. SEDHAB. *Sicad–Sistema Cartográfico Do Distrito Federal Escala 1:10.000*; Secretaria de Habitação, Regularização e Desenvolvimento Urbano: Brasília, Brazil, 2017.
48. EMBRAPA. *Manual de Métodos de Análise de Solo*, Centro Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro, Brazil, 1997.
49. Cooper, H.H.J.; Bredehoeft, J.D.; Papadopoulos, I.S. Response of a Finite-Diameter Well to an Instantaneous Charge Water. *Water Resour. Res.* **1967**, *3*, 263–269.
50. Bobachev, A.A.; Modin, I.N.; Shevin, V.A. *IPI2Win: User's Guide*; State University/Geoscan-M: Moscow, Russia, 2001.
51. Tofallis, C. A Better Measure of Relative Prediction Accuracy for Model Selection and Model Estimation. *J. Oper. Res. Soc.* **2015**, *66*, 1352–1362, doi:10.1057/jors.2014.103.
52. Garofalo, F.; Sauvin, G.; Socco, L.V.; Lecomte, I. Joint inversion of seismic and electric data applied to 2D media. *Geophysics* **2015**, *80*, EN93–EN104, doi:10.1190/geo2014-0313.1.
53. Simms, J.E.; Morgan, F.D. Comparison of Four Least-squares Inversion Schemes for Studying Equivalence in One-dimensional Resistivity Interpretation. *Geophysics* **1992**, *57*, 1282–1293.
54. Attwa, M.; Akca, I.; Basokur, A.T.; Günther, T. Structure-based geoelectrical models derived from genetic algorithms: A case study for hydrogeological investigations along Elbe River Coastal Area, Germany. *J. Appl. Geophys.* **2014**, *103*, 57–70, doi:10.1016/j.jappgeo.2014.01.006.
55. Vinegar, H.J.; Waxman, M.H. Induced polarization of shaly sands–The effect of clay counterion type. *Geophysics* **1984**, *49*, 1267–1287, doi: 10.1190/1.1441755.
56. Pincus, L.N.; Ryan, P.C.; Huertas, F.J.; Alvarado, G.E. The influence of soil age and regional climate on clay mineralogy and cation exchange capacity of moist tropical soils: A case study from late quaternary chronosequences in Costa Rica. *Geoderma* **2017**, *308*, 130–148, doi:10.1016/j.geoderma.2017.08.033.
57. Alekseeva, T.V.; Sokolowska, Z.; Hajnos, M.; Alekseev, A.O.; Kalinin, P.I. Water stability of aggregates in subtropical and tropical soils (georgia and china) and its relationships with the mineralogy and chemical properties. *Eurasian Soil Sci.* **2009**, *42*, 415–425, doi:10.1134/S1064229309040085.
58. Reneau, J.R.B.; Fiskell, J.G.A. Selective dissolution effects on cation-exchange capacity and specific surface of some tropical soil clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **1970**, *34*, 809–812.
59. Baty, F.; Ritz, C.; Charles, S.; Brutsche, M.; Flandrois, J.P.; Delignette-Muller, M.L. A toolbox for nonlinear regression in R: The package nlstools. *J. Stat. Softw.* **2015**, *66*, 1–21.
60. Brandt, S. *Data Analysis: Statistical and Computational Methods for Scientists and Engineers*, Springer: Siegen, Germany, 4th ed.; 2014, doi:10.1007/978-3-319-03762-2.
61. R Core Team. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*; R Foundation for Statistical Computing: Vienna, Austria, 2017.
62. De Oliveira Fiori, J.P.; Campos, J.E.G.; Almeida, L. Variabilidade da condutividade hidráulica das principais classes de solos do estado de goiás. *Geociências* **2010**, *29*, 229–235.
63. Barker, R.D. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics* **1989**, *54*, 1031–1037, doi:10.1190/1.1442728.
64. Braga, A.C.O. *Geofísica Aplicada: Métodos Geoelétricos Em Hidrogeologia*; Oficina de Textos: São Paulo, Brazil, 2016.
65. Nascimento, C.T.C.; Varella, R.F.; Pires, A.C.B.; Santos, R.V. Valores de resistividade elétrica em um latossolo do distrito federal. *An. CIBGf* **2001**, *7*, 289–292.
66. Martins, É.D. S.; Carvalho Júnior, O.A. de; Mello, G.D.A.; Reatto, A.; Moraes, R.A.V. de; Pires, A.C.B.; Guimarães, R.F. Mapeamento da superfície basal do manto de intemperismo pelo comportamento da resistividade elétrica do distrito federal. *Rev. Bras. Geomorfol.* **2008**, *9*, 15–28, doi:10.20502/rbg.v9i2.106.
67. Ker, J.C. Latossolos do Brasil: Uma revisão. *Geonomos* **1997**, *5*, 17–40, doi:10.18285/geonomos.v5i1.187.

68. Alvarenga, M.I.N.; Davide, A.C. Características físicas e químicas de um latossolo vermelho-escuro e a sustentabilidade de agroecossistemas. *Rev. Bras. Ciência Solo* **1999**, *23*, 933–942, doi:10.1590/s0100-06831999000400020.

APÊNDICE I – ARTIGO SUBMETIDO DERIVADO DA TESE

Journal of Hydrology: Regional Studies

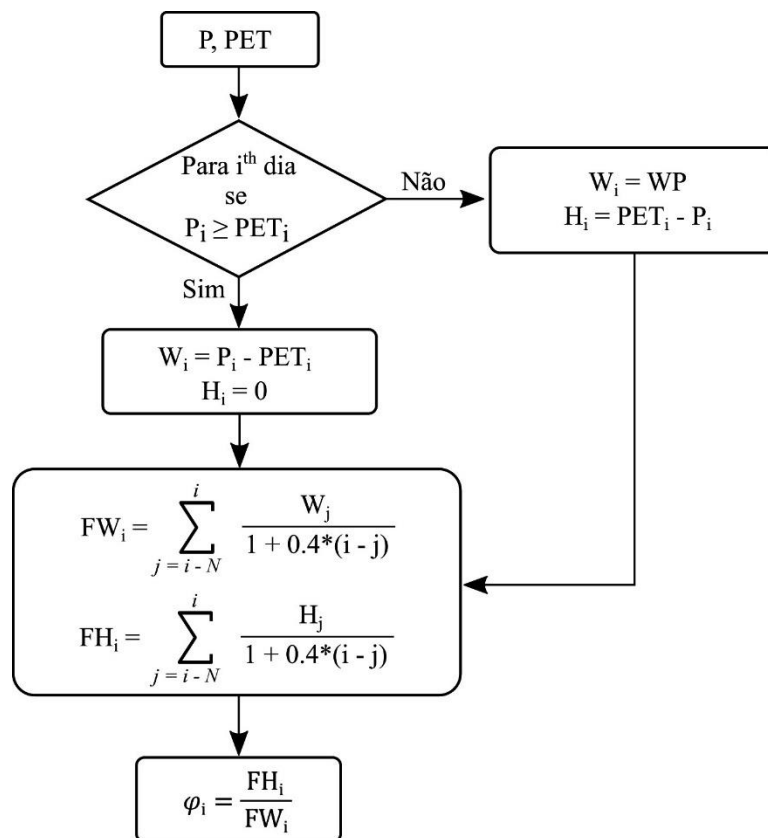
Evaluation of soil moisture and evapotranspiration states in the Brazilian Savanna --Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research Paper
Keywords:	Neotropical Savanna; Cerrado; Eucalipto; Eddy covariance; Budyko model
Corresponding Author:	Andréia Almeida University of Brasilia Department of Civil and Environmental Engineering BRAZIL
First Author:	Andréia Almeida
Order of Authors:	Andréia Almeida Tiago Borges Kisaka Fabrícia Conceição Menez Mota Carlos Tadeu Carvalho Nascimento Mário Benjamim Baptista de Siqueira Sergio Koide
Manuscript Region of Origin:	South America
Abstract:	<p>Study region: The area of Neotropical Savanna (Cerrado) is located in midwest Brazil (8,229,000 to 8,238,000 UTM N and 180,000 to 190,000 UTM E, 23L Zone, SIRGAS 2000 Datum).</p> <p>Study focus: The cerrado sensu-stricto and eucalyptus evapotranspiration and soil moisture regime was observed using the eddy-covariance method over three years.</p> <p>New hydrological insights for the region: This approach resulted in temporal attractors that characterize the θ memory (SMM), θ-ET empirical relations characteristic of each LUSE and the θ persistence respect to the θ and ET regimes. This study made it possible to identify θ and ET regimes based on reasonable eddy covariance time series (greater than five years). Lower ET values and predominance of θ above the critical threshold in the cerrado compared to eucalyptus reinforce the effect of SMM under native vegetation in controlling water redistribution and support the idea that the Cerrado modulates the temporal θ up to 0.60 m depth. Although the absence of replicates for the PMs may limit inferences regarding the spatial pattern of these regimes, the manuscript represents a preliminary approach to improving the θ - ET - LUSE relationships. Future investigations will be directed to the quantification of memory and persistence of θ patterns.</p>

ANEXOS

ANEXO A – ETAPAS PARA ESTIMATIVA DO ÍNDICE DE ARIDEZ INSTANTÂNEA (ϕ) CONFORME NAYAK ET AL. (2021)

Por meio dos valores diários de precipitação (P) e evapotranspiração potencial (PET), Nayak et al. (2021) propuseram uma metodologia alternativa para estimar o índice de aridez instantânea (ϕ), conforme o fluxograma apresentado abaixo. Nesse caso, ϕ é definido como uma função da água (W) e da energia (H) remanescentes no sistema durante um período de N dias.



O método sugere que os efeitos de W e H para ϕ diminuem com o tempo de acordo com a função de decaimento universal

$$x(t) = \frac{x(0)}{1 + 0,4t}$$

Sendo, $x(t)$ a quantidade disponível de W e H no tempo t em função da quantidade original $x(0)$; e N é o número de dias para os quais os efeitos de W e H em ϕ persistem. Valores elevados de ϕ indicam que uma fração superior da precipitação será evaporada, e vice-versa.

Uma adaptação proposta nesta tese para obter φ , em comparação com Nayak et al (2021), consistiu em adotar a umidade ao ponto de murcha (WP) como equivalente à umidade antecedente quando $P < PET$.

Considerando o efeito da θ na partição hidrológica representada por φ , investigou-se a relação entre ambas as variáveis no intuito de propor relações empíricas significativas ($R^2 > 0,5$ e $p < 0,05$) que possibilitem incorporar dados PET provenientes de sensoriamento remoto em simulações hidrológicas com foco na θ .

Para avaliação do ajuste da θ em função de φ , FW e FH foram estimados considerando $N = 7, 15, 30, 60$ e 365 dias de antecedência, com obtenção de relações log significativas ($R^2 > 0,65$ e $p < 0,001$) para $N = 7$ dias de antecedência. As relações propostas nesta tese constam no Apêndice E.

ANEXO B – MÉTRICAS DE AVALIAÇÃO DOS MODELOS

A avaliação de desempenho dos modelos matemáticos propostos nesta tese deu-se por meio das funções objetivo listadas abaixo, descritas a partir de Krause et al. (2005), Moriasi et al. (2007) e Romanowicz et al. (2013).

- Raiz do erro quadrático médio (RMSE): medida de erro expressa na unidade da variável. Quando igual a 0, indica uma correspondência perfeita entre os valores observados e simulados. Valores elevados de RMSE indicam a redução na correspondência entre valores observados e simulados.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}}$$

Sendo, O_i = i-ésimo valor observado; P_i = valor simulado correspondente à i-ésima observação; e n = número de observações.

- Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE): razão entre o erro do modelo e a variabilidade dos dados. NSE pode variar entre $-\infty$ e 1. Valores inferiores à 0 representam desempenho insatisfatório do modelo.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

Sendo, \bar{O} = valor médio observado.

NSE igual a 1 representa uma correspondência perfeita entre o modelo e as observações, enquanto um valor próximo de zero indica que o modelo prevê observações individuais não melhores que a média das observações. No entanto, valores de NSE superiores a 0,65 denotam uma excelente correspondência entre valores observados e simulados.

Para reduzir as diferenças quadráticas e a sensibilidade a valores extremos, o NSE é frequentemente calculado com valores logarítmicos de dados observados e simulados

(LogNSE, com variação $-\infty$ e 1 e valor ótimo igual a 1). Enquanto NSE é influenciado principalmente por valores máximos, LogNSE reduz essa influência e enfatiza valores mínimos.

$$\text{LogNSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log}O_i - \text{Log}P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\text{Log}O_i - \overline{\text{Log}O})^2}$$

- Coeficiente de determinação (R^2): medida de ajuste de um modelo de regressão linear entre dados simulados e observados. O intervalo de R^2 oscila entre 0 e 1, que descreve o quanto da dispersão observada é explicada pela previsão. Valor igual a 0 significa que não há nenhuma correlação entre valores simulados e observados. Quando igual a 1, indica que a dispersão da previsão equivale à da observação. R^2 superior à 0,5 é considerado limiar mínimo de ajuste satisfatório.

$$R^2 = \frac{\{\sum_{i=1}^N [(P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})]\}^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 \times \sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2}$$

Sendo, \bar{P} = valor médio simulado.

- Percentual de tendência (PBIAS): medida percentual da tendência média dos dados simulados em superestimar (PBIAS positivo) ou subestimar (PBIAS negativo) os dados observados. Valor ótimo de PBIAS é 0, sendo aceitável limiar entre -25 e + 25%.

$$PBIAS = \left(\frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n (O_i)} \right) \times 100\%$$