UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
DEPARTAMENTO DE HIDRÁULICA E SANEAMENTO

JAQUELINE VÍGOLO COUTINHO

Caracterização geofísica e modelagem do escoamento subterrâneo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani

São Carlos
2019

JAQUELINE VÍGOLO COUTINHO

Caracterização geofísica e modelagem do escoamento subterrâneo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências: Engenharia Hidráulica e Saneamento.

Orientador: Edson Wendland

VERSÃO CORRIGIDA

São Carlos

2019

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Prof. Dr. Sérgio Rodrigues Fontes da EESC/USP com os dados inseridos pelo(a) autor(a).

C853c

Coutinho, Jaqueline Vígolo
Caracterização geofísica e modelagem do escoamento subterrâneo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani / Jaqueline Vígolo Coutinho; orientador Edson Wendland. São Carlos, 2019.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento e Área de Concentração em Hidráulica e Saneamento -- Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 2019.

1. Ground Penetrating Radar. 2. Sondagem elétrica vertical. 3. Imageamento elétrico. 4. Método do balanço hídrico. 5. Simulador de Processos em Aquíferos. I. Título.

Eduardo Graziosi Silva - CRB - 8/8907

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidata: Engenheira **JAQUELINE VÍGOLO COUTINHO.**

Título da dissertação: "Caracterização geofísica e modelagem do escoamento subterrâneo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani".

Data da defesa: 12/08/2019.

Comissão Julgadora:	**Resultado:**
Prof. Titular **Edson Cezar Wendland (Orientador)** (Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)	Aprovada
Prof. Associado **Vagner Roberto Elis** (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/IAG-USP)	Aprovado
Prof. Dr. **Didier Gastmans** (Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"/UNESP-Rio Claro)	APROVADO

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento:
Prof. Dr. **Eduardo Mario Mendiondo**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:
Prof. Titular **Murilo Araujo Romero**

Ao meu sobrinho Davi

AGRADECIMENTOS

A Deus por sempre permitir que eu sinta a Sua Vontade Divina aonde quer eu que eu vá e à Nossa Senhora por me acalentar em seu colo materno;

Aos meus pais, Ivone Vígolo e Flávio de Andrade, por nunca terem medido esforços físicos, educacionais e financeiros para minha formação humana e profissional pela qual almejo sempre presenteá-lo sendo uma pessoa digna e de caráter;

À minha irmã Flávia Coutinho, meu exemplo de fortaleza e determinação, que demonstra um zelo fraterno indescritível e que me presenteou com um novo sentimento, o de ser tia;

A Lucas Cartaxo por aceitar o desafio de construir e fortalecer um relacionamento à distância, buscando compreender cada vitória e obstáculo que a vida proporciona transbordando um carinho incomparável;

À Bruna Souza Morais, minha *flatmate* de intercâmbio, que o destino proporcionou em reencontrá-la em São Carlos/SP, amiga das divagações da vida, da fé e das novas etapas acadêmicas;

Ao orientador Prof. Dr. Edson Wendland pela humildade e dedicação em compartilhar seus conhecimentos, proporcionando o crescimento profissional e pessoal de seus alunos;

Ao Prof. Dr. Cristiano Almeida que me acompanhou academicamente desde o início da graduação como grande incentivador da pesquisa e acreditando em mim mais do que eu mesma;

Aos colegas do Laboratório de Hidráulica Computacional (LHC) que tanto difundiram seus conhecimentos para um bem comum quanto proporcionaram companhia em tantos momentos. Meus agradecimentos ao Davi Diniz, Jean Carlos, João Guardabaxo, Lívia Rosalem, Camila Leite, Jamil Anache, David Rosa, Gabriel Alcântara, Alice Kimie, Juliana Nóbrega, Hélio Correia, Kalyl Calixto, Guilherme Lazarini, Alan Reis, André Ballarin, Dimaghi Schwamback, Natália Pelinson, Ana Guedes, Érick Colbachini, Jullian Sone e Alex Kobayashi;

Ao técnico/engenheiro Roberto Bergamo pelo companheirismo e dedicação no trabalho que exerce, além de inspirar o saber aplicar os conhecimentos teóricos;

Ao Prof. Dr. Jorge Porsani, Prof. Dr. Vagner Luis e Prof. Dr. Ricardo Hirata por disponibilizarem equipamentos, equipe técnica, tempo e atenção para as atividades

da geofísica. Também agradeço a Marcelo, Ernande, Fernando, Paulo, Bruno, Andréa e Vinícius pela dedicação nas aquisições de campo;

Ao Governo Federal por proporcionar incentivos às Universidades Federais com a criação de novos cursos, bolsas de iniciação científica, de intercâmbio e de pós-graduação tão fundamentais para minha capacitação acadêmica e pessoal. Espero que esses incentivos permaneçam para a manutenção da pesquisa científica brasileira;

Por fim, a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram e torceram para o cumprimento deste mestrado.

RESUMO

COUTINHO, Jaqueline Vígolo. **Caracterização geofísica e modelagem do escoamento subterrâneo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**. 2019. 151p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2019.

A compreensão da circulação da água em aquíferos requer o levantamento de suas características intrínsecas relacionados à hidrogeologia e às variáveis do ciclo hidrológico. Embora a interface entre as formações geológicas do Sistema Aquífero Guarani (SAG) venha sendo mapeada para verificar a susceptibilidade à explotação e contaminação, faz-se necessário conhecer a heterogeneidade estratigráfica em suas áreas de afloramento. Este estudo visa investigar as propriedades hidrogeológicas usando técnicas geofísicas e modelar numericamente o escoamento subterrâneo em área de afloramento do SAG. Foram utilizados o *Ground Penetratring Radar* com antena de 200MHz, a sondagem elétrica vertical com arranjo Schlumberger e o imageamento elétrico com arranjo dipolo-dipolo. A interface usada para a modelagem numérica por elementos finitos foi o Simulador de Processos em Aquíferos (SPA). As técnicas geofísicas contribuíram para o modelo numérico com a definição de duas regiões com diferentes condutividades hidráulicas, sendo a maior condutividade próxima à área de descarga. Também foi possível definir uma condição de contorno de fluxo não-nulo pela interpretação dos imageamentos elétricos. Um longo período de 14 anos hidrológicos para uma área com intensa mudança de uso do solo e registro de crise hídrica foi bem simulado pelo modelo numérico apresentando coeficientes de Kling-Gupta não paramétrico (KGE_{NP}) para os poços entre 0,52 (P8) e 0,89 (P16) e para vazão de base entre 0,66 (EF-SMF) e 0,93 (CP2). A análise das incertezas e heterogeneidade espaçotemporal da recarga podem contribuir para este trabalho e melhorar o balanço hídrico da área de afloramento do SAG.

Palavras-chave: *Ground penetrating radar*. Sondagem elétrica vertical. Imageamento elétrico. Método do balanço hídrico. Simulador de processos em aquíferos.

ABSTRACT

COUTINHO, Jaqueline Vígolo. **Geophysical characterization and groundwater flux numerical modelling of an outcrop area of the Guarani Aquifer System**. 2019. 151p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2019.

Groundwater flux comprehension depends on knowledge of hydrogeological parameters and the water cycle, specially the recharge process. Although geological interfaces of the Guarani Aquifer System have been mapping to verify exploitation and contamination susceptibility, stratigraphy heterogeneity of the outcrop areas are not thoroughly known. The aims of this study are hydrogeological characterization from geophysical techniques and groundwater flux numerical modelling. Ground Penetrating Radar with a 200 MHz antenna, vertical electrical sounding with Schlumberger array and electrical resistivity tomography with dipole-dipole array were used. Also, a finite element model was applied to groundwater flux analysis. Geophysical techniques helped to define two hydraulic conductivity regions and a specified flux boundary condition. A 14-year-long groundwater flux model for an area under intense land use changes and water shortage scenario was well simulated. The non-parametric Kling-Gupta (KGE_{NP}) coefficient for the groundwater level varied between 0.52 (P8) and 0.89 (P16); and the KGE_{np} calculated with the baseflow values ranged between 0.66 (EF-SMF) and 0.93 (CP2). More studies are suggested to scientific improvement related to the uncertainty and spatiotemporal heterogeneity recharge of outcrop zones of the Guarani Aquifer System to a better water balance understanding.

Keywords: Ground penetrating radar. Vertical electrical sounding. Electrical resistivity tomography. Water balance method. Finite element model.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Voçoroca na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça em 2005 que expôs a transição de sedimentos Cenozoicos para o arenito da Formação Botucatu.....29
Figura 2. Modelo hidrogeológico conceitual da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça.....30
Figura 3. Situação em 2017 da voçoroca recoberta por vegetação em estágio avançado de regeneração.....30
Figura 4. Experimento de Darcy.....35
Figura 5. Balanço de massa para um volume de controle 36
Figura 6. Desenho esquemático de um cilindro uniforme submetido a uma corrente elétrica.....42
Figura 7. Valores de resistividade elétrica em materiais conhecidos 45
Figura 8. Variações da resistividade e cargabilidade para diferentes litologias na zona saturada.....45
Figura 9. Fluxo de corrente (azul) perpendicular às equipotenciais (vermelho) 46
Figura 10. Representação esquemática do funcionamento de um GPR.....49
Figura 11. Perfil de reflexão com afastamento constante 51
Figura 12. *Wide-angle reflection and refraction* (WARR) 51
Figura 13. Desenho esquemático de uma SEV com arranjo Schlumberger 52
Figura 14. Tipos de corte geoelétrico na interpretação de Sondagem Elétrica Vertical (ρa: resistividade aparente; $AB/2$: distância de abertura dos eletrodos de corrente)53
Figura 15. Arranjo dipolo-dipolo no imageamento elétrico (IE).....54
Figura 16. Fluxograma básico de um algoritmo de inversão 55
Figura 17. Mapa esquemático do SAG abrangendo 4 países com a indicação dos limites conhecidos e indefinidos, e dos fluxos d'água regionais.....57
Figura 18. Seções transversais das estruturas geológicas do SAG. A localização das seções está indicada na Figura 17.....58
Figura 19. Detalhe da BRO no afloramento do SAG.....60
Figura 20. Modelo digital de elevação (MDE-SRTM) da BRO com resolução espacial de 90 m 61
Figura 21. Seção geológica da BRO na direção Sul-Norte. A localização da seção está indicada na Figura 19. 62
Figura 22. Mapa geológico da BRO 63
Figura 23. Distribuição espacial dos materiais inconsolidados na BRO.....64
Figura 24. Locais de coleta das amostras indeformadas de solo.....66
Figura 25. Rendimento específico em diferentes profundidades.....67
Figura 26. Análise granulométrica do solo 67
Figura 27. Modelo hidrogeológico conceitual da BRO de circulação rápida e contribuição regional para o SAG.....68
Figura 28. Mapa pedológico da área de estudo 69
Figura 29. Distribuição das classes de uso e ocupação do solo entre os anos 2000-2011 71
Figura 30. Mapa de uso do solo referente ao ano de 2017.....72
Figura 31. Distribuição dos instrumentos de monitoramento na BRO.....74
Figura 32. Localização das sondagens geofísicas (GPR, SEV e IE) 75
Figura 33. GPR GSSI SIR-4000 com antena de 270 MHz.....77

Figura 34. GPR GSSI SIR-3000 com antena de 200 MHz 77
Figura 35. Execução do perfil com afastamento constante 77
Figura 36. Execução do WARR 77
Figura 37. MLF com antena de 40 MHz..... 77
Figura 38. MLF com antena de 80 MHz..... 77
Figura 39. SEV-1, próxima ao poço P24..... 77
Figura 40. SEV-2, próxima ao poço P18..... 77
Figura 41. SEV-3 78
Figura 42. SEV-4, próxima ao poço P34..... 78
Figura 43. Resistivímetro Syscal R2 (Iris)..... 78
Figura 44. Locais dos imageamentos elétricos IE-1 ao IE-6 realizados na BRO (ver Fig. 28)..... 79
Figura 45. Locais dos imageamentos elétricos IE-7 ao IE-12 realizados na BRO (ver Fig. 28)..... 80
Figura 46. Resistivímetros usados para aquisição dos imageamentos elétricos (a) Syscal R2 (Iris) (b) Syscal Pro (Iris) 81
Figura 47. (a) Analisador granulométrico de solos (b) Detalhe das amostras de solo no equipamento 82
Figura 48. Esquema conceitual do MBH proposto por Melo (2013) 83
Figura 49. Método do balanço hídrico (MBH) para diferentes usos do solo (VN: vegetação nativa; EUC: eucalipto; PA: pastagem; CI: citros, CA: cana-de-açúcar; AM: amendoim; SJ: soja; MC: mata ciliar; ZR: zona ripária)..... 85
Figura 50. Comprimento de raízes de eucalipto na BRO..... 86
Figura 51. Fluxograma dos módulos do SPA 87
Figura 52. Análise de semblante da sondagem WARR-1..... 91
Figura 53. Perfil de reflexão constante (GPR-1), com antena de 200 MHz, paralelo ao ribeirão da Onça. A localização dessa linha pode ser visualizada na Figura 32.. 92
Figura 54. Interpretação hidrogeológica da seção GPR-1 feito em paralelo ao ribeirão da Onça 92
Figura 55. Amostras de solo deformadas retiradas no centro da seção GPR-1 até uma profundidade de 5 m 93
Figura 56. Perfil de reflexão com afastamento constante (GPR-2) com antena de 200MHz. A localização dessa linha pode ser visualizada na Figura 32..... 94
Figura 57. Interpretação hidrogeológica da seção GPR-2 feito perpendicularmente ao ribeirão da Onça 94
Figura 58. Modelos sintéticos das SEVs..... 95
Figura 59. Interpretação hidrogeológica das SEVs..... 97
Figura 60. Amostras de calha de perfuração de poço no ponto central da SEV-1 ... 98
Figura 61. Localização dos imageamentos elétricos (seções geoelétricas) na BRO 99
Figura 62. Imageamentos elétricos (marcador triangular indica o nível d'água medido nos poços) 101
Figura 63. Esquema de interpretação dos imageamentos IE-8 e IE-9 na definição de fluxo de saída d'água na porção Leste da área de estudo 102
Figura 64. Sobreposição das SEVs no imageamento elétrico IE-6 103
Figura 65. Comparação entre as estimativas de evapotranspiração de referência (ET_0) e evapotranspiração real em zona ripária (ET_r)..... 104

Figura 66. Variação temporal da recarga subterrânea, por uso do solo, obtido pelo MBH (SJ: soja; MC: mata ciliar; PA: pastagem; CA: cana-de-açúcar; CI: citros; AM: amendoim; EUC: eucalipto; VN: vegetação nativa; ZR: zona ripária; P: precipitação) 106
Figura 67. Comparação entre as estimativas MBH e WTF (LUCAS; WENDLAND, 2016) (PA: pastagem; CA: cana-de-açúcar; CI: citros; EUC: eucalipto).....106
Figura 68. Precipitação, evapotranspiração, recarga e escoamento superficial total da área de estudo 107
Figura 69. Variação da recarga subterrânea total por ano hidrológico na área de estudo 108
Figura 70. Parâmetro recarga para oito diferentes cenários (SJ: soja; CI: citros; PA: pastagem; EUC: eucalipto; CA: cana-de-açúcar; VN: vegetação nativa; SE: solo exposto; MC: mata ciliar; MC + ZR: mata ciliar + zona ripária) 109
Figura 71. Largura da zona ripária em relação à malha de elementos finitos do modelo numérico (MC: Mata Ciliar; ZR: Zona Ripária).....109
Figura 72. Parâmetros superfície e base definidos no modelo numérico da BRO ..110
Figura 73. Perfil AA' da superfície topográfica e da base do aquífero atribuídos ao modelo numérico. A localização da seção pode ser visualizada na Figura 72.....110
Figura 74. Parâmetros porosidade e condutividade hidráulica definidos no modelo numérico da BRO.....111
Figura 75. Evidência topográfica de drenagem próxima ao poço P15 112
Figura 76. Condições de contorno (POTE, LENO e POCO) e nós de balanço de massa (BALA) 112
Figura 77. Distribuição inicial das cargas hidráulicas para calibração (parâmetro CALI) 113
Figura 78. Carga hidráulica simulada versus observada no período de calibração (2004-2011).....115
Figura 79. Correlação das cargas hidráulicas observada e simulada para o período de calibração.....116
Figura 80. Análise de sensibilidade dos parâmetros calibrados.....117
Figura 81. Erros de simulação nos poços de monitoramento para o período de 2004-2018 119
Figura 82. Variação temporal das cargas hidráulicas nos poços P5 e P8.....120
Figura 83. Variação temporal das cargas hidráulicas nos poços P13, P14 e P15 ..120
Figura 84. Variação temporal das cargas hidráulicas nos poços P16, P17, P18 e P19 121
Figura 85. Variação temporal dos poços P8 e P9 com a indicação dos instantes de inversão do gradiente hidráulico.....122
Figura 86. Superfície potenciométrica no final da simulação e direção do escoamento subterrâneo.....124
Figura 87. Vazões de base observada e simulada na EF-SMF e Calhas Parshall CP1 e CP2 124
Figura 88. Balanço hídrico do sistema no período simulado (2004-2018) 126

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Arranjos de eletrodos mais utilizados (A e B: eletrodos de corrente; M e N: eletrodos de potencial; a: distância entre eletrodos) 47
Tabela 2. Valores de constante dielétrica e velocidade de propagação de onda em alguns materiais 50
Tabela 3. Relação entre frequência da onda eletromagnética e profundidade de investigação 50
Tabela 4. Características físicas da BRO.....61
Tabela 5. Terminologia das classes de solo segundo o antigo e o novo Sistema de Classificação da EMBRAPA.....69
Tabela 6. Resumo das técnicas geofísicas utilizadas para o mapeamento geofísico 76
Tabela 7. Valores de coeficiente de cultura (kc) para cada tipo de uso do solo.....84
Tabela 8. Intervalos de profundidade do sistema radicular da soja e do amendoim .85
Tabela 9. Análises em amostras de solo retirada na SEV4 93
Tabela 10. Valores de resistividade aparente, espessura e profundidade das camadas geoelétricas das SEVs.....96
Tabela 11. Coeficiente de cultura para a zona ripária 104
Tabela 12. Valores utilizados de coeficiente de cultura (kc), profundidade do sistema radicular (pr) e de armazenamento na zona não saturada ($Smáx$), por uso do solo 105
Tabela 13. Variação do nível freático (Δh) resultante das recargas calculadas pelo MBH e WTF.....107
Tabela 14. Parâmetros utilizados no Simulador de Processo em Aquíferos (SPA) 114
Tabela 15. Métricas de ajuste das cargas hidráulicas para os períodos de calibração e validação (em negrito, os melhores valores de cada métrica).....118
Tabela 16. Erros de ajuste das vazões de base nas seções EF-SMF, CP1 e CP2 125
Tabela 17. Média das componentes do balanço hídrico para toda a área de estudo de out/2004 a set/2018.....126
Tabela 18. Dados brutos da SEV-1.....146
Tabela 19. Dados brutos da SEV-2.....148
Tabela 20. Dados brutos da SEV-3.....150
Tabela 21. Dados brutos das SEV-4 151

LISTA DE SÍMBOLOS

g	aceleração da gravidade
h	altura piezométrica
A	área transversal
R_{solo}	armazenamento na zona não saturada
E	campo elétrico
$S_{máx}$	capacidade máxima de retenção hídrica do solo
ϕ	carga hidráulica
ϕ_{obs}	carga hidráulica observada
ϕ_{sim}	carga hidráulica simulada
S_o	coeficiente de armazenamento
S_{op}	coeficiente de armazenamento específico
k_{comp}	coeficiente de compacidade
β	coeficiente de compressibilidade
k_c	coeficiente de cultura
KGE_{NP}	coeficiente de Kling-Gupta não paramétrico
$\rho_{Pearson}$	coeficiente de Pearson
C_{rec}	coeficiente de recarga
a	coeficiente de saturação
r_s	coeficiente de Spearman
y	coeficiente psicométrico
L	comprimento de um cilindro eletricamente uniforme
λ	comprimento de onda
σ	condutividade elétrica
K	condutividade hidráulica
ε	constante dielétrica
Γ	contorno de um domínio de um modelo
I	corrente elétrica
z	datum de referência
s	declividade da curva de pressão de vapor versus temperatura
$[\rho_s - \rho_0]$	déficit de pressão de vapor do ar para a altura de referência medida
J	densidade de corrente

D_d	densidade de drenagem
V	diferença de potencial
L	distância entre as alturas piezométricas
AB	distância entre os eletrodos de corrente A e B
MN	distância entre os eletrodos de potencial M e N
∇	divergente para vetores; gradiente para escalares
$EMáx$	erro máximo
EMA	erro médio absoluto
Es	escoamento superficial
s	espessura do estrato geoelétrico
ET_C	evapotranspiração de cultura
ET_0	evapotranspiração de referência
ET_r	evapotranspiração real
m	fator de cimentação
F	fator de formação
G	fator geométrico
G	fluxo de calor no solo
q_i	fluxo volumétrico em uma direção
f	frequência
Δ	gradiente
ρ_e	massa específica de um fluido
k	número de amostras
κ	permeabilidade intrínseca do meio
γ	peso específico do fluido
n	porosidade
P	precipitação
p	pressão em um determinado ponto
p_r	profundidade do sistema radicular
Z	profundidade do estrato geoelétrico
$RMSE$	raiz do erro médio quadrático
Rec	recarga
R_P	recarga potencial
β	relação entre as médias dos dados simulados e observados

S_y	rendimento específico
dH	residual do balanço hídrico superficial
$\mathbb{R}$	resistência de um condutor
ρ_a	resistividade aparente
ρ_w	resistividade da água
ρ_c	resistividade de um condutor
R_n	saldo de radiação total
Q	taxa de escoamento
$T_{méd}$	temperatura média diária
t_c	tempo de concentração
$\boldsymbol{K}$	tensor da condutividade hidráulica
$\frac{\partial m}{\partial t}$	termo acumulação na Equação da Continuidade de um VC
N	termo fonte
α_{NP}	variabilidade não paramétrica em função do erro absoluto normalizado e ranqueado
$\frac{\partial S}{\partial t}$	variação de armazenamento na zona saturada em função do tempo
Δh	variação do nível freático
$\dot{m}$	vazão mássica
q	vazão volumétrica específica ou velocidade de Darcy
c	velocidade da luz no vácuo
u_2	velocidade média do vento medida a 2 m de altura do solo
$\vec{q}$	vetor da vazão volumétrica específica nas três direções (x, y, z)
$Bias$	viés
μ	viscosidade dinâmica do fluido
ΔV	volume de um controle (VC) elementar definido por $\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 27
2. JUSTIFICATIVA 29
3. HIPÓTESES 31
4. OBJETIVOS 33
4.1. Objetivo geral 33
4.2. Objetivos específicos 33
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 35
5.1. Lei de Darcy 35
5.2. Equações do escoamento subterrâneo 36
5.3. Modelos numéricos de escoamento subterrâneo 39
5.4. Métodos geofísicos 41
5.4.1. Método da eletrorresistividade 41
5.4.2. Lei de Ohm 42
5.4.3. Lei de Archie 43
5.4.4. Resistividade dos materiais 44
5.4.5. Aquisição dos dados de resistividade 46
5.4.6. Configuração de eletrodos e fator geométrico 47
5.4.7. Técnicas geofísicas 48
6. ÁREA DE ESTUDO 57
6.1. Sistema Aquífero Guarani (SAG) 57
6.2. Bacia Hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO) 59
6.2.1. Características físicas 60
6.2.2. Geologia 62
6.2.3. Hidrogeologia 65
6.2.4. Pedologia 68
6.2.5. Uso e ocupação do solo 70
7. MATERIAL E MÉTODOS 73
7.1. Rede de monitoramento 73
7.2. Mapeamento geofísico 74
7.2.1. Linhas de investigação 75
7.2.2. *Ground Penetrating Radar* (GPR) 75
7.2.3. Sondagem Elétrica Vertical (SEV) 76
7.2.4. Imageamento Elétrico (IE) 78
7.3. Amostragem de solo 81

7.4. Estimativa da recarga subterrânea 82
7.4.1. Precipitação e escoamento superficial 83
7.4.2. Evapotranspiração 83
7.4.3. Armazenamento na zona não saturada ($Rsolo$) e capacidade máxima de retenção hídrica do solo ($Sm\acute{a}x$) 84
7.5. Modelagem numérica de escoamento subterrâneo 86
7.5.1. Construção do modelo 87
7.5.2. Simulação do modelo 89
8. RESULTADOS E DISCUSSÃO 91
8.1. Métodos geofísicos 91
8.1.1. *Ground Penetrating Radar* (GPR) 91
8.1.2. Sondagem elétrica vertical (SEV) 95
8.1.3. Imageamento elétrico (IE) 99
8.2. Estimativa da recarga subterrânea 103
8.3. Modelo numérico de escoamento subterrâneo 108
8.3.1. Calibração do modelo numérico 108
8.3.2. Validação do modelo numérico 118
8.3.3. Variação temporal das cargas hidráulicas 119
8.3.4. Superfície potenciométrica e direção do escoamento subterrâneo 123
8.3.5. Vazão de base 123
8.3.6. Balanço hídrico 125
9. CONCLUSÕES 127
REFERÊNCIAS 129
ANEXO A – Resultado de análise de concentração de óxido de ferro (Fe_2O_3) em amostras de solo retiradas no local do poço P34 145
ANEXO B – Dados de campo das Sondagens Elétrica Vertical (SEVs) 146

1. INTRODUÇÃO

Os aquíferos desempenham um importante papel como uma das maiores reservas mundiais de água de boa qualidade. Várias das cidades mais populosas foram fundadas em função desse recurso captado em nascentes e poços rasos sendo uma dependência que ainda existe, especialmente, em países em desenvolvimento (HOWARD, 2015).

Um exemplo disso ocorre no Brasil, no estado de São Paulo (SP), em que mais de 100 cidades explotam água do Sistema Aquífero Guarani (SAG) que é um dos maiores aquíferos transfronteiriços (~1,2 milhões de km²) com limites no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1999; ELLIOT; BONOTTO, 2017; INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT, 2011).

O SAG é uma unidade hidroestratigráfica composta por arenitos eólicos da Formação Botucatu e flúvio-lacustres da Formação Pirambóia dos períodos Jurássico e Triássico, respectivamente. Sobre essas formações, encontram-se os derramamentos basálticos da Formação Serra Geral, configurando o SAG, em sua maioria, como confinado (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995; SRACEK; HIRATA, 2002). Em apenas 10% de toda a extensão do SAG, afloram os arenitos responsáveis por permitir a maior taxa de recarga (ORGANIZAÇÃO DOS ESTADOS AMERICANOS – OEA, 2009).

Nessas áreas de afloramento do SAG, faz-se necessário um detalhado conhecimento da dinâmica do escoamento da água, do balanço hídrico e de zonas potenciais à contaminação (GÓMEZ; RODRÍGUEZ; VIVES, 2010; HÖYNG et al., 2014). Para isso, modelos matemáticos podem apresentar boas aproximações do comportamento de um determinado sistema a partir de equações governantes, condições de contorno e iniciais bem definidas (WANG; ANDERSON, 1995).

Embora os modelos matemáticos auxiliem em tomadas de decisões na gestão sustentável de um sistema, eles baseiam-se no conhecimento de diversos fatores relacionados às propriedades físicas, hidrogeológicas e da estimativa da recarga subterrânea para sua calibração, simulação e aprimoramento (HAN et al., 2017; HAUSER; WELLMANN; TREFRY, 2017; ZOMLOT et al., 2017).

Em relação à caracterização hidrogeológica do SAG, mapeamentos da interface entre suas formações geológicas vem sendo objetivo de pesquisa, para melhor entender a circulação da água e a susceptibilidade desse recurso à explotação

e à contaminação (COSTA et al., 2019; CUNHA et al., 2019; FAVETTO; CURCIO; POMPOSIELLO, 2011; MASSOLI; CAETANO-CHANG, 2008; MIRA et al., 2015; WAHNFRIED, 2010). Todavia, em áreas de afloramento do SAG, pouco se conhece, em detalhe, da heterogeneidade estratigráfica interferente na recarga e no escoamento subterrâneo local e regional (GIARDIN; FACCINI, 2011).

Particularmente as propriedades da subsuperfície relacionadas à heterogeneidade geológica em uma modelagem podem interferir i) a interrelação entre sistemas locais e regionais, ii) o comportamento superficial de áreas de recarga e descarga, iii) a condutividade hidráulica e iv) a quantidade de escoamento para outros sistemas (BHUIYAN, 2015; DVORY et al., 2016; FREEZE; CHERRY, 1979; HARTMANN et al., 2015; MAHMUD et al., 2016).

Diante da forte influência geológica e de outras componentes hidrológicas, a recarga caracteriza-se como a menos conhecida pelos modeladores de escoamento subterrâneo, bem como, à qual os resultados das simulações dos modelos são mais sensíveis (DELIN et al., 2007; HAUSER; WELLMANN; TREFRY, 2017). A recarga subterrânea advém da dinâmica de iteração clima, uso do solo e propriedades físicas do solo que ocorre em uma zona crítica da biosfera. Essa dinâmica no espaço e no tempo é amplamente influenciada pelas atividades humanas e do ecossistema (AMUNDSON et al., 2007; KROES et al., 2019).

A bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO), no município de Brotas/SP, está localizada em área de afloramento do SAG e vem sendo estudada desde a década de 90 utilizando medições de campo de níveis estáticos de poços freáticos, pluviometria e de vazão em rio (DAVINO, 1984; MELO, 2013; POMPEO, 1990; PONTON, 2017). Essas medições interpretadas com os métodos de investigação de subsuperfície (e.g. métodos geofísicos) podem ser fundamentais para conferir confiabilidade ao modelo computacional empregado para simulações de escoamento subterrâneo e nível de água nessa área de estudo. Consequentemente, também subsidiar o melhor entendimento da contribuição na recarga do SAG.

Visto a importância do entendimento hidrogeológico para aprimoramento de modelos matemáticos que auxiliam na gestão de uma reserva hídrica, como o Sistema Aquífero Guarani (SAG), este trabalho objetiva definir as características geofísicas, e modelar, numericamente, o escoamento subterrâneo em área de recarga do SAG.

2. JUSTIFICATIVA

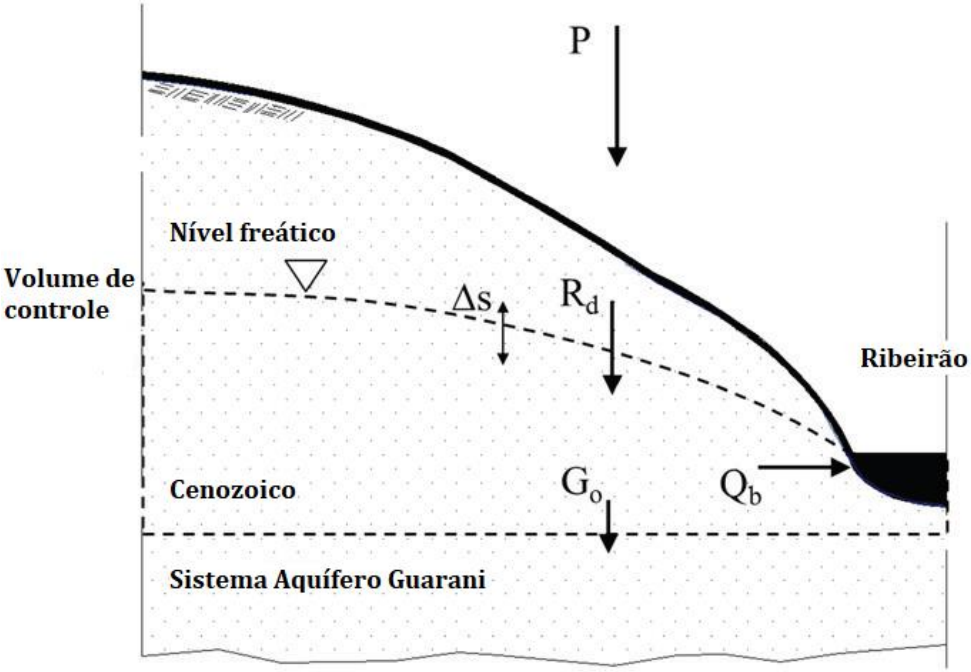
Em 2005, existia na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO) uma voçoroca que expôs a transição da camada de sedimentos mais recentes (era Cenozoica) para o arenito da Formação Botucatu (Figura 1). A partir deste testemunho geológico foi construído o modelo hidrogeológico conceitual sugerindo que o arenito seja a base de um aquífero superior que recebe a recarga direta contribuindo localmente para o Ribeirão da Onça pela vazão de base e regionalmente para o Sistema Aquífero Guarani pela recarga profunda (Figura 2).

Esse testemunho geológico não pode mais ser visto conforme ilustrado na Figura 3 em que a voçoroca foi recoberta por vegetação em estágio avançado de regeneração. Por ser uma ocorrência isolada na BRO, não se conhece a distribuição espacial e a profundidade da base do aquífero superior (arenito Botucatu) para toda a área de estudo. Com isso, técnicas geofísicas podem ser potenciais ferramentas para mapear a localização do arenito Botucatu em subsuperfície.

Figura 1. Voçoroca na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça em 2005 que expôs a transição de sedimentos Cenozoicos para o arenito da Formação Botucatu

Fonte: Wendland (2005)

Figura 2. Modelo hidrogeológico conceitual da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça



Fonte: Adaptado de Wendland, Gomes e Troeger (2015)

Figura 3. Situação em 2017 da voçoroca recoberta por vegetação em estágio avançado de regeneração

Fonte: A Autora

3. HIPÓTESES

- As técnicas geofísicas auxiliam no mapeamento da base (arenito Botucatu) do aquífero delimitado pela bacia hidrográfica do ribeirão da Onça?
- O conhecimento da subsuperfície acarreta em uma melhor interpretação das condições de fluxo local e regional?
- O modelo numérico é capaz de reproduzir os efeitos nos níveis freáticos decorrentes de crise hídrica e de mudanças de usos e ocupação do solo?

4. OBJETIVOS

4.1. Objetivo geral

Caracterizar a subsuperfície usando técnicas geofísicas e modelar o escoamento subterrâneo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani.

4.2. Objetivos específicos

- Realizar mapeamento geofísico com métodos de eletromagnetismo (*Ground Penetrating Radar*) e eletrorresistividade (Sondagem Elétrica Vertical e Imageamento Elétrico) para caracterização hidrogeológica do aquífero;
- Aplicar um método de balanço hídrico para estimar a recarga subterrânea por uso do solo e na zona ripária;
- Calibrar um modelo numérico transiente para simular o escoamento subterrâneo com as estimativas da recarga e as características hidrogeológicas levantadas na área de estudo.

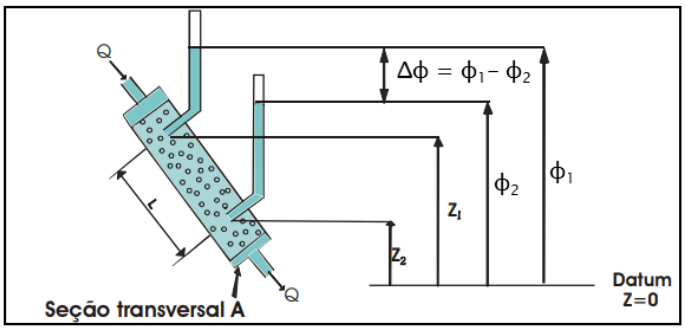
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta seção são descritos conceitos importantes para a compressão da temática deste trabalho. Os assuntos abordados são lei de Darcy, equação da continuidade, modelos numéricos de escoamento subterrâneo e métodos geofísicos. As unidades utilizadas para as variáveis seguem o Sistema Internacional (SI).

5.1. Lei de Darcy

O francês Henry Darcy, em 1856, investigou o fluxo de água em um tubo preenchido com areia de granulometria uniforme (Figura 4). Em seu experimento, Darcy concluiu que a taxa de escoamento (Q) [$m^3\ s^{-1}$] é proporcional: i) à área da seção transversal (A) [m^2], ii) à diferença das cargas hidráulicas ($\phi_1 - \phi_2$) [m] e iii) inversamente proporcional à distância entre os piezômetros (L) [m].

Figura 4. Experimento de Darcy



Fonte: Adaptado de Pede (2004)

Essas relações deram origem à Lei de Darcy expressa pela equação (1).

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{(\phi_2 - \phi_1)}{L} \tag{1}$$

Em que ϕ_1 e ϕ_2 são medidos em relação a um datum de referência z [m] e K a condutividade hidráulica [$m\ s^{-1}$].

A condutividade hidráulica (K) é calculada em função da permeabilidade intrínseca (κ) do meio poroso [m^2], da aceleração da gravidade (g) [$m\ s^{-2}$], da massa específica do fluido (ρ_e) [$kg\ m^{-3}$] e viscosidade dinâmica (μ) do fluido [$m^2\ s^{-1}$]:

$$K = \kappa \cdot \frac{\rho_e \cdot g}{\mu} \tag{2}$$

Da equação (1) obtém-se a vazão volumétrica específica (q) [$m\ s^{-1}$], ou velocidade de Darcy, expressa por:

$$q = \frac{Q}{A} = K \cdot \frac{(\phi_1 - \phi_2)}{L} \tag{3}$$

Considerando as três direções de um sistema ortogonal (x, y, z), a equação de Darcy é dada por:

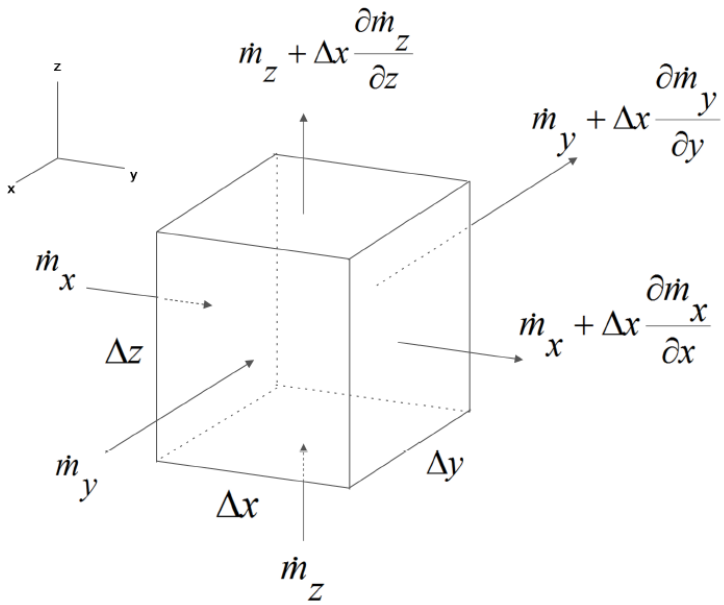
$$\vec{q} = \boldsymbol{K} \cdot \frac{(\phi_2 - \phi_1)}{L} = -\boldsymbol{K} \cdot \Delta\phi \tag{4}$$

Em que $\frac{(\phi_2 - \phi_1)}{L}$ é o gradiente hidráulico ($-\Delta\phi$).

5.2. Equações do escoamento subterrâneo

Dado o volume de controle elementar ($\Delta V = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$), apresentado na Figura 5, a variação de massa do fluido, no volume de controle (VC), em função do tempo (acumulação), deve ser equivalente ao fluxo de massa através da superfície do VC (fluxo) mais a injeção ou retirada de massa no VC (fonte).

Figura 5. Balanço de massa para um volume de controle



Fonte: Melo (2013)

A acumulação ($\partial m / \partial t$) [$kg\ s^{-1}$] é definida por:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \frac{\partial (n \cdot \rho_e)}{\partial t} \cdot \Delta V \tag{5}$$

Em que n é a porosidade do VC [%] e ρ_e a massa específica do fluido [$kg\ m^{-3}$].

Na Figura 5 está representado o fluxo de massa ($\dot{m}$), em um VC, em todas as direções de um sistema ortogonal (x,y,z). O saldo desse fluxo em cada direção dá-se por:

$$\dot{m}_i - \left(\dot{m}_i + \Delta i \partial \frac{\dot{m}_i}{\partial i}\right) = -\frac{\partial \dot{m}_i}{\partial i} \cdot \Delta i \tag{6}$$

Em que i simboliza uma direção.

Ao somar as componentes de fluxo de massa em todas as direções obtém-se:

$$-\frac{\partial \dot{m}_x}{\partial x} \cdot \Delta x - \frac{\partial \dot{m}_y}{\partial y} \cdot \Delta y - \frac{\partial \dot{m}_z}{\partial z} \tag{7}$$

Considerando que o fluxo de massa é o produto da massa específica (ρ_e) pela vazão volumétrica específica (q_i) através da seção transversal (A_i) tem-se que:

$$\dot{m}_i = \rho_e \cdot q_i \cdot A_i \tag{8}$$

Por exemplo, na direção x, o fluxo de massa é:

$$\dot{m}_x = \rho_e \cdot q_x \cdot \Delta y \Delta z \tag{9}$$

Substituindo (9) em (7), define-se o termo de fluxo em um VC como:

$$\left[-\frac{\partial(\rho_e \cdot q_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho_e \cdot q_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho_e \cdot q_z)}{\partial z}\right] \cdot \Delta V \tag{10}$$

O termo fonte, por sua vez, é um fluxo de massa aplicado em todo o VC, sendo expresso por:

$$\dot{m} = \rho_e \cdot N \cdot \Delta V \tag{11}$$

Em que N $[kg\ s^{-1}]$ pode ser, por exemplo, um bombeamento em um poço (produção) ou taxa de recarga (injeção).

Com os termos de acumulação, fluxo e fonte definidos, pode-se escrever a Equação da Continuidade, da seguinte forma:

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} \cdot \Delta V = -\left[-\frac{\partial(\rho_e \cdot q_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho_e \cdot q_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho_e \cdot q_z)}{\partial z}\right] \cdot \Delta V + \rho_e \cdot N \cdot \Delta V \tag{12}$$

Simplificando a equação (12), define-se a Equação da Continuidade, também conhecida como Equação da Difusividade:

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} = -\nabla(\rho_e \cdot \vec{q}) + \rho_i \cdot N \tag{13}$$

Em que $-\nabla(\rho_e \cdot \vec{q})$ é o divergente do fluxo.

A combinação da Lei de Darcy (4) com a Equação da Continuidade (13), descreve o movimento de água subterrânea (i.e. equação da quantidade de movimento para escoamento laminar):

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} = -\nabla[\rho_e \cdot \boldsymbol{K} \cdot \nabla\phi] + \rho_e \cdot N \tag{14}$$

Sendo ϕ a carga hidráulica definida por:

$$\phi = \frac{p}{\rho_e \cdot g} + z \tag{15}$$

Em que p $[N\ m^{-2}]$ é a pressão em um determinado ponto.

Em aquíferos livres, a carga hidráulica (ϕ) é a própria altura piezométrica (h) $[m]$, assim:

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} = -\nabla[\rho_e \cdot \boldsymbol{K} \cdot \nabla h] + \rho_e \cdot N \tag{16}$$

Aplicando a regra da cadeia no primeiro termo da equação (16) tem-se que:

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} = n\frac{\partial \rho_e}{\partial t} + \rho_e \frac{\partial n}{\partial t} \tag{17}$$

Considerando um fluido compressível de compressibilidade $\beta = \frac{\Delta\rho_e}{\rho_e} \cdot \frac{1}{\Delta p}$, obtém-se:

$$\frac{\partial \rho_e}{\partial t} = \beta \cdot \rho_e \cdot \frac{\partial p}{\partial t} \tag{18}$$

Sendo $\Delta n = \alpha(1-n)\Delta p$, resulta em:

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} = n \cdot \beta \cdot \rho_e \cdot \frac{\partial p}{\partial t} + \rho_e(1-n)\alpha\frac{\delta p}{\partial t}$$

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} = \rho_e[n \cdot \beta + \rho_e(1-n)\alpha]\frac{\partial p}{\partial t} \tag{19}$$

Sabendo que $n \cdot \beta + \rho_e(1-n)\alpha = S_{op}$ em que S_{op} é o coeficiente de armazenamento específico relativo à pressão $[m^{-1}]$, a equação (19) resume-se em:

$$\frac{\partial(n \cdot \rho_e)}{\partial t} = \rho_e S_{op}\frac{\partial p}{\partial t} \tag{20}$$

Substituindo (20) em (16):

$$\rho_e S_{op}\frac{\partial p}{\partial t} = -\nabla[\rho_e \cdot \boldsymbol{K} \cdot \nabla h] + \rho_e \cdot N$$

$$\rho_e S_{op}\frac{\partial (h-z)\gamma}{\partial t} = -\nabla[\rho_e \cdot \boldsymbol{K} \cdot \nabla h] + \rho_e \cdot N$$

$$\rho_e S_{op} g\frac{\partial (h\rho_e)}{\partial t} = -\nabla[\rho_e \cdot \boldsymbol{K} \cdot \nabla h] + \rho_e \cdot N \tag{21}$$

Em que γ é o peso específico do fluido $[N\ m^{-3}]$ igual a $\rho_e \cdot g$.

Sendo $S_o = S_{op} \cdot \rho_e \cdot g$, o coeficiente de armazenamento, obtém-se a equação diferencial parcial (22) que descreve o escoamento em um meio poroso em aquífero livre. Essa equação é válida para um domínio tridimensional, em um meio anisotrópico e heterogêneo, em que o fluido é compressível (i.e. massa específica variável), em um regime transiente, com termo fonte.

$$S_o\frac{\partial (h\rho_e)}{\partial t} = -\nabla[\rho_e \cdot \boldsymbol{K} \cdot \nabla h] + \rho_e \cdot N \tag{22}$$

5.3. Modelos numéricos de escoamento subterrâneo

Os modelos que descrevem o escoamento de água subterrânea podem ser físicos ou matemáticos, incluindo os modelos analíticos e numéricos que, por sua vez, consistem em um conjunto de equações diferenciais que descrevem o fenômeno de escoamento em águas subterrâneas seguindo condições de contorno bem definidas (WANG; ANDERSON, 1995).

Sobre os modelos físicos, pesquisadores vem investindo em modelos em escala reduzida acoplados a dispositivos de monitoramento, tais como circuitos elétricos, piezômetros, transdutores de pressão e fibra óptica, para análise de escoamentos de água em variados meios porosos sob diferentes condições de escoamento (BERSAN et al., 2017; DEBRINE, 1970; GALLEGOS; HU; DAVIS, 2013; GUEDES; WENDLAND, 2017; ILLMAN et al., 2010; KUANG et al., 2013; LIANG et al., 2010; RAO; SANKARANARAYANAN, 1995; XU et al., 2017).

Devido aos avanços tecnológicos computacionais, os modelos matemáticos (analíticos e numéricos) possuem ampla aplicabilidade na simulação do fenômeno de escoamento subterrâneo (BEAR, 1979). As soluções analíticas baseiam-se na superposição de funções analíticas que fornecem resoluções das equações regentes do escoamento subterrâneo, em campos vetoriais 2D ou 3D, sem necessidade de discretização, mantendo um forte embasamento físico-matemático (BOICO; WENDLAND; BATISTA, 2018; ALENCAR; WENDLAND, 2013; GAUR; MIMOUN; GRAILLOT, 2011; STRACK, 1999; 2003).

Existem casos em que aquíferos não podem ser modelados analiticamente, visto à complexidade da geometria, das condições de contorno e de requerer domínios homogêneos e isotrópicos (WENDLAND, 2003b). Nessas situações, soluções numéricas mostram-se disponíveis para cenários mais realísticos, sendo resolvidas, comumente, pelo Método de Diferenças Finitas (MDF) ou pelo Método dos Elementos Finitos (MEF).

A aproximação de equações diferenciais governantes, pela discretização das variáveis por uma extensão truncada da série de Taylor, caracteriza o Método de Diferenças Finitas (MDF) (TUCCI, 2005). A equação algébrica, discretizada espaço e temporalmente, é aplicada nos pontos nodais de uma malha do domínio (WENDLAND, 2003b). As soluções numéricas podem ser geradas por métodos diretos de resolução de sistema de equações lineares (e.g. Algoritmo de Thomas,

Eliminação de Gauss-Jordan) ou por processos iterativos (e.g. Jacobi, *Successive Over-Relaxation*, Gradientes Conjugados). Uma das interfaces para solução de modelos de escoamento, resolvido por MDF, mais consagrada é o MODFLOW (MCDONALD; HARBAUGH, 1988) com extensa aplicação em simulação de transporte e escoamento em aquíferos (ABRAMS; ROADCAP; MANNIX, 2017; BABU et al., 2008; KHADRI; PANDE, 2016; KIM et al., 2017; MENDONÇA et al., 2005; ZUQUETTE; PALMA; PEJON, 2005).

No Método dos Elementos Finitos (MEF), as equações diferenciais parciais são transformadas em integrais compostas por derivadas apenas de 1ª ordem. Então, integra-se, numericamente, nos elementos que dividem o domínio, até que seja minimizado o resíduo da equação, por exemplo, pelos métodos *Weighted residual approximation* ou *Galerkin finite element* (BEAR, 1979; ZIENKIEWICZ; TAYLOR; NITHIARASU, 2013). O MEF destaca-se pela flexibilidade em discretizar domínios de qualquer formato sob várias combinações do meio. Exemplos de aplicações do MEF podem ser encontrados em Craig e Gracie (2011), He, Jiang e Moulton (2013), Hossain e Yonge (1997) e Xie et al. (2017).

De acordo com Hauser, Wellmann e Trefry (2017), a construção de modelos de escoamento subterrâneo deve considerar 6 tópicos essenciais da modelagem: i) definição das equações governantes, ii) domínio (tamanho, formato e orientação), iii) condições de contorno, iv) estrutura (influência das formações geológicas), v) propriedades hidrogeológicas (e.g. meio homogêneo/heterogêneo, anisotrópico/isotrópico) e vi) método de solução (algoritmos de convergência e precisão).

Em particular, as condições de contorno devem ser bem definidas dentro de três opções:

a) Condição de Dirichlet (1º tipo): atribuído em estruturas do modelo com carga conhecida (e.g. rios e piezômetros);

$$\phi = \phi_0, em\ \Gamma_1 \tag{23}$$

b) Condição de Neuman (2º tipo): condicionados em fronteiras com escoamento conhecido ou nulo;

$$q = -\boldsymbol{K}\frac{\partial \phi}{\partial n} = q_0, em\ \Gamma_2 \tag{24}$$

c) Condição de Cauchy (3º tipo): combinação linear das condições anteriores, relativo a fronteiras semipermeáveis em que o escoamento depende da pressão.

$$a \cdot q + b \cdot h = c, em\, \Gamma_3 \quad (25)$$

5.4. Métodos geofísicos

Em relação à determinação das propriedades hidrogeológicas, diversas metodologias vem sendo utilizadas, tais como busca a acervos (acadêmicos e governamentais) de formações geológicas, consulta a perfis litológicos de poços, sensoriamento remoto, geoestatística e métodos geofísicos (ABUZIED; ALREFAEE, 2017; HAUSER; WELLMANN; TREFRY, 2017; HOUCYNE; IDRYSY; DE SMEDT, 2004; HU et al., 2017; HUDON-GAGNON et al., 2015; RABELO; WENDLAND, 2009). Os métodos geofísicos, em particular, receberam incentivo para ampliar seu estudo e uso, em problemas de modelagem de aquíferos, por proporcionarem informação multidimensional para a construção do modelo conceitual e para a observação do processo (WERBAN; DIETRICH, 2008).

Dentre os objetivos do uso de técnicas geofísicas em estudos de modelagem de escoamento, tem-se o auxílio à detecção de estruturas geológicas interferentes na recarga, sobreposição de camadas geológicas, mapeamento da base de aquíferos, estimativa de propriedades hidrogeológicas (e.g. condutividade hidráulica e rendimento específico) e localização de plumas de contaminação (BORTOLOZO et al., 2014; BOWLING et al., 2005; DOETSCH et al., 2012; ELIS; ZUQUETTE, 2002; FRANCÉS et al., 2015; IDEHAI; EGAI, 2014; IGEL et al., 2012; NOLAN; CAMPBELL; SENTERFIT, 1998; PORSANI; ELIS; HIODO, 2005; PORSANI et al., 2004; SATTAR; KERAMAT; SHAHID, 2016; SINHA; ISRAIL; SINGHAL, 2009).

5.4.1. Método da eletrorresistividade

Os diferentes tipos de materiais existentes no ambiente geológico apresentam como uma de suas propriedades físicas fundamentais a resistividade elétrica, a qual reflete algumas de suas características, definindo seus estados, em termos de alteração, faturamento, saturação e tornando-se possível inclusive a identificação litológica sem necessidade de escavações físicas (de maior custo financeiro e de tempo) (BRAGA, 1997; DOBRIN; SAVIT, 1960).

No método da eletrorresistividade, uma corrente, de comutação direta ou alternada de baixa frequência, é introduzida no terreno por meio de dois eletrodos (estacas de metal ou cerâmicos) conectados a uma fonte portável de eletricidade. Essa corrente ao percorrer um meio físico heterogêneo sofre desvios em suas linhas de corrente e variações nas linhas de potencial. Com essa diferença, é possível orientar a descrição da subsuperfície, já que a magnitude das anomalias elétricas depende das diferentes resistividades entre diferentes rochas ou sedimentos. (LOWRIE, 2007; PARASNIS, 2012).

5.4.2. Lei de Ohm

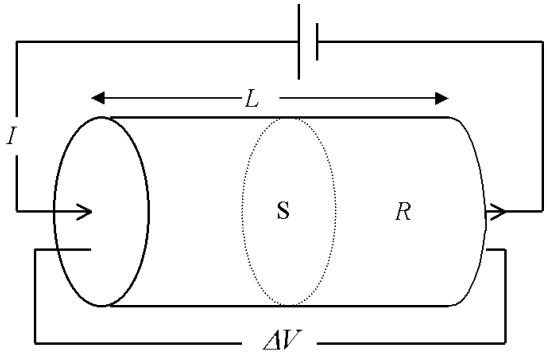
O método da eletrorresistividade baseia-se na Lei de Ohm que estabelece que a corrente elétrica (I) [A], em um meio inteiramente homogêneo e isotrópico, é proporcional à diferença de potencial (V) entre suas extremidades. Essa relação linear é expressa por:

$$V = I\mathbb{R} \tag{26}$$

Em que $\mathbb{R}$ é a resistência do condutor que consiste na capacidade do meio se opor à passagem da corrente elétrica. A unidade da resistência é Ohm (Ω). O inverso da resistência é conhecido como a condutividade de um circuito, sua unidade é o inverso de Ohm (Ω^{-1}) também conhecida como mho ou Siemens (S).

Considerando um cilindro eletricamente uniforme de comprimento L, submetido a uma corrente elétrica I, o material que o compõe resiste em conduzir a eletricidade por ele resultando em uma queda de potencial (V) entre as faces opostas (Figura 6). A resistência $\mathbb{R}$ é proporcional ao comprimento L do material resistivo e, inversamente proporcional, à área da seção transversal A.

Figura 6. Desenho esquemático de um cilindro uniforme submetido a uma corrente elétrica



Fonte: Elis (1998)

$$\mathbb{R} \propto L/A \tag{27}$$

$$\mathbb{R} = \rho \frac{L}{A} \tag{28}$$

A constante de proporcionalidade é a resistividade do condutor (ρ) que se refere à propriedade física do material do condutor de se opor a um fluxo de cargas. O inverso de ρ é conhecido como condutividade do material denotado como σ. A unidade da resistividade é $\Omega\, m$ e a da condutividade é o inverso de Ohm-meter ($\Omega^{-1}\, m^{-1}$).

Importante ressaltar a diferença entre resistência e resistividade em que a primeira é uma característica de um circuito elétrico que define a relação entre a diferença de potencial e corrente aplicada. A última é uma propriedade física do material que mede a dificuldade que a corrente elétrica encontra na sua passagem, em um determinado material, relacionado aos mecanismos pelos quais a corrente elétrica se propaga.

Ao combinar as equações (26) e (28) tem-se que:

$$\frac{V}{L} = \rho \frac{I}{A} \tag{29}$$

Em que a relação V/l é o campo elétrico E (assumindo que o gradiente de potencial é constante ao longo de toda a extensão do condutor) e termo I/A é a corrente por unidade de área transversal do condutor conhecida como densidade de corrente (J) [$A\, m^{-2}$]. Com isso, pode-se reescrever a Lei de Ohm como:

$$E = \rho J \tag{30}$$

5.4.3. Lei de Archie

A resistividade de formações sedimentares porosas é altamente variável dependendo do grau de saturação e a natureza dos poros. Quando essas formações possuem água em seus espaços interstícios com resistividade ρ_w, define-se a resistividade do meio físico como proporcional a ρ_w, ou seja,

$$\rho = F \cdot \rho_w \tag{31}$$

Em que o fator de proporcionalidade, F, é conhecido como fator de formação. Esse fator depende fortemente da geometria dos poros e o grau de saturação.

Pode-se relacionar a resistividade (ρ), porosidade (n) e fator de formação (F), para rochas com ausência de argila, pela Lei de Archie (32).

$$F = \frac{\rho}{\rho_w} = a \cdot n^{-m} \tag{32}$$

Em que a (coeficiente de saturação) e m (fator de cimentação) são constantes de um tipo particular de rocha. Para a maioria dos sedimentos, o valor de a varia entre 0,6 e 1,0, enquanto que m é, aproximadamente, 2 para materiais bem cimentados e menor ou igual a 1,5 para formações com moderada ou baixa cimentação.

5.4.4. Resistividade dos materiais

O valor da resistividade de materiais geológicos compõe um intervalo amplo variando da ordem de grandeza de $10^{-8}\ \Omega\, m$ a $10^{16}\ \Omega\, m$. Alguns exemplos são mostrados nas Figura 7 e Figura 8. Fatores como gênese da rocha ou sedimento, idade geológica, porosidade e intemperismo interferem nessa propriedade física.

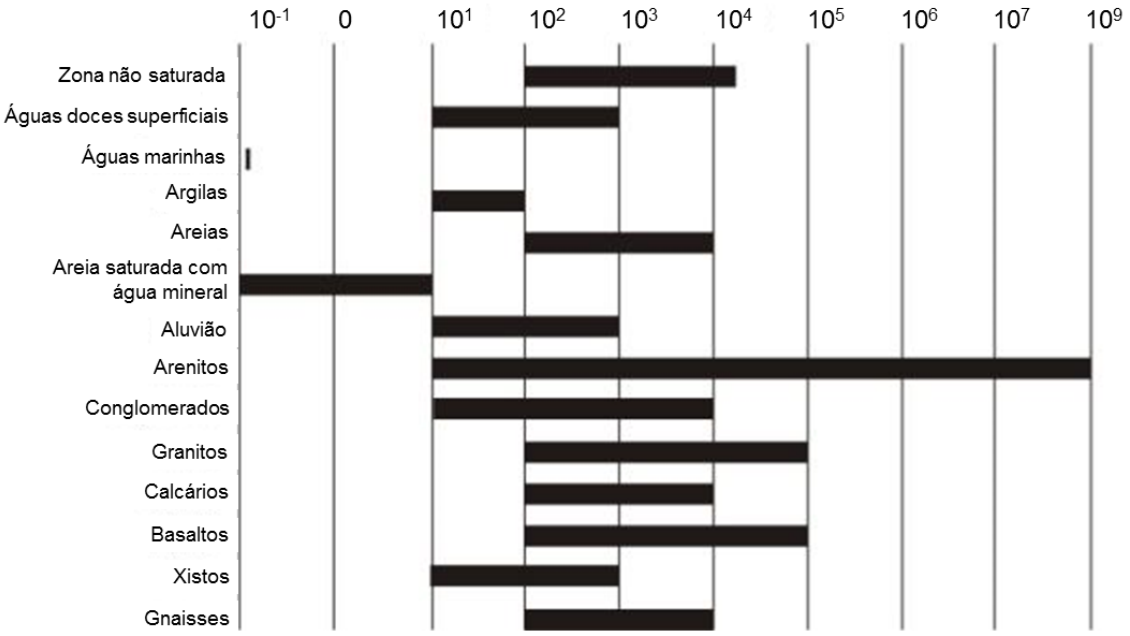
Em relação à gênese geológica, rochas ígneas tendem a ter as maiores resistividades, seguidas pelas rochas metamórficas que são intermediárias, porém com sobreposição de resistividades, e as rochas sedimentares, por sua vez, tendem a ser as mais condutoras (REYNOLDS, 2010).

A idade do material geológico também interfere na resistividade. Por exemplo, uma rocha vulcânica na era Quartenária tem uma resistividade entre 10 e 200 $\Omega\, m$ e na era Pré-Cambriana, pode ter uma ordem de magnitude maior. A menor exposição das rochas mais antigas a processos de preenchimento dos espaços intersticiais, por mineralização, evita diminuir sua porosidade e permeabilidade (REYNOLDS, 2010).

Como a condutividade elétrica na maioria das rochas é, essencialmente, eletrolítica, a condução elétrica ocorre na água presente nos espaços intersticiais dos poros e fissuras porque a maioria dos grãos minerais (exceto minérios metálicos e minerais argilosos) é isolante. Com isso, a água subterrânea funciona como um eletrodo natural que com a quantidade de íons presente incrementa ainda mais sua condutividade. Desta forma, quanto mais poroso ou fissurado, com alta disponibilidade de água, maior a condutividade e menor a resistividade (OEA, 2009; SHARMA, 1997; WARD, 1990).

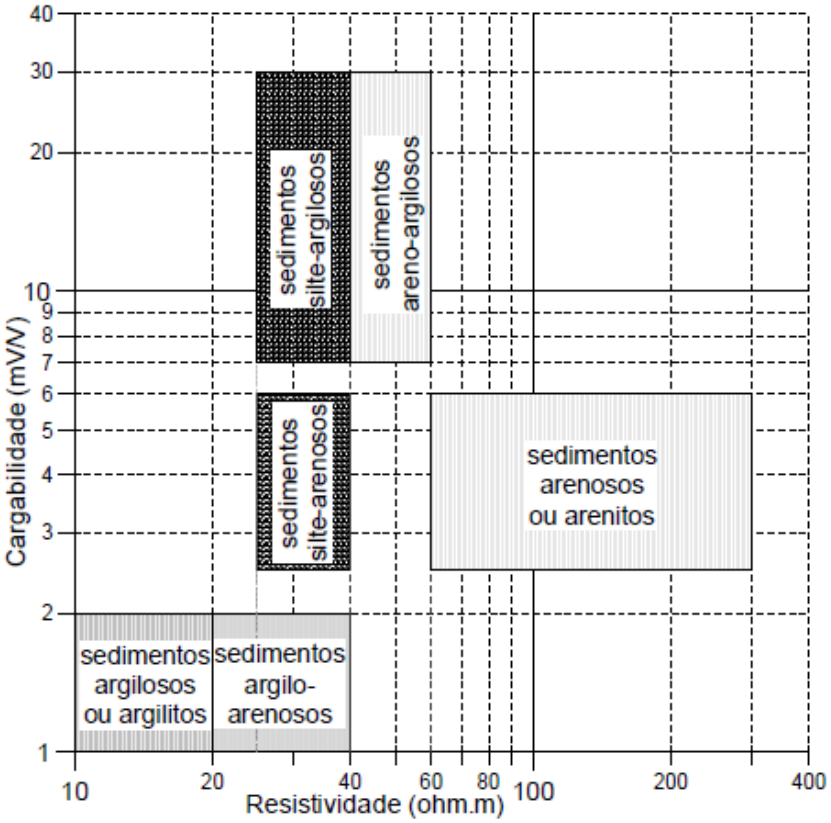
Define-se que a resistividade calculada em métodos de eletrorresistividade é uma resistividade aparente (ρ_a). Segundo Sharma (1997), a resistividade aparente é um conceito formal e não deveria ser confundido com um tipo de média das resistividades de um meio físico heterogêneo. De fato, obtém-se essa variável como o produto de uma resistência média de diferentes camadas e um fator geométrico de um dado arranjo de eletrodos. A resistividade aparente, portanto, tem a unidade de $\Omega\, m$.

Figura 7. Valores de resistividade elétrica em materiais conhecidos



Fonte: Adaptado de Elis (1998)

Figura 8. Variações da resistividade e cargabilidade para diferentes litologias na zona saturada

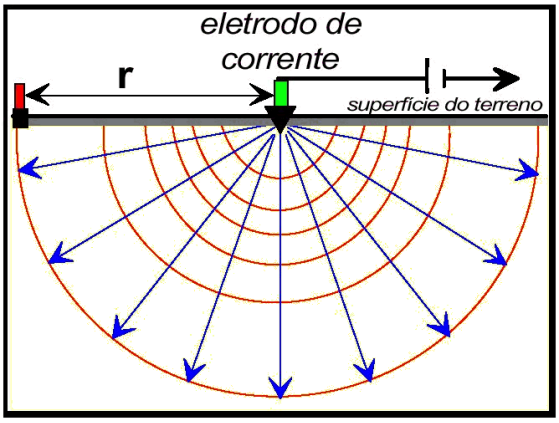


Fonte: Braga (2006)

5.4.5. Aquisição dos dados de resistividade

Aplicando uma corrente elétrica I, através de um eletrodo na superfície do semi-espaço, a corrente flui radialmente para fora através da semi-esfera de raio r, e superfície $2\pi r^2$ (Figura 9).

Figura 9. Fluxo de corrente (azul) perpendicular às equipotenciais (vermelho)



Fonte: Elis (1998)

Define-se a densidade de corrente J_r para um eletrodo pontual no semi-espaço homogêneo como:

$$J_r = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2} \tag{33}$$

Se ρ é a resistividade homogênea isotrópica, então podemos escrever a Lei de Ohm da seguinte forma:

$$E_r = J_r \rho = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2} \tag{34}$$

Em que E_r é o campo elétrico $[N\ C^{-1}]$ gerado por I.

O potencial elétrico V a uma distância r dos eletrodos é dado pela integral de E_r entre r e o infinito que fornece a relação fundamental para todos os métodos de prospecção elétrica realizados na superfície da Terra.

$$V = \int_r^{\infty} E_r dr = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r} \tag{35}$$

Se dois eletrodos de correntes de intensidade $+I$ e $-I$ são colocados na superfície de um sólido condutor nas posições A e B, o potencial resultante no ponto M é:

$$V_M = V_A - V_B = \frac{I \cdot \rho}{2\pi}\left[\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}}\right] \tag{36}$$

Em que r_{AM} é a distância entre A e M e r_{BM} a distancia entre B e M.

Na prática, mede-se uma diferença de potencial ao invés de um potencial de maneira que para um arranjo de quatro eletrodos escreve-se:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I \cdot \rho}{2\pi}\left[\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}\right] \quad (37)$$

Em que r_{BM} é a distância entre B e M e r_{BN} a distancia entre B e N.

Portanto, a resistividade do semi-espaço é dada por:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot G \quad (38)$$

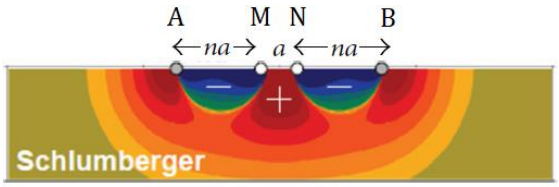
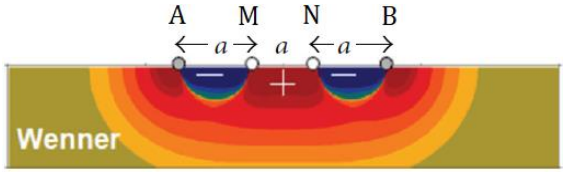
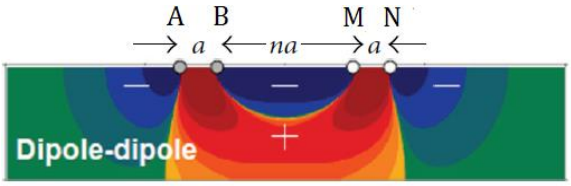
Em que G, denominado fator geométrico, dependente das posições dos eletrodos.

5.4.6. Configuração de eletrodos e fator geométrico

As medidas de eletrorresistividade são normalmente obtidas com um arranjo de quatro eletrodos, em que uma corrente elétrica artificial é aplicada pelos eletrodos de corrente (A e B), e o potencial gerado, medido pelos eletrodos de potencial (M e N), de maneira a determinar a resistividade aparente em subsuperfície.

Todos os arranjos fornecem um fator geométrico diferente para o cálculo da resistividade. Os valores de resistividade aparente podem variar dependendo do arranjo utilizado (OKPOLI, 2013). A Tabela 1 mostra os fatores geométricos mais utilizados em que a é a distância entre os eletrodos.

Tabela 1. Arranjos de eletrodos mais utilizados (A e B: eletrodos de corrente; M e N: eletrodos de potencial; a: distância entre eletrodos)

Arranjo	Posição dos eletrodos	Fator Geométrico
Schlumberger		$G = \pi \cdot (na) \cdot (na + 1) \cdot a$
Wenner		$G = 2 \cdot \pi \cdot a$
Dipolo-dipolo		$G = \pi \cdot n \cdot (n + 1) \cdot (n + 2) \cdot a$

Fonte: Adaptado de Okpoli (2013)

De acordo com Braga (2006), para aquisição de dados 1D, o arranjo Schlumberger apresenta maior praticidade de campo por necessitar deslocar apenas dois eletrodos. Além disso, erros interpretativos em terrenos heterogêneos são menores e as leituras menos sujeitas a ruídos como potenciais artificiais gerados por cabos e estações de alta tensão. Já o arranjo Wenner possui menor praticidade porque os quatro eletrodos precisam ser movimentados além de ser mais sensível a interferências de campo. Esse arranjo é mais adequado para medidas de resistividade e/ou resistência do solo para fins como aterramento.

Em produtos geoelétricos 2D, a versatilidade do arranjo Dipolo-dipolo na logística de aquisição de dados torna este arranjo como o mais atrativo para atividade de campo (MOREIRA; MONTENEGRO LAPOLA; CARRARA, 2016). Uma das vantagens apontadas por Braga (2006) é o estudo da variação lateral da eletrorresistividade em diferentes níveis de profundidade gerando uma caracterização horizontal e vertical da subsuperfície. Ao analisar um ensaio de bombeamento em poço, Moreira, Montenegro Lapola e Carrara (2016) observaram que o arranjo dipolo-dipolo é adequado para modelagem de estruturas verticalizadas de alta resistividade. Dahlin e Zhou (2004) recomendaram o uso do arranjo dipolo-dipolo para aquisição de dados 2D de eletrorresistividade por ser menos susceptível a interferência de ruídos do que o arranjo Wenner.

Apesar da praticidade de campo apontada para determinados arranjos, essa facilidade vem se tornando comum a todos os arranjos devido aos instrumentos multicanais de aquisição de dados simultâneos permitindo a configuração de diversos arranjos de forma automática sem a necessidade de trocar eletrodo em campo. Com isso, vem crescendo o número de pesquisas sobre as vantagens e desvantagens de diferentes arranjos geoelétricos (AL-HAMEEDAWI; THABIT, 2017; MOREIRA et al., 2019; NEYAMADPOUR; ABDULLAH; TAIB, 2010; OKPOLI, 2013).

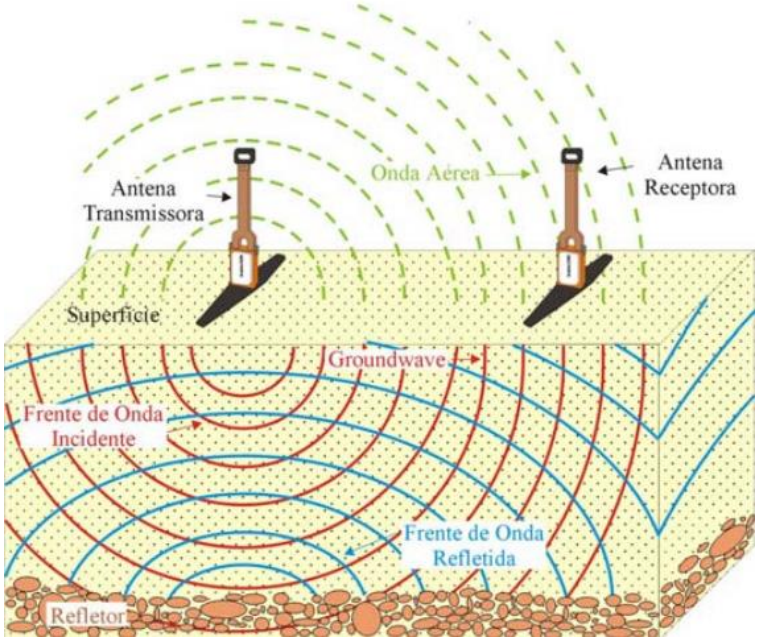
5.4.7. Técnicas geofísicas

5.4.7.1. *Ground Penetrating Radar* – GPR

O princípio de um *Ground Penetrating Radar* (GPR) consiste na emissão de ondas eletromagnéticas por meio de uma antena transmissora que ao encontrar um material com diferente propriedade eletromagnética do meio (ou da camada anterior) é refletiva e detectada por uma antena receptora que registra a energia refletida em função do tempo de percurso (Figura 10) (DANIELS, 2000). Essa propagação da onda

depende da constante dielétrica (Ɛ) do material e da frequência do sinal transmitido (f).

Figura 10. Representação esquemática do funcionamento de um GPR



Fonte: Borges (2002)

A constante dielétrica (ou permissividade relativa) representa a capacidade de um material de armazenar (i.e. ser carregado) em resposta a um campo eletromagnético (OLHOEFT, 1998). Isso significa que, quanto menor a constante dielétrica, menos energia eletromagnética é armazenada possibilitando a passagem da onda eletromagnética com elevada velocidade de propagação e longo comprimento da onda.

As equações (39) e (40) mostram essas relações entre constante dielétrica, velocidade e comprimento de onda em que c é a velocidade da luz no vácuo ($3 \times 10^8\ m\ s^{-1}$), Ɛ a constante dielétrica (adimensional), λ o comprimento de onda (m) e f a frequência (Hz).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \tag{39}$$

$$\lambda = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \cdot \frac{1}{f} \tag{40}$$

Na Tabela 2 encontram-se alguns valores típicos de constante dielétrica e velocidade de propagação de onda, em materiais característicos da propriedade eletromagnética que varia com a granulometria e a presença de água. De forma geral,

materiais eletricamente condutores possuem alta constante elétrica. Como a água é um forte condutor, provoca a atenuação do sinal eletromagnético e, consequentemente, da velocidade de propagação, alcançando também rasas profundidades de investigação.

Tabela 2. Valores de constante dielétrica e velocidade de propagação de onda em alguns materiais

Material	ε	**v** $[m\ ns^{-1}]$
Ar	1	0,3
Água	80	0,033
Solo, arenoso seco	4 – 6	0,12 – 0,15
Solo, arenoso úmido	15 – 30	0,05 – 0,08
Argila	5 – 40	0,06
Granito	4 – 6	0,13

Fonte: Adaptado de Daniels (2000)

Como visto na equação (40), a frequência da onda eletromagnética também determina o comprimento da onda que afeta na resolução e profundidade de investigação. Quanto maior a frequência, maior a resolução espacial e menor a profundidade de penetração. Tomando como referência experimentos práticos, realizados por representantes comerciais de equipamentos GPR, Porsani (1999) elaborou a Tabela 3 que apresenta a relação entre frequência e profundidade máxima de penetração.

Tabela 3. Relação entre frequência da onda eletromagnética e profundidade de investigação

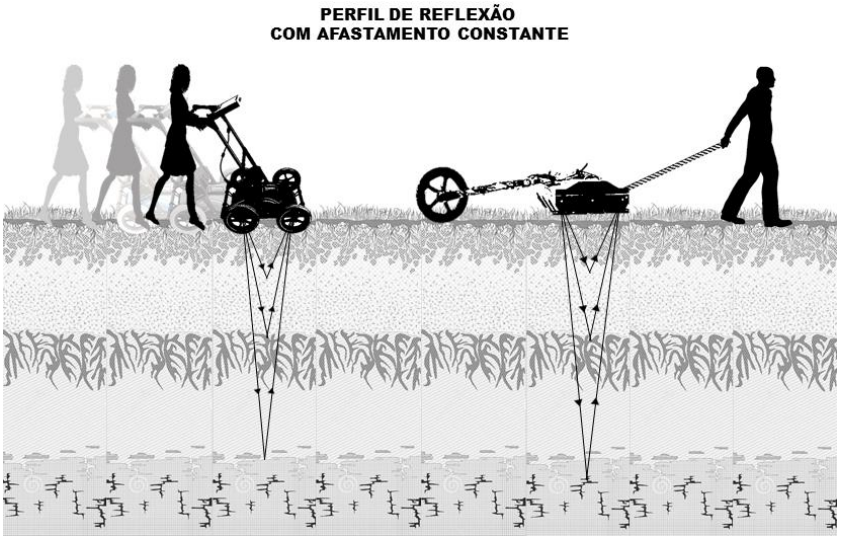
Frequência $[MHz]$	1000	400	200	100	50	25	10
Profundidade máxima de penetração $[m]$	1	2	4	25	30	40	50

Fonte: Adaptado de Porsani (1999)

O resultado dos perfis de reflexão GPR, denominado radargrama, consiste em uma imagem das mudanças de propriedades dielétricas em função do tempo duplo de percursos (transmissão e recepção do pulso eletromagnético) medido em nanosegundos ($1\ ns\ =\ 10^{-9}\ s$) (PORSANI, 1999).

Dentre os arranjos de aquisição dos dados GPR têm-se o perfil de reflexão por afastamento constante e a sondagem de velocidade *Wide-angle reflection and refraction* (WARR). O primeiro arranjo consiste no deslocamento das antenas transmissora e receptora com uma distância fixa entre elas para produzir imagens da subsuperfície em função da posição das antenas (Figura 11). Desta forma, o radargrama é representado no eixo horizontal pela distância percorrida e no eixo vertical pelo tempo duplo do sinal eletromagnético (BORGES, 2002).

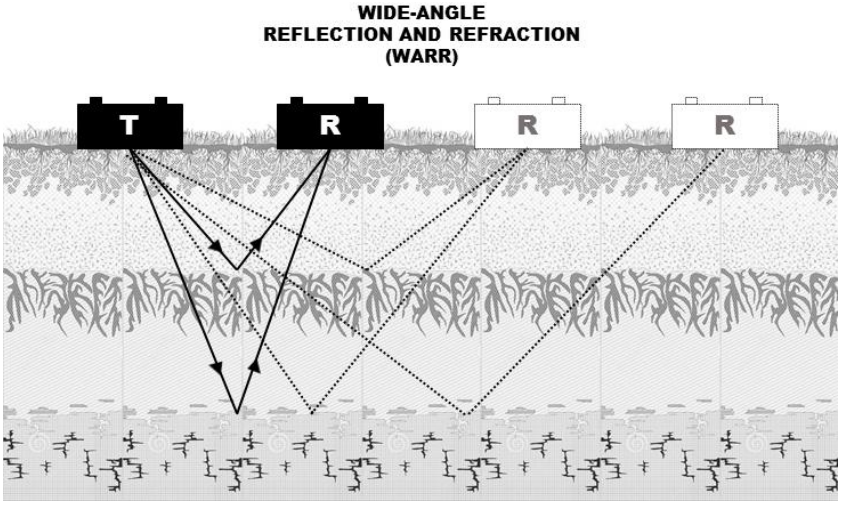
Figura 11. Perfil de reflexão com afastamento constante



Fonte: A Autora

O arranjo *Wide-angle reflection and refraction* (WARR) é utilizado para estimar a velocidade de propagação da onda para subsequente determinação da profundidade na subsuperfície. Para isso toma-se como referência o tempo duplo registrado e a variação do espaçamento entre as antenas (JOL, 2009). Nessa variação de espaçamento, a antena transmissora (T) é mantida fixa enquanto que apenas a receptora (R) é deslocada com afastamento constante (Figura 12).

Figura 12. *Wide-angle reflection and refraction* (WARR)



Fonte: A Autora

Diante dessas características do GPR, esse método é indicado para mapeamento geofísico, não invasivo, em subsuperfícies com baixa constante

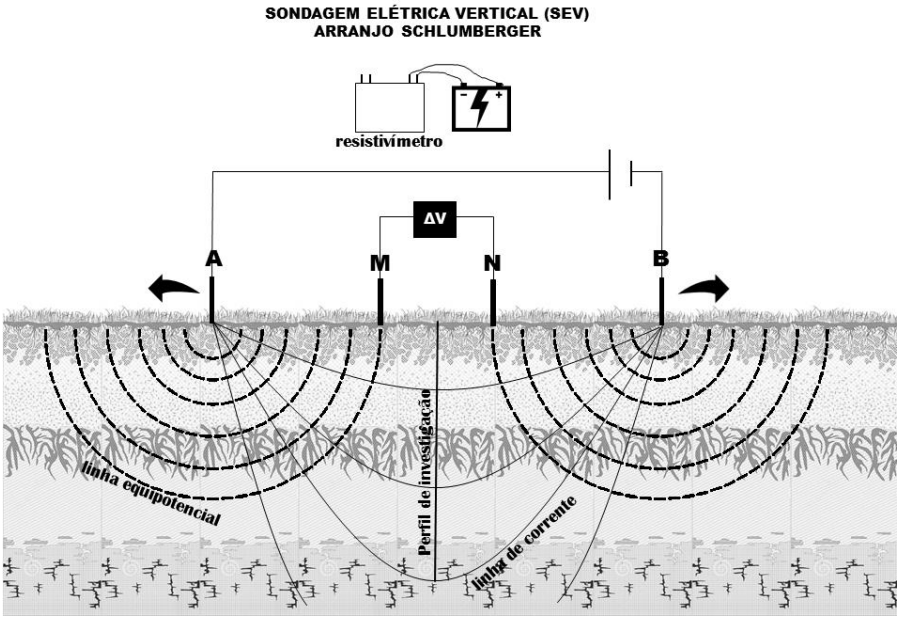
dielétrica, que propicia uma alta resolução vertical e horizontal, a identificação de camadas sedimentológicas, além de uma rápida aquisição dos dados. Por outro lado, esse método é aplicável com certas restrições (e.g. superfícies planas e áreas com baixa densidade de vegetação), bem como, possui limitada profundidade de investigação (BUTLER, 1992; NEAL, 2004).

5.4.7.2. Sondagem elétrica vertical (SEV)

A técnica da Sondagem Elétrica Vertical (SEV) utiliza-se do alinhamento de eletrodos emissores de corrente (A e B) e eletrodos de recepção de potencial (M e N), na mesma direção, com um ponto de investigação central e movimentação em dois sentidos opostos de maneira simétrica e crescente. Essa movimentação dos eletrodos, e consequente aumento da distância entre eles, resulta em camadas de investigação cada vez mais profundas (BRAGA, 2016).

O arranjo de movimentação dos eletrodos mais utilizado é o arranjo de Schlumberger (BORGES, 2002; BRAGA, 2006; 2016) em que se desloca os eletrodos A e B, e se considera a distância entre os eletrodos M e N (a) tendendo a zero (Figura 13).

Figura 13. Desenho esquemático de uma SEV com arranjo Schlumberger



Fonte: A Autora

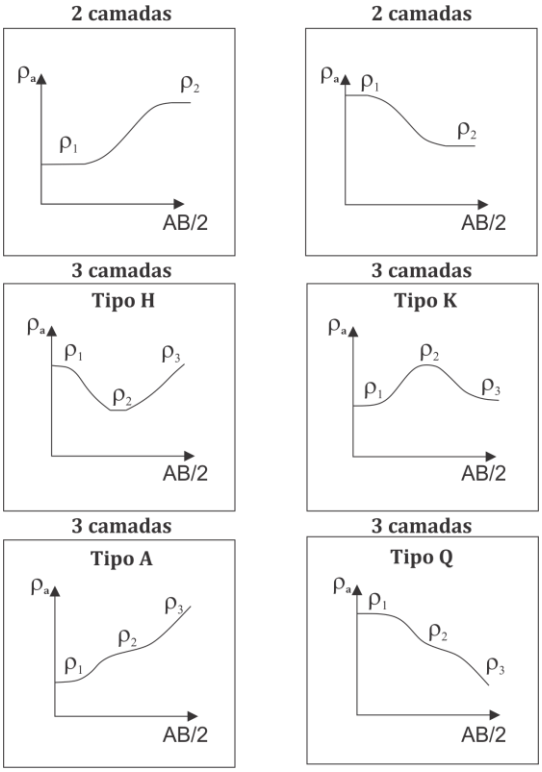
Os valores de resistividade aparente obtidos nas SEVs são representados em relação às distâncias entre os eletrodos de corrente através de uma curva construída

sobre uma base bilogarítmica. Esse gráfico é normalmente denominado de curva de SEV e é o que se toma como base para interpretação quantitativa do ensaio.

Para caracterizar um meio estratificado são usados valores de resistividade aparente (ρ_a) e distância de abertura dos eletrodos de corrente ($AB/2$) obtidos por estrato individualizado, enumerando-os a partir da camada mais superficial. Cada estrato denomina-se como estrato geoelétrico e o conjunto de estratos como corte geoelétrico. Um corte geoelétrico de n camadas representa um conjunto de n valores de resistividade e $n - 1$ valores de espessura, pois a espessura do último estrato não pode ser determinada já que o fluxo de corrente não o atravessa (ELIS, 1998).

A partir do número de estratos e das relações de desigualdade entre as resistividades das camadas, classificam-se os cortes geoelétricos conforme ilustrado na Figura 14. As curvas sintéticas de duas camadas apresentam duas possibilidades: i) $\rho_1 > \rho_2$ ou ii) $\rho_1 < \rho_2$. As de três camadas podem ser de quatro tipos: i) Tipo H ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), ii) Tipo K ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$), iii) Tipo A ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) e iv) Tipo Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$). Os cortes de mais de três estratos são compostos por combinações de curvas de três camadas.

Figura 14. Tipos de corte geoelétrico na interpretação de Sondagem Elétrica Vertical (ρ_a: resistividade aparente; $AB/2$: distância de abertura dos eletrodos de corrente)

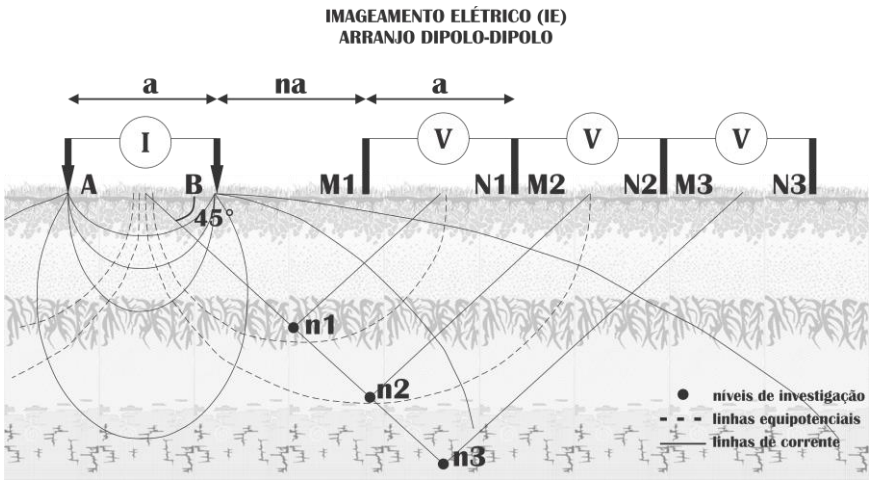


Fonte: Adaptado de Elis (1998)

5.4.7.3. Imageamento elétrico

A variação lateral de eletrorresistividade em subsuperfície, a um ou vários níveis de profundidade, pode ser detectada pela técnica conhecida como imageamento elétrico (IE). A Figura 15 mostra um esquema de IE realizado com o arranjo dipolo-dipolo.

Figura 15. Arranjo dipolo-dipolo no imageamento elétrico (IE)



Fonte: A Autora

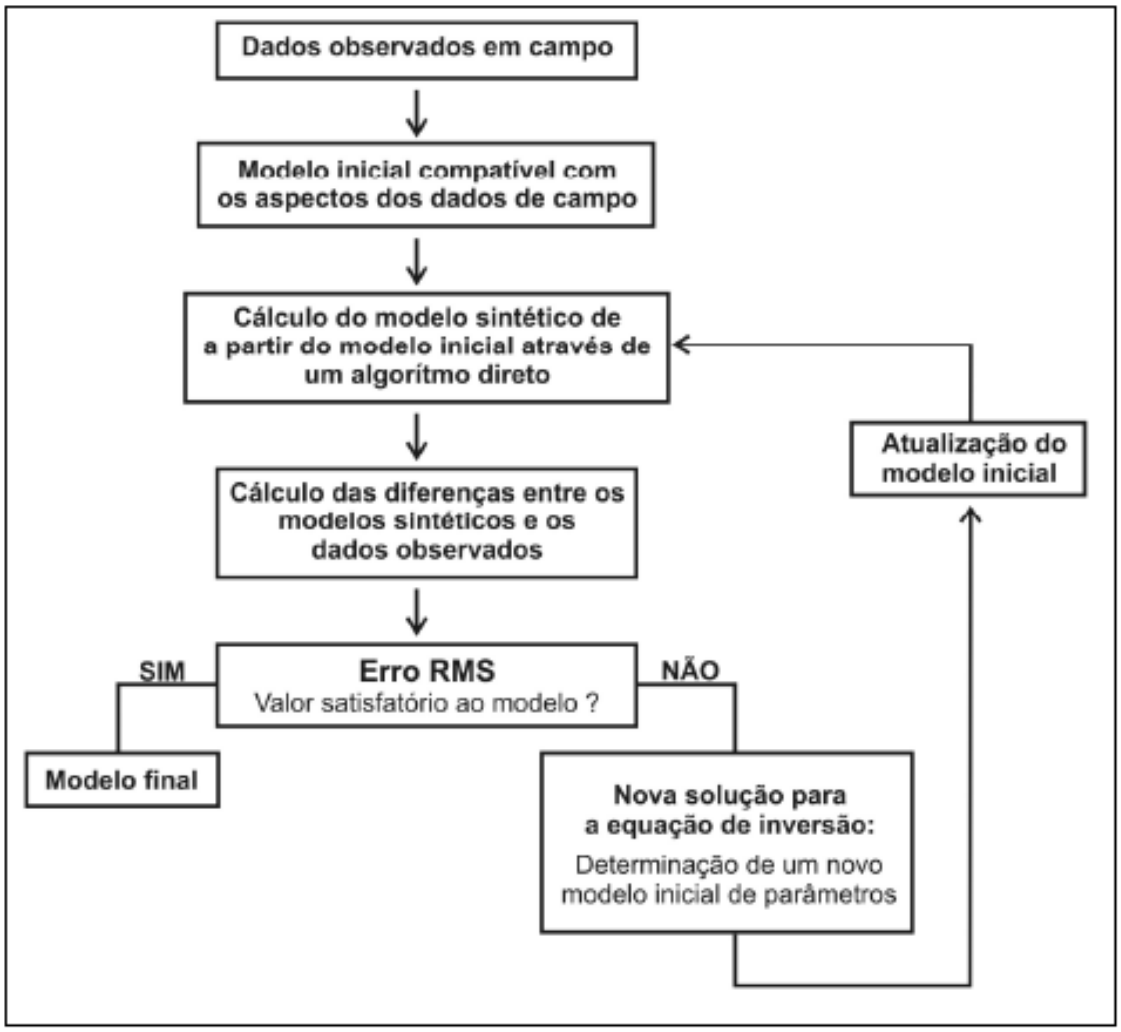
Os eletrodos A e B de injeção de corrente e M e N de potencial são dispostos seguindo um perfil e o arranjo é definido pelos espaçamentos $a = \overline{AB} = \overline{MN}$. As medidas são efetuadas em várias profundidades de investigação (n_i) atribuídas à intersecção das linhas que partem do centro de AB e MN com ângulos de 45º. Após a medição de potencial em todos os dipolos, todo o arranjo é movido a uma distância a, na linha, de modo que um novo conjunto de medidas seja realizado com os dipolos.

A interpretação qualitativa de um levantamento 2D refere-se à interpretação dos resultados na forma conhecida como “pseudo-seção”, que são os dados de resistividade aparente apresentados em mapas de contorno em uma seção 2D. Por outro lado, a interpretação quantitativa consiste na obtenção da distribuição de resistividade/cargabilidade mais real na subsuperfície através do processo de inversão. Para o caso de dados de resistividade, procura-se o modelo que produza a seção mais próxima possível da pseudo-seção medida. A Figura 16 apresenta um fluxograma básico de um algoritmo de inversão.

Importante enfatizar que todas as técnicas geofísicas fornecem uma aproximação das propriedades da subsuperfície, sendo indicada a utilização, em

paralelo, de métodos diretos de investigação (e.g. cartas geológicas, sondagens, amostragem de solo e água) para a devida interpretação (BRAGA, 2016; MOURA; MALAGUTTI FILHO, 2003).

Figura 16. Fluxograma básico de um algoritmo de inversão



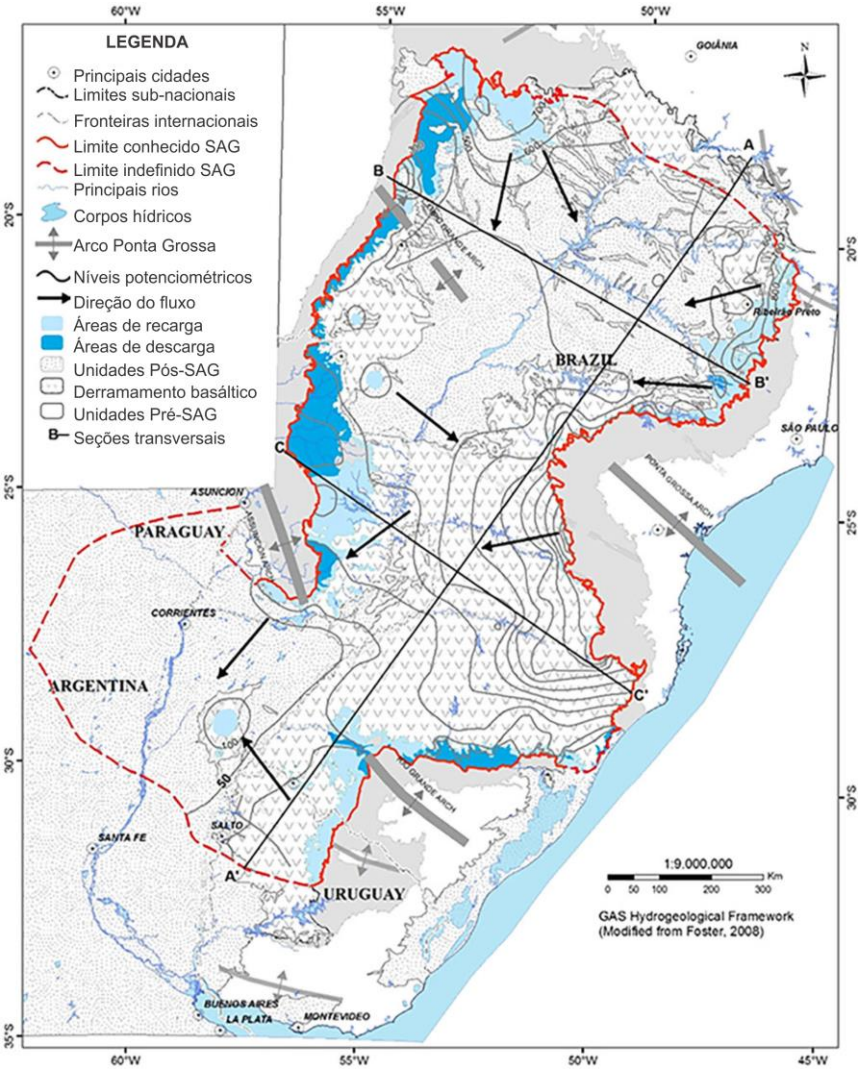
Fonte: Fachin (2007)

6. ÁREA DE ESTUDO

6.1. Sistema Aquífero Guarani (SAG)

Com uma área superior a 1.194.000 km², o Sistema Aquífero Guarani (SAG) caracteriza-se como um dos maiores aquíferos transfronteiriços com ocorrência em quatro países – Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Figura 17). Na porção brasileira, o SAG extrapola os limites da Bacia Sedimentar do Paraná ocorrendo no Mato Grosso do Sul em uma área de 213.200 km², Rio Grande do Sul com 157.600 km², São Paulo com 155.800 km², Paraná com 131.300 km², Goiás com 55.000 km², Minas Gerais com 51.300 km², Santa Catarina com 49.200 km² e Mato Grosso com 26.400 km² (OEA, 2009).

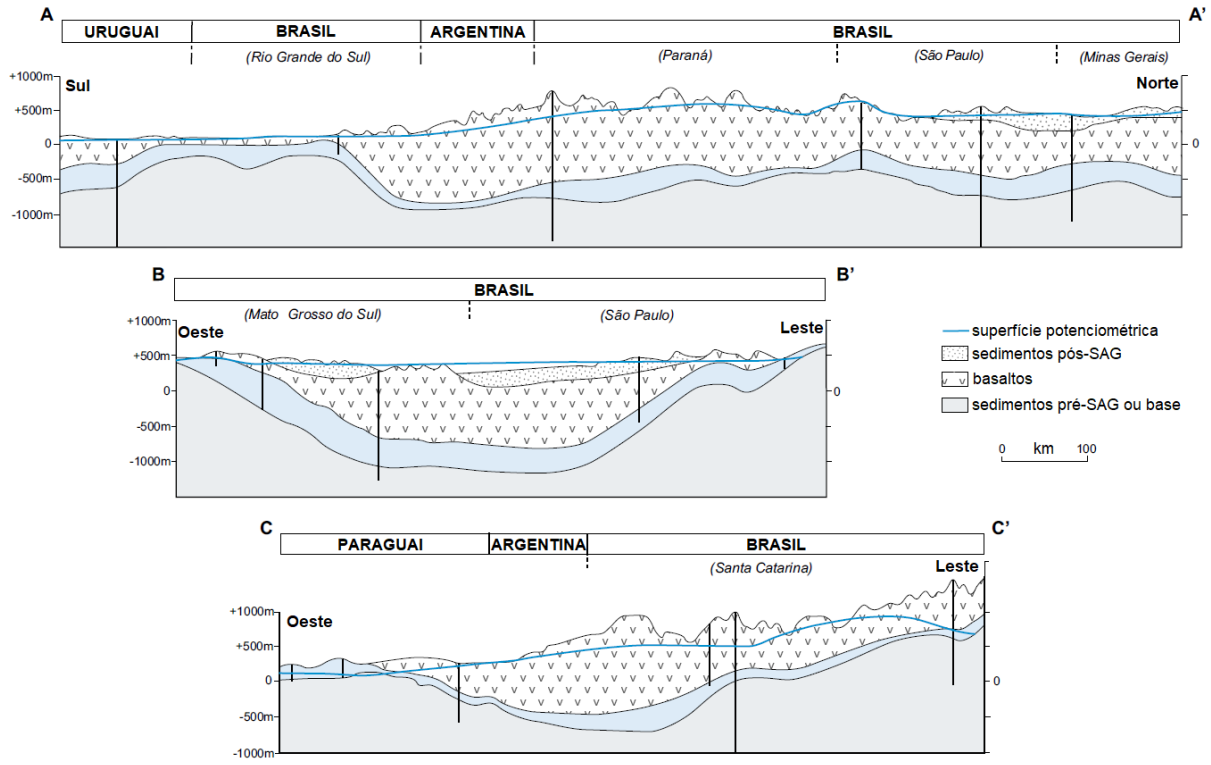
Figura 17. Mapa esquemático do SAG abrangendo 4 países com a indicação dos limites conhecidos e indefinidos, e dos fluxos d'água regionais



Fonte: Adaptado de Kirchheim et al. (2019)

Estratigraficamente, pode-se dividir em 3 unidades i) Pré-SAG, ii) SAG e iii) Pós-SAG (Figura 18). O SAG compõe-se de arenitos eólicos de idade Jurássica e depósitos flúvio-lacustres de idade Triássica sob derrames de rochas vulcânicas de idade Jurássico Superior e Cretáceo Inferior recobertos ou não por sedimentos Pós-SAG do Grupo Bauru do período Cretáceo Superior (SRACEK; HIRATA, 2002). A unidade hidrogeológica SAG da era Mesozoica possui estratos do período Triássico (Formações Santa Maria, Caturrita e Pirambóia no Brasil) e do período Jurássico (Formações Guará e Botucatu no Brasil, Missiones no Paraguai e na Argentina, Tacuarembó no Uruguai e na Argentina) (GASTMANS et al., 2012).

Figura 18. Seções transversais das estruturas geológicas do SAG. A localização das seções está indicada na Figura 17.



Fonte: Adaptado de Foster et al. (2009)

Os estratos de origem eólica de idade Jurássica são, em geral, pobremente cimentados (porosidade média de 17% e condutividade hidráulica na ordem de 0,2 a 4,6 m.dia^{-1}), classificados como bons aquíferos, de boa maturidade textural, com arcabouço constituído por grãos de quartzo bem arredondados e selecionados. Já os de origem flúvio-lacustre/eólico Triássico, com menor maturidade textural, possuem eficiência hidráulica inferior devido a altos níveis de argilosidade (porosidade média

de 16% e condutividade hidráulica de 0,01 a 4,6 m dia^{-1}) (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995; REBOUÇAS; AMORE, 2002).

As rochas vulcânicas, em sua predominância basaltos (Formação Serra Geral na Argentina e Brasil, Alto Paraná no Paraguai e Arapey no Uruguai), cobrem cerca de 90% da área de ocorrência do SAG confinando os arenitos cujos afloramentos são responsáveis pela recarga do aquífero (MANZIONE; WENDLAND; TANIKAWA, 2012; REBOUÇAS; AMORE, 2002). Esse derramamento basáltico pode estar recoberto por arenitos argilosos Grupo Bauru que configuram um aquífero superior (RABELO; WENDLAND, 2009).

A espessura média do SAG é de 250 m variando de 8 m próximo à fronteira entre Santa Catarina, Rio Grande do Sul e Argentina a 640 m na porção central do Mato Grosso do Sul (GASTMANS et al., 2012). As variações na espessura podem ser atribuídas ao controle estrutural durante a deposição, à variação faciológica ambiental e ao controle erosional do ambiente desértico (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995).

O escoamento das águas subterrâneas é controlado diretamente pelos megatraços estruturais Arcos Canastra e São Vicente, a Norte, Arcos Assunción e Pampeano/Puma, a Oeste, e Arco Rio de la Plata a Sul. Também há influência dos Arcos Ponta Grossa e Rio Grande e sinclinal Torres (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995; LABORATÓRIO DE ESTUDOS DE BACIAS, 2008a; 2008b). A direção do escoamento regional das águas subterrâneas ocorre das áreas de recarga ao Norte para o Sul seguindo o eixo principal da bacia sedimentar do Paraná, coincidindo com o rio Paraná (KIRCHHEIM et al., 2019).

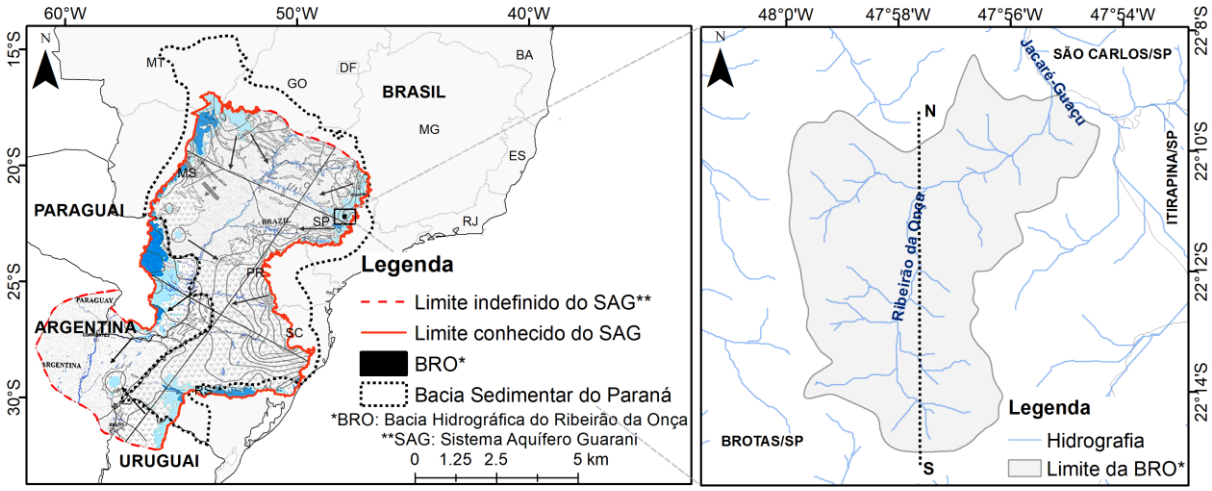
O levantamento proeminente da faixa leste da bacia possibilitou a erosão das camadas sedimentares sobrepostas às unidades constituintes do SAG, originando as áreas de recarga do aquífero, podendo apresentar sentido radial a partir das topografias mais altas a exemplo do que ocorre nos limites entre São Paulo e Minas Gerais. As principais áreas de descarga para as águas do SAG também foram decorrentes das áreas de afloramento na porção oeste dessa unidade hidrogeológica. A parte oeste do SAG representa uma área de descarga importante contribuindo para a rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Paraguai (GASTMANS et al., 2012).

6.2. Bacia Hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO)

A bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça está localizada no município de Brotas, São Paulo, entre os paralelos 22º8’ e 22º16’ Sul e os meridianos 47º54’ e

48º00’ Oeste. Esta bacia possui importância, localmente, na contribuição do rio Jacaré-Guaçu, afluente do rio Tietê, e, regionalmente, na recarga do Sistema Aquífero Guarani por estar em área de afloramento (Figura 19).

Figura 19. Detalhe da BRO no afloramento do SAG



Fonte: A Autora

De acordo com a classificação climática de Köppen-Geiger, a área de estudo possui clima subtropical úmido com inverno seco e verão chuvoso (Cwa). O período chuvoso compreende os meses de outubro a março. Dados climatológicos são obtidos, desde a década de 1970, por uma estação instalada no Centro de Recursos Hídricos e Estudos Ambientais (CRHEA). Os registros de temperatura e precipitação média anual, entre 1979 e 2014, foram de 21,6 ºC e 1486 milímetros (mm), respectivamente (CABRERA et al., 2016).

6.2.1. Características físicas

A bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça vem sendo estudada desde a década de 90 gerando diversos trabalhos que contribuíram para a caracterização física da bacia tais como Mattos et al. (1984), Pompêu (1990) e Preto Filho (1985). As informações físicas da bacia foram revisadas por Meira Neto et al. (2011) (Tabela 4).

A relação entre o comprimento dos cursos d’água e a área de drenagem da bacia resultou em um coeficiente de densidade de drenagem (D_d) de 0,95 km km^{-1}, caracterizando a área de estudo como mediamente drenada. Além disso, ao calcular a razão entre o perímetro da bacia e o perímetro da circunferência de área igual à da bacia, obtém-se um coeficiente de compacidade (k_{comp}) igual a 1,47.

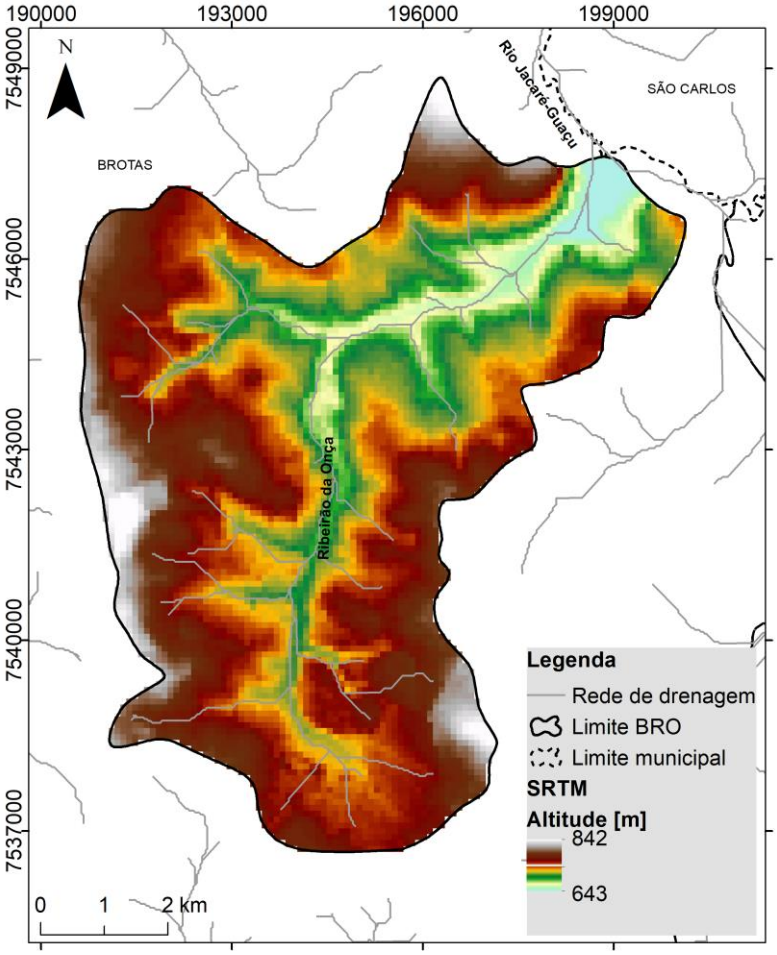
Tabela 4. Características físicas da BRO

Área de drenagem	65 km²
Perímetro	42 km
Comprimento axial	11 km
Extensão do curso d'água principal	16 km
Comprimento total dos cursos d'água	55 km
Declividade média	7,6 m km^{-1}

Fonte: Meira Neto et al. (2011)

O mapa altimétrico da BRO foi elaborado a partir de imagens da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), da missão do ano 2000, com resolução espacial de 90 m (Figura 20). As altitudes na bacia hidrográfica variam entre 643 e 842 m que, como esperado, as menores cotas coincidem com os cursos d'água e as maiores cotas, com os divisores topográficos.

Figura 20. Modelo digital de elevação (MDE-SRTM) da BRO com resolução espacial de 90 m



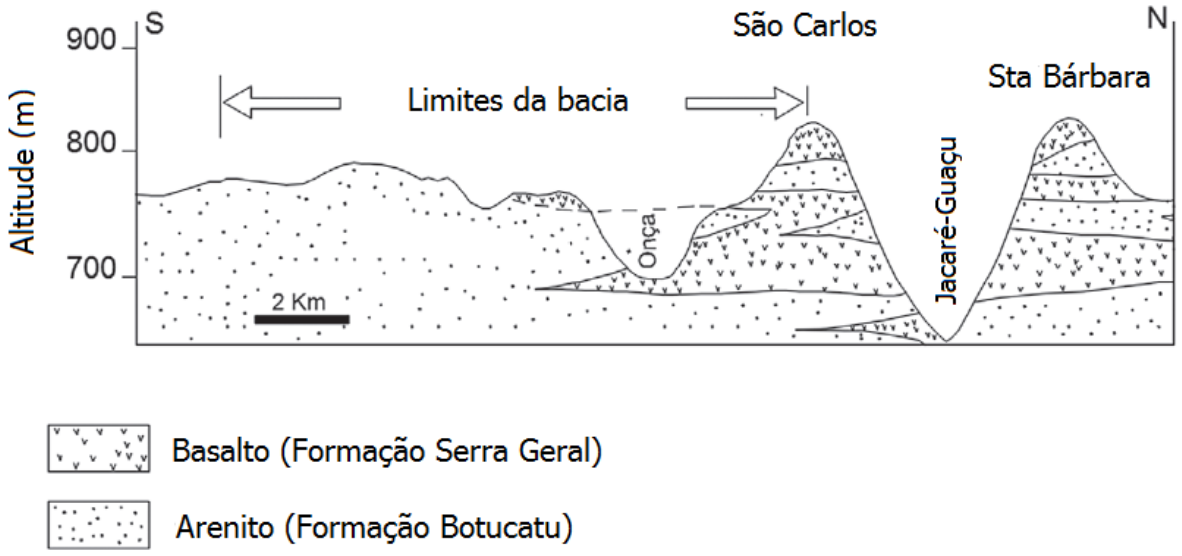
Fonte: A Autora

6.2.2. Geologia

6.2.2.1. Substrato rochoso

A estratigrafia da área estudada está representada, a partir da base, pelas formações Botucatu (Período Jurássico) e Serra Geral (Períodos Juro-Cretáceo) pertencentes ao Grupo São Bento de idade Mesozoica (Figura 21).

Figura 21. Seção geológica da BRO na direção Sul-Norte. A localização da seção está indicada na Figura 19.



Fonte: Wendland, Gomes e Troeger (2015)

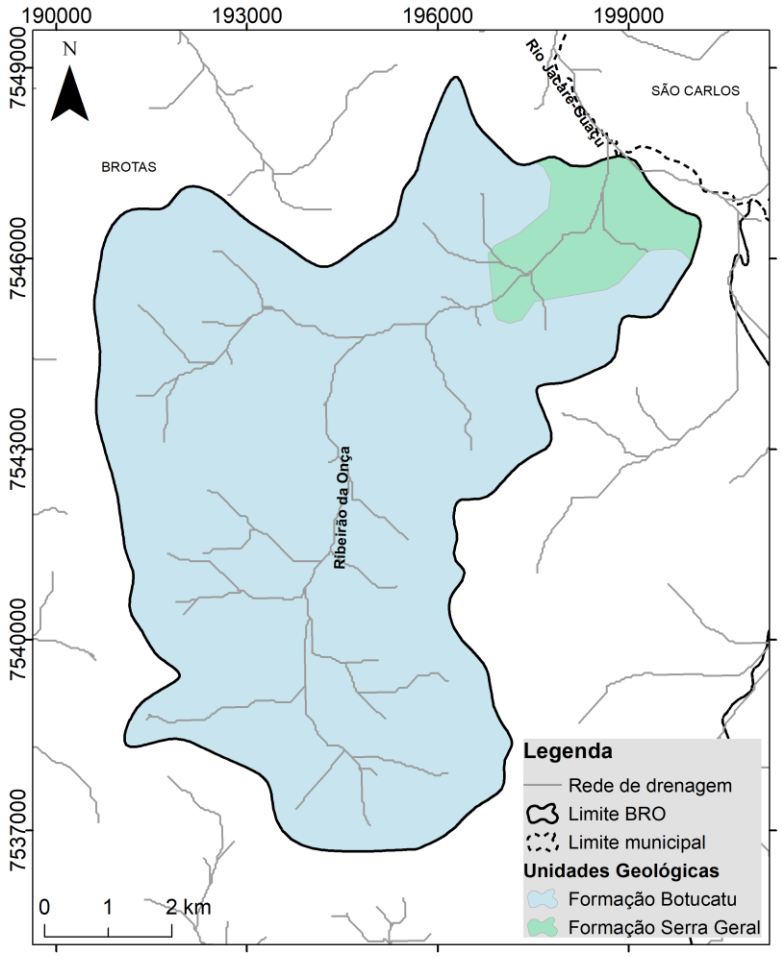
Com ocorrência predominante na BRO, a Formação Botucatu é composta por arenitos finos a médios de cores avermelhadas. Em alguns casos, há lentes intercaladas de argilito arenoso de cores avermelhadas. No aspecto mineral, predomina o quartzo compondo os grãos bem arredondados, regular a bem selecionados dessa Formação (MASSOLI, 2007). Os arenitos podem ser muito friáveis ou silicificados por processo de precipitação da sílica, tendo corpos conglomeráticos na base, bem como, fácies lacustres. A silicificação dos arenitos Botucatu é um processo recente resultante da precipitação de sílica através da água subterrânea (PARAGUASSU, 1972).

Derrames de basaltos formados por rochas de cor cinza a negra, e corpos intrusivos (Magmatitos Básicos) caracterizam a Formação Serra Geral. Arenitos típicos da Formação Botucatu podem intercalar os derrames com espessura variante entre decímetros a 50 metros (ALMEIDA et al., 1981). Na seção exutória da BRO existem exposições de rochas básicas que sugerem uma origem intrusiva,

configurando um dique de diabásio, já que a subjacente Formação Pirambóia se encontra em cota topográfica mais elevada. Essa hipótese requer investigações mais detalhadas a respeito da mineralogia e petrografia da rocha e as relações de contato (CASTRO JUNIOR; WENDLAND, 2015).

A distribuição espacial das Formações Geológicas ocorrentes na BRO pode ser visualizada na Figura 22 com a predominância da Formação Botucatu e ocorrência da Formação Serra Geral próxima ao exutório da bacia.

Figura 22. Mapa geológico da BRO



Fonte: A Autora

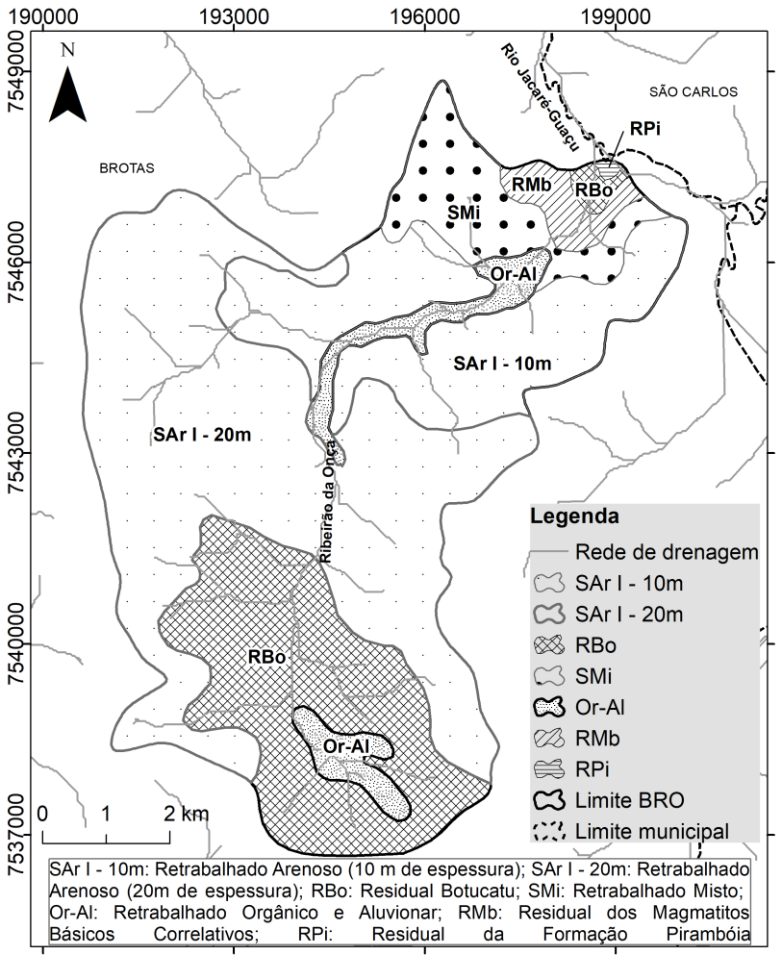
6.2.2.2. Materiais inconsolidados

Recobrindo toda a área da BRO, encontram-se materiais inconsolidados que podem ser classificados em dois grupos, segundo Nishiyama (1991). O primeiro, em materiais inconsolidados residuais, referentes aos que não passaram por qualquer tipo de transporte ou retrabalhamento. O segundo, dos materiais inconsolidados retrabalhados, sofreram mobilização ou retrabalhamento após a decomposição da

rocha matriz. Esses materiais controlam a taxa de infiltração e, consequentemente, a recarga do aquífero e o transporte de poluentes (ZUQUETTE; PALMA, 2006).

A Figura 23 mostra a distribuição espacial dos materiais inconsolidados existentes na BRO em que os mais abundantes são discutidos a seguir de acordo com o trabalho de Nishiyama (1991).

Figura 23. Distribuição espacial dos materiais inconsolidados na BRO



Fonte: Adaptado de Nishiyama (1991)

6.2.2.2.1. Materiais residuais

Recobrindo a parte sul da BRO, os materiais residuais da Formação Botucatu apresentam elevado teor de areia, geralmente acima de 80%, ausência de coesão, e espessura que pode ser superior a duas dezenas de metros recobertos por sedimentos arenosos Cenozoicos (SAr I). Em sua composição mineralógica, na fração argila predomina a caulinita e na fração areia o quartzo.

Os residuais da Formação Serra Geral e dos Magmatitos Básicos Correlativos possuem textura, predominantemente, argilosa. Todavia, em nível próximo à rocha

matriz apresentam fração preponderante de silte com coloração amarelada na presença de goethita e avermelhada na de hematita.

6.2.2.2.2. Materiais retrabalhados

A cobertura Cenozoica pode ser composta por materiais retrabalhado arenoso I (SAr I), misto (SMi) ou orgânico e aluvionar (Or/Al). Os primeiros recobrem, parcialmente, os materiais residuais da Formação Botucatu e dos magmatitos básicos. Classificam-se como areias pouco argilosas com linha de seixos em sua base e textura homogênea ao longo do perfil. Na fração areia, predomina o mineral quartzo, seguido por magnetita, ilmenita, leucoxênio, turmalina, entre outros. Na fração argila encontra-se, principalmente, o mineral caulinita.

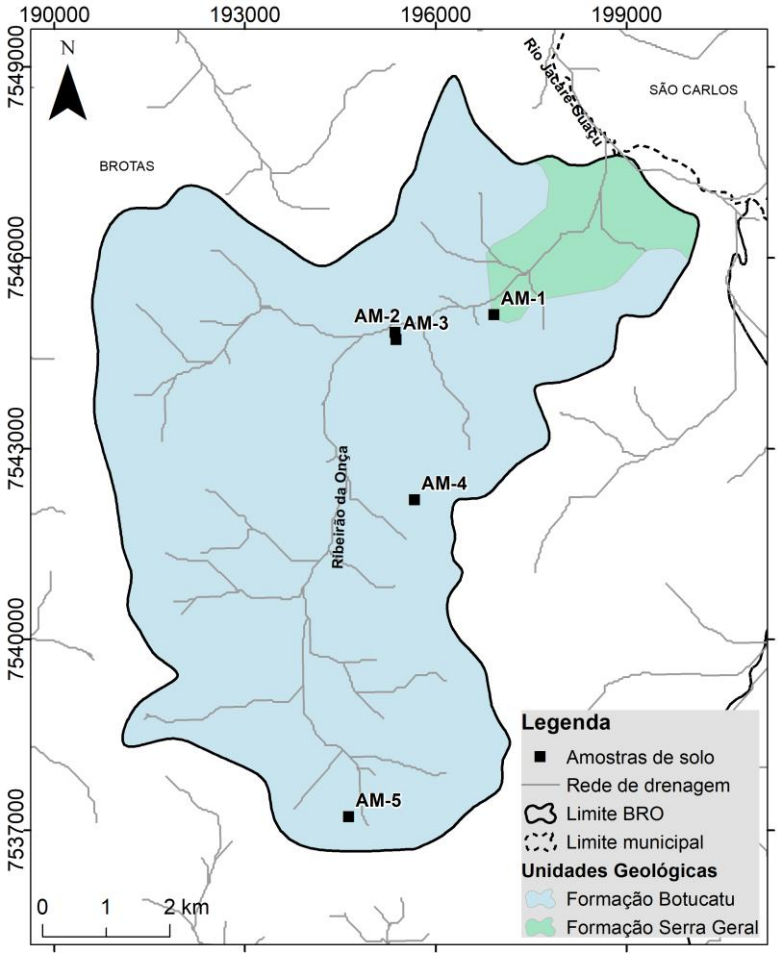
Outro material que pode ocorrer sobrejacente a magmatitos básicos é o retrabalhado misto caracterizado por uma composição mista de finos provenientes da decomposição dessas rochas e de materiais arenosos adjacentes (residuais da Formação Botucatu e/ou materiais arenosos retrabalhados). Apresentam coloração vermelho-escura proveniente da presença de óxido de ferro (hematita), na fração argila, com teor médio, em ferro total, de cerca de 7%.

Por último, típicos de ambiente de planícies aluvionares de cursos d'água, os materiais retrabalhados orgânicos e aluvionares apresentam camadas superficiais ricas em matéria orgânica com espessura inferior a 1 m e coloração preta a cinza claro. Dependendo do ambiente, sob a camada orgânica, podem ocorrer sedimentos aluvionares e/ou coluvionares de coloração cinza esbranquiçado. A composição textural é bastante diversa com teores argilosos e arenosos.

6.2.3. Hidrogeologia

Dentre as características hidrogeológicas conhecidas da área de estudo, tem-se o rendimento específico do solo (S_y) determinado por Gomes (2008), em 5 amostras indeformadas de solo (AM-1 a AM-5), através dos métodos de saturação e drenagem e de tensão da água no solo. Essas amostras foram coletadas em diferentes locais na bacia conforme mostra a Figura 24.

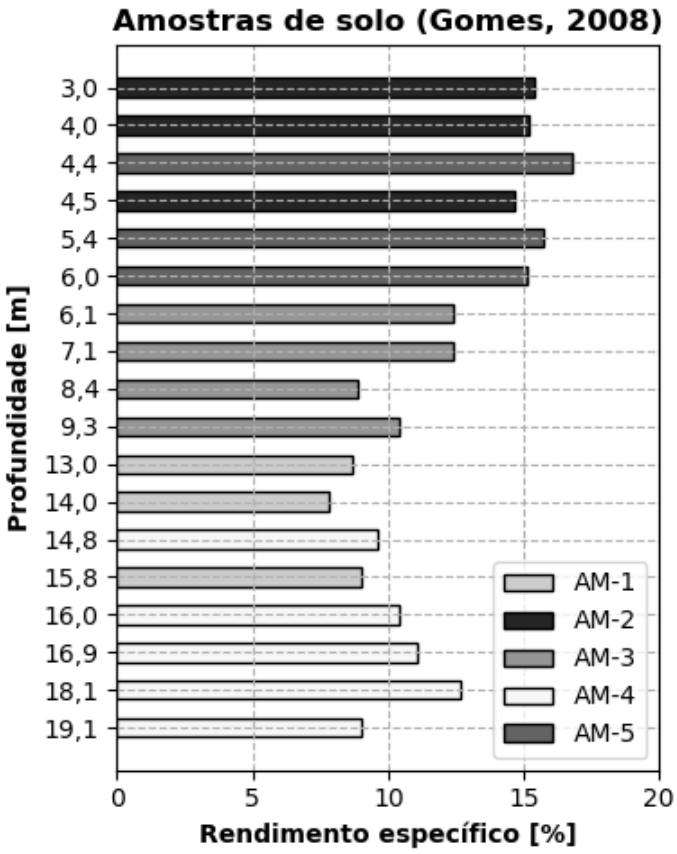
Figura 24. Locais de coleta das amostras indeformadas de solo



Fonte: A Autora

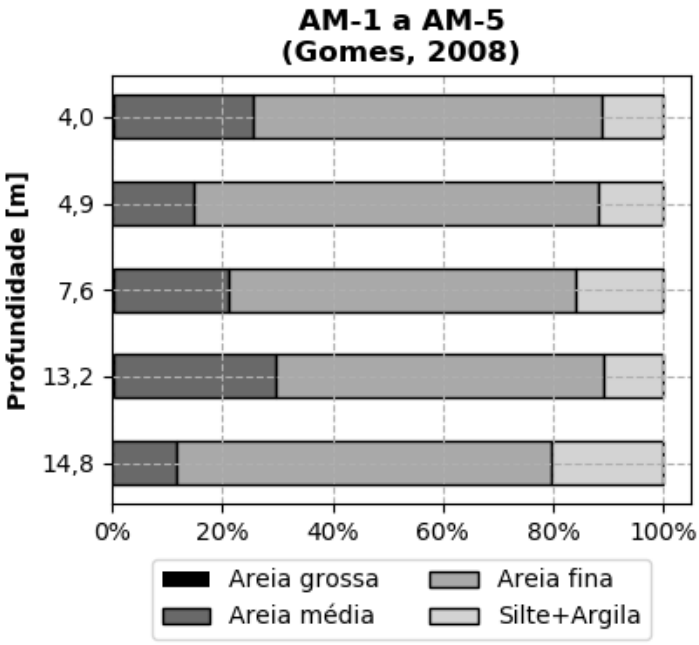
Os valores de rendimento específico dessas amostras variaram entre 7,8 e 16,8% com tendência de diminuição em camadas mais profundas (Figura 25). Nessas camadas também se observa o aumento no teor dos grãos mais finos (silte e argila), conforme mostra a Figura 26, que pode justificar os valores menores de S_y. De fato, a peptização e floculação de partículas coloidais (argilas não expansivas), e de minerais menores (e.g. caulinita), formam uma fina camada na superfície de outros minerais, sendo mantidos por forças de van der Waals, reduzindo, assim, os espaços intersticiais (CARDOSO; BALABAN, 2015).

Figura 25. Rendimento específico em diferentes profundidades



Fonte: Adaptado de Gomes (2008)

Figura 26. Análise granulométrica do solo

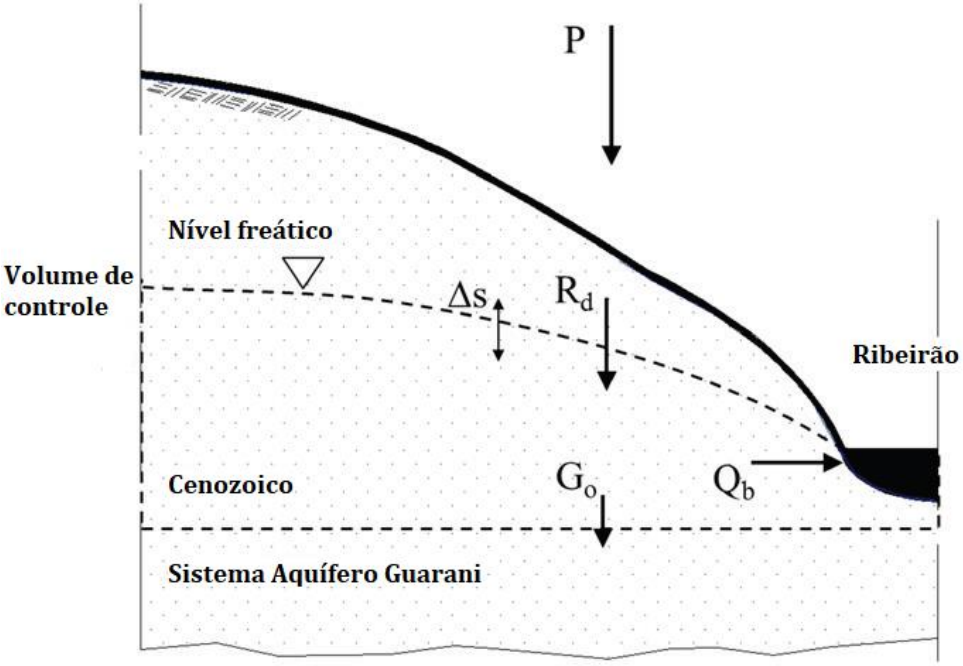


Fonte: Adaptado de Gomes (2008)

A estimativa da recarga subterrânea na área de estudo vem sendo estudada utilizando lisímetros, métodos do balanço hídrico em zona saturada e o método de flutuação de nível d'água (*Water Table Fluctuation* – WTF) (BARRETO, 2006; CUNHA, 2003; MELO; CABRERA; WENDLAND, 2017; MELO; WENDLAND; GUANABARA, 2015). As taxas anuais de recarga estimadas variaram entre 7% (80 mm) e 20% (359 mm) da precipitação do ano mais seco (2005-2006) e do ano mais chuvoso (2010–2011), respectivamente (LUCAS; GUANABARA; WENDLAND, 2012).

O modelo conceitual hidrogeológico da BRO supõe que a camada de sedimentos Cenozoicos define um aquífero freático de circulação rápida da recarga subterrânea (Figura 27). A camada subjacente, composta pelos arenitos Botucatu e Pirambóia, corresponderia ao Sistema Aquífero Guarani (CONTIN NETO, 1987; WENDLAND; GOMES; TROEGER, 2015).

Figura 27. Modelo hidrogeológico conceitual da BRO de circulação rápida e contribuição regional para o SAG



Fonte: Adaptado de Wendland, Gomes e Troeger (2015)

6.2.4. Pedologia

A Tabela 5 indica as mudanças na terminologia das classes de solo presentes na BRO. Já a Figura 28 apresenta a distribuição das classes pedológicas presente na BRO. Os aspectos pedológicos da área de estudo a seguir foram descritos por Castro

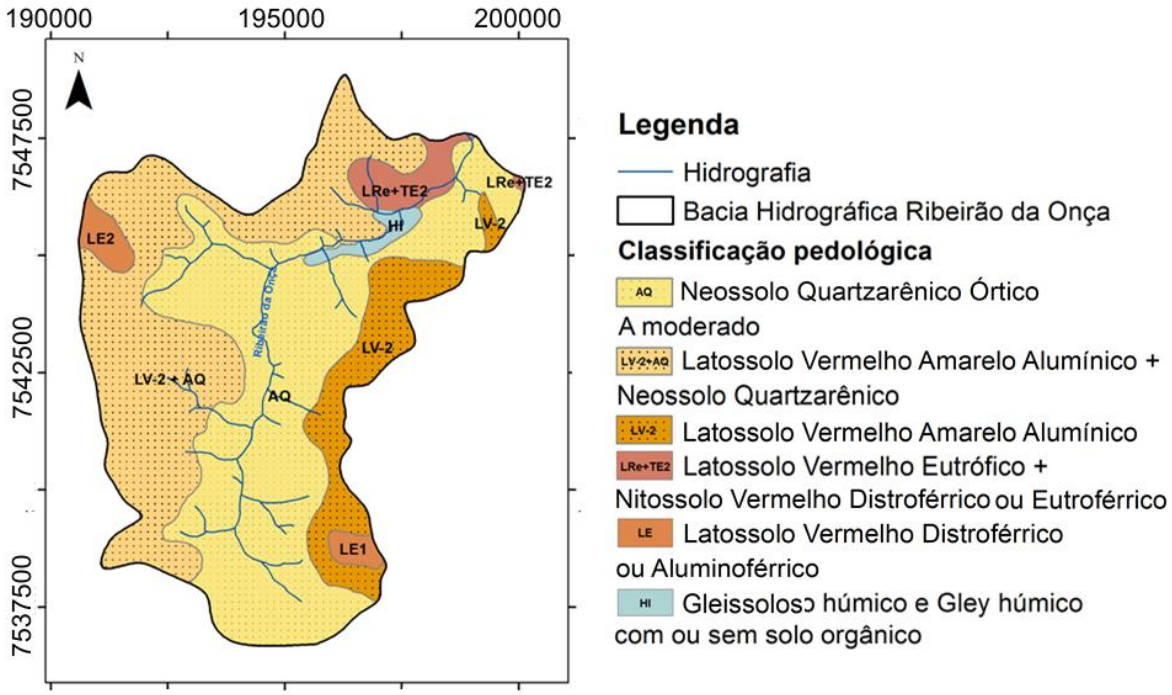
Junior e Wendland (2015) seguindo a nova classificação pedológica conforme o Sistema de Classificação da EMBRAPA (SANTOS et al., 2013).

Tabela 5. Terminologia das classes de solo segundo o antigo e o novo Sistema de Classificação da EMBRAPA

Classificação Pedológica Antiga	Classificação Pedológica Nova
Areia Quartzosa	Neossolo Quartzarênico
Latossolo Vermelho Escuro	Latossolo Vermelho escuro
Latossolo Roxo	Latossolo Vermelho
Latossolo Vermelho Amarelo	Latossolo Vermelho Amarelo
Podzólico Vermelho Amarelo	Argissolo Vermelho Amarelo
Terra Roxa Estruturada	Nitossolo
Solo Litólicos	Neossolo Litólicos
Solo Hidromórficos	Gleissolo

Fonte: Adaptado de Santos et al. (2013)

Figura 28. Mapa pedológico da área de estudo



Fonte: Adaptado de Oliveira e Prado (1984)

a) Neossolo quartzarênico órtico (AQ): solos que ocupam a maior extensão da BRO desenvolvidos sobre material predominantemente quartzoso sob atenuada ação pedogenética acarretando perfis homogêneos. Não apresentam contato lítico dentro de 50 cm de profundidade em que os horizontes A-C possuem textura areia ou areia fina até, no mínimo, uma profundidade de 150 cm ou até o contato lítico. Sua composição é essencialmente quartzosa (95% ou mais nas frações areia grossa e areia fina), calcedônia e opala. Normalmente, há a sucessão dos horizontes A e C em

que são diferenciados por um ligeiro aumento no teor de argila com discreto desenvolvimento de estrutura. Possuem consistência muito friável, não plástica e não pegajosa;

b) Latossolo vermelho amarelo alumínico (LV-2): horizonte A fraco ou moderado, textura média do horizonte B com teor de argila inferior a 20% ou, se entre 20 e 25%, predominância de areia grossa a fina, caráter álico ou distrófico. Solos muito profundos, atingindo vários metros de espessura em que a transição entre subhorizontes é plana e gradual ou difusa;

c) Latossolo vermelho eutrófico (LRe): horizonte A moderado, textura muito argilosa ou argilosa, teor de areia grossa inferior a 20%. Solos muito profundos com horizontes homogêneos. Amostras secas possuem consistência ligeiramente dura, quando úmidas, friável ou muito friável e, se molhadas, ligeiramente pegajosa devido aos elevados teores de óxido de ferro/alumínio;

d) Nitossolo vermelho distroférrico ou eutroférrico (TE2): horizonte A moderado, textura argilosa. Solos originados de basalto encontram-se associados aos latossolos vermelho eutrófico com difícil diferenciação entre eles;

e) Gleissolos (Hi): solos com textura exclusivamente areia ou areia franca em todos os horizontes até profundidade de 150 cm ou contato lítico. Constituem-se por material mineral com horizonte glei iniciando-se a partir dos primeiros 50 cm da superfície do solo. São comuns em áreas mal drenadas de planícies aluvionais geralmente com presença de nascentes;

f) Latossolo vermelho distroférrico ou aluminoférrico (LE): horizonte A moderado, textura argilosa ou muito argilosa, caráter distrófico ou álico. Solos com consistência friável quando úmidos, e plástica e pegajosa quando molhados.

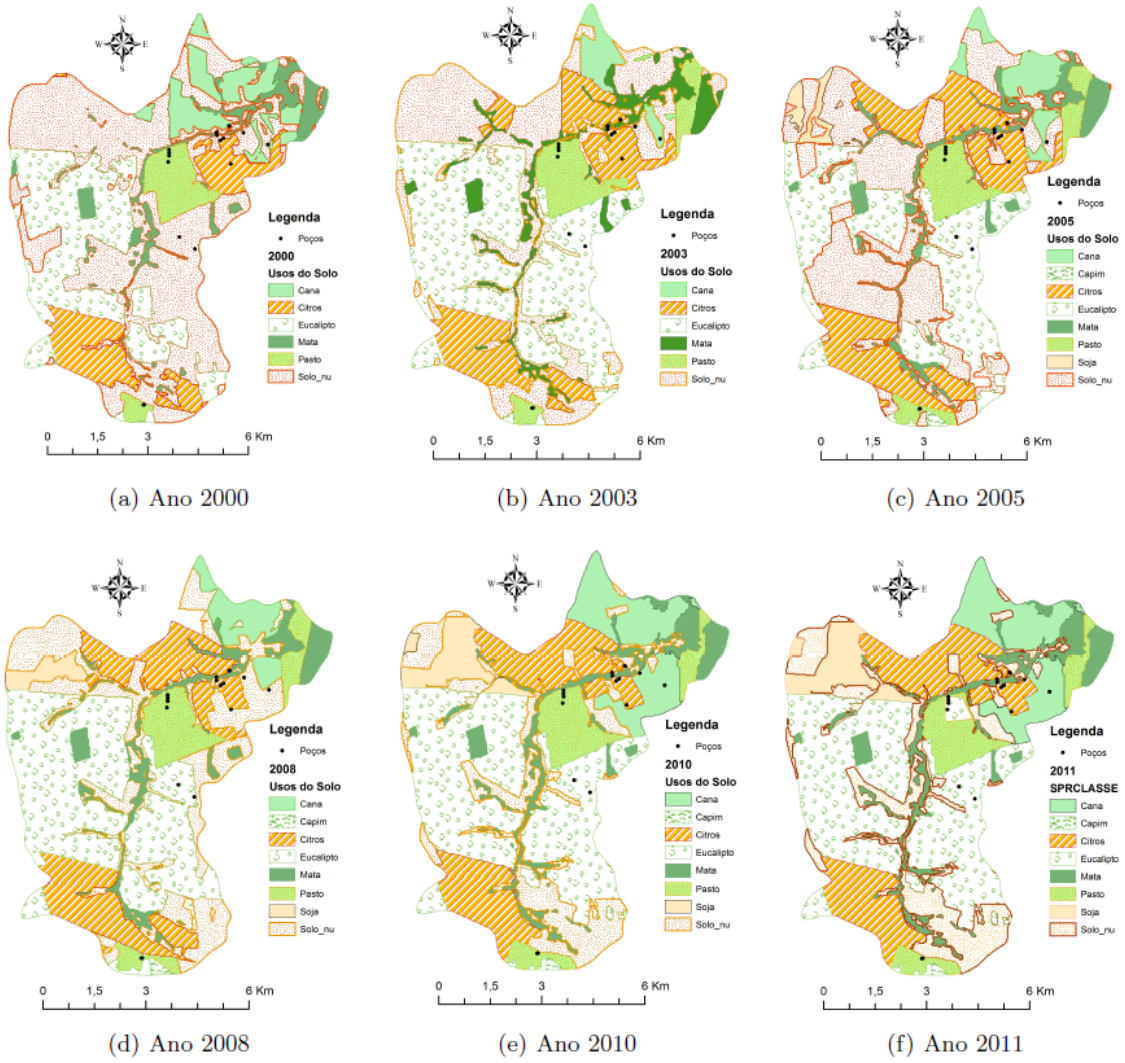
6.2.5. Uso e ocupação do solo

As atividades de pecuária, agricultura e de subsidência dominam a paisagem na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça com alguns remanescentes de vegetação nativa Cerrado. As culturas agrícolas hegemônicas são cana-de-açúcar, eucalipto e citrus. Pastagens com criação bovina e suína também compõem a paisagem da área de estudo.

A evolução do uso e ocupação do solo na bacia, do ano 2000 a 2011, pode ser observada na Figura 29. Cada série anual de classes de usos do solo fora gerada a partir de um modelo linear de mistura espectral aplicado em imagens do radar Landsat

7 (resolução espacial de 30 m). Ao todo foram identificadas 6 classes (cana-de-açúcar, citros, eucalipto, mata, pasto e solo exposto) (MANZIONE; WENDLAND; TANIKAWA, 2012).

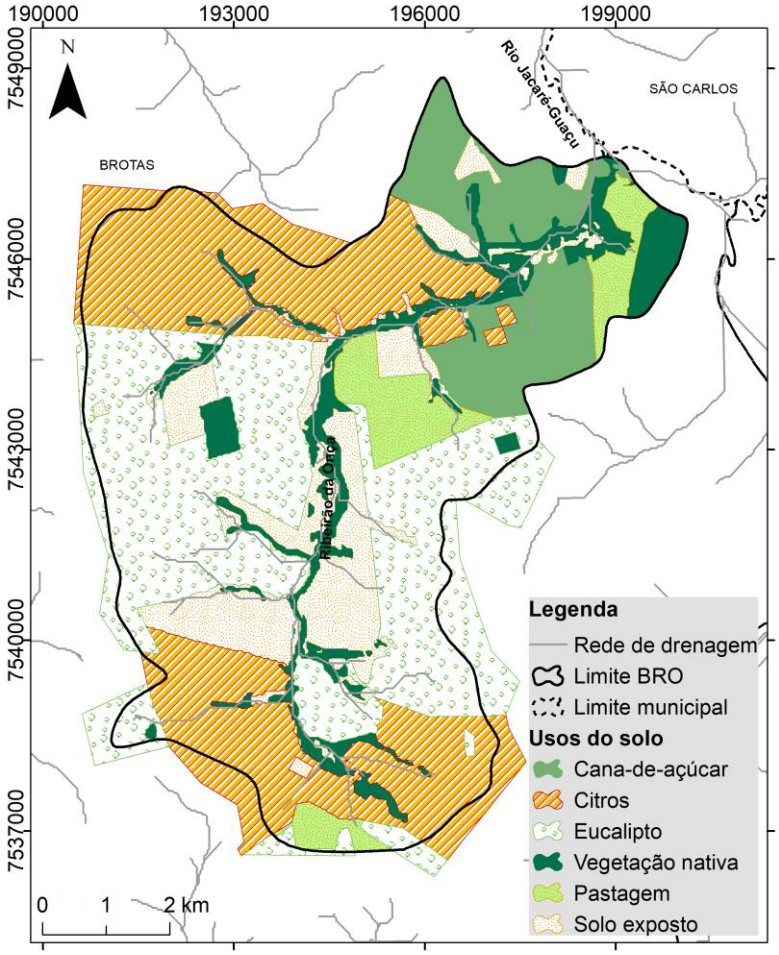
Figura 29. Distribuição das classes de uso e ocupação do solo entre os anos 2000-2011



Fonte: Melo (2013)

A classificação do uso do solo mais recente, referente ao ano de 2017, apontou que 30,7% da área estava ocupada por eucalipto, seguido por 26,9% com citros, 13,7% de solo exposto, 11,6% cana-de-açúcar, 10,7% vegetação nativa e 6,3% pastagem (Figura 30).

Figura 30. Mapa de uso do solo referente ao ano de 2017.



Fonte: A Autora

7. MATERIAL E MÉTODOS

Nesta seção são descritas as metodologias aplicadas para este trabalho podendo ser dividida em quatro etapas: i) rede de monitoramento da área de estudo, ii) mapeamento geofísico, iii) estimativa da recarga subterrânea e iv) simulação numérica de escoamento subterrâneo. Essas metodologias visaram contribuir para o que fora verificado por Gouvêa e Wendland (2011) sobre a relevância das propriedades hidrogeológicas (e.g. porosidade) e da espacialização do uso do solo na análise do processo de recarga do aquífero.

7.1. Rede de monitoramento

Na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO) são realizadas medições de i) variáveis meteorológicas em 3 estações, ii) vazão em 3 seções (2 calhas Parshall e 1 estação fluviométrica), e iii) nível freático em 34 poços (sendo 5 fora do limite da BRO) distribuídos em diferentes usos do solo (Figura 31). Também se localiza, na área de estudo, 1 estação pluviométrica (EP-ANA) (código 2247197) da Agência Nacional das Águas (ANA).

Apesar de estar fora do limite da área de estudo, a estação climatológica do Centro de Recursos Hídricos e Estudos Ambientais (EC-CRHEA) fornece dados, representativos para a BRO, de temperatura do ar e da água, velocidade do vento a diferentes alturas, evaporação em tanque Classe A, chuva, radiação solar, insolação, pressão atmosférica e umidade relativa do ar.

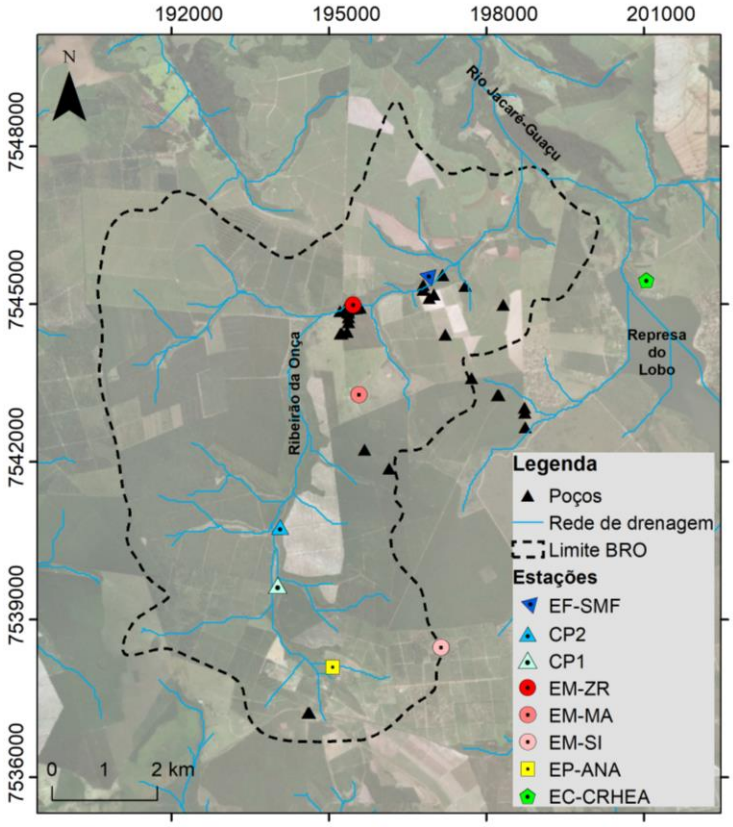
Nas estações meteorológicas Monte Alegre (EM-MA) e Santo Inácio (EM-SI) são monitoradas as variáveis temperatura, umidade relativa do ar, precipitação, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento e fluxo de radiação solar. Essas variáveis também são monitoradas na estação meteorológica Zona Ripária (EM-ZR), com as alturas dos instrumentos definidas em função do monitoramento específico da evapotranspiração em zona ripária.

O monitoramento sub-horário e contínuo das vazões da BRO nas Calha Parshall 1 (CP1), Calha Parshall 2 (CP2) e na estação fluviométrica (EF-SMF) ocorre com o uso de transdutores de pressão (Mini-Diver, Schlumberger Ltd., e Levelogger, Solinst Canada Ltd.). Também se realiza na estação fluviométrica (EF-SMF) a medição quinzenal da vazão com o uso de um molinete fluviométrico.

Os poços de monitoramento foram instalados utilizando tubos de polietileno (PVC), com 2 m de filtro em sua base, a diferentes profundidades. Medições são

realizadas a cada 15 dias com medidor elétrico de nível d'água desde o ano de 2004. Transdutores de pressão (Mini-Diver, Schlumberger Ltd., e Levelogger, Solinst Canada Ltd.), com dois registros diários (12/12h), complementam as medições manuais. As flutuações barométricas são corrigidas com dados de pressão atmosférica de transdutor de pressão (Baro-Diver, Schlumberger Ltd.).

Figura 31. Distribuição dos instrumentos de monitoramento na BRO



Fonte: A Autora

7.2. Mapeamento geofísico

A realização desta etapa do trabalho contou com o apoio técnico do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) e do Instituto de Geociências (IGc), da Universidade de São Paulo (USP), que disponibilizaram equipamentos e corpo técnico necessários para o mapeamento geofísico.

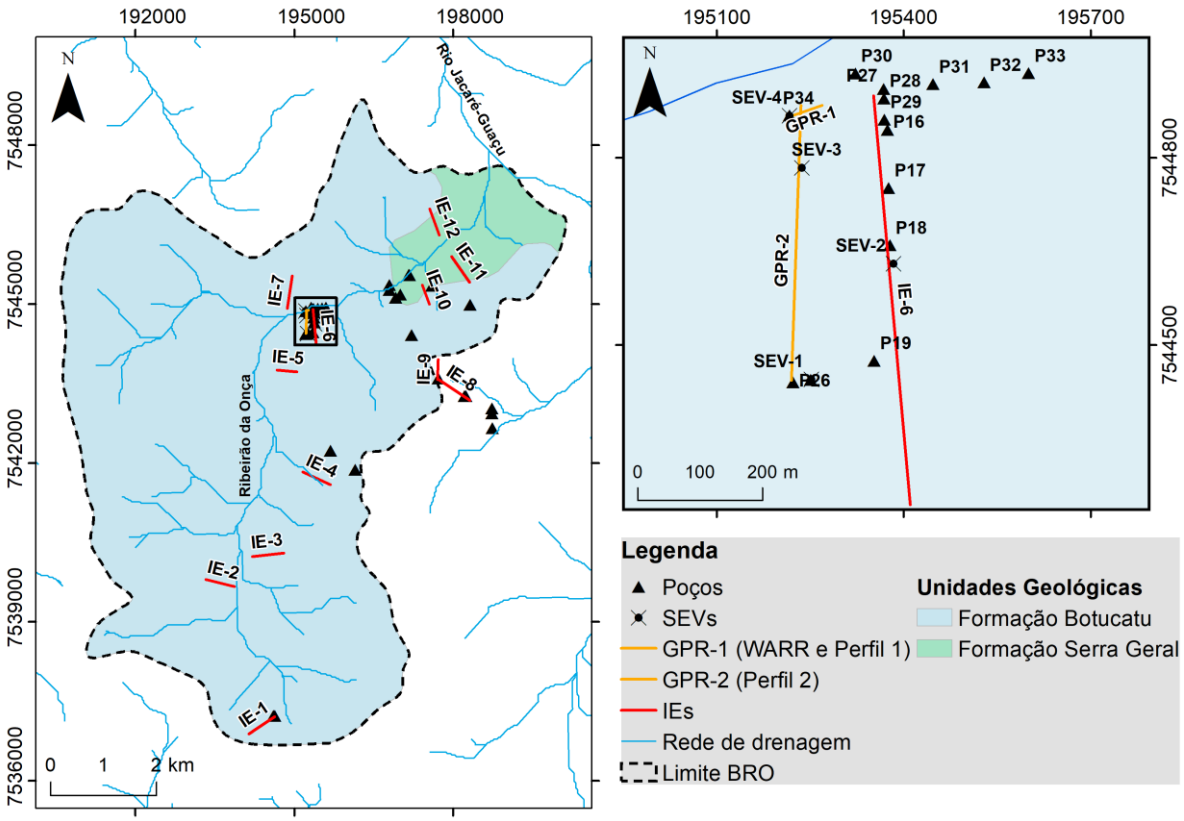
Métodos geofísicos elétricos e eletromagnéticos são particularmente relevantes em estudos de hidrogeologia devido à sensibilidade na detecção de variações no teor de umidade em subsuperfície que influenciam diretamente os parâmetros de resistividade e condutividade elétrica (MILSOM; ERIKSEN, 2011; RUBIN; HUBBARD, 2005). Com isso, o *Ground Penetrating Radar* (GPR) e as técnicas geoelétricas

Sondagem Elétrica Vertical e Imageamento Elétrico foram selecionados para este trabalho. Também foram consideradas a disponibilidade de equipamentos do IAG e IGc e a praticidade de campo.

7.2.1. Linhas de investigação

A distribuição das sondagens geofísicas considerou a proximidade dos poços perfurados na BRO para obter informações litológicas dos perfis construtivos (Figura 32). A maioria das técnicas geofísicas foi aplicada em área da Formação Botucatu, exceto os IE-10, IE-11 e IE-12 inseridos na Formação Serra Geral. A Tabela 6 mostra um resumo das técnicas geofísicas e os respectivos equipamentos aplicados na BRO.

Figura 32. Localização das sondagens geofísicas (GPR, SEV e IE)



Fonte: A Autora

7.2.2. *Ground Penetrating Radar* (GPR)

A fim de atingir diferentes profundidades para melhor mapear a subsuperfície, diferentes antenas foram testadas em maio de 2017. Os aparelhos utilizados foram o GPR GSSI SIR-3000 e o SIR-4000 com antenas de 200MHz, 270MHz (bi-estáticas e blindadas) e de *Multi Low Frequency* (20-80 MHz), sem blindagem.

Tabela 6. Resumo das técnicas geofísicas utilizadas para o mapeamento geofísico

Técnica	Arranjo	Equipamento utilizado
GPR	Perfil de reflexão com afastamento constante	GSSI SIR-3000 e SIR-4000 com antenas de 200 MHz e 270 MHz
	Arranjo *Wide-Angle Reflection and Refraction* (WARR)	GSSI SIR-3000 com antena de 200 MHz
	Perfil de reflexão com afastamento constante	GSSI com antenas de 40 MHz (MLF – *Multi Low Frequency*)
SEV	Arranjo Schlumberger	Resistivímetro Syscal R2 (Iris)
IE	Arranjo Dipolo-dipolo	Resistivímetro Syscal R2 (Iris) Resistivímetro Syscal Pro (Iris)

Fonte: A Autora

Primeiramente, foi realizado um perfil de reflexão com afastamento constante com antenas de 270 MHz e 200 MHz, traço de 10 centímetros (cm), empilhamento (*stacking*) de 64 e constante dielétrica de 15 (Figura 33, Figura 34 e Figura 35). Em seguida, foram feitos perfis de WARR, com antena de 200 MHz, para definição da velocidade propagação da onda eletromagnética (Figura 36). Antenas MLF de 40 e 80 MHz foram utilizadas em perfil com afastamento constante (Figura 37 e Figura 38).

O processamento dos dados GPR foi executado nos *softwares* Radan 7.0 (GSSI) e Reflexw pela equipe do IAG-USP. As principais etapas do processamento foram correção tempo zero, filtro passa banda, ganho a partir da curva média de decaimento da amplitude, filtragem espacial de 3 traços (*scans*), conversão de tempo para profundidade e correção topográfica. A conversão tempo-profundidade foi baseada no resultado das análises de sondagem WARR.

7.2.3. Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

Ao todo foram realizadas 4 SEVs, com arranjo Schlumberger, nos períodos de maio e novembro de 2017, e junho e outubro de 2018. As aberturas de eletrodos de corrente (AB/2) foram de 300 m na SEV-1 (Figura 39), 400 m na SEV-2 (Figura 40), 200 m na SEV-3 (Figura 41) e 80 m na SEV-4 (Figura 42). O equipamento utilizado foi o resistivímetro Syscal R2 (Iris) (Figura 43). Como os locais das SEVs foram arenosos e muito seco adicionou-se solução de cloreto de sódio para melhorar a interface de contato com solo até atingir resistividades de contato inferiores a 20 Ω m. Após a coleta de campo, os dados das SEVs foram tratados e processados no software IPI2Win (BOBACHEV, 2002).

Figura 33. GPR GSSI SIR-4000 com antena de 270 MHz

Figura 34. GPR GSSI SIR-3000 com antena de 200 MHz

Figura 35. Execução do perfil com afastamento constante

Figura 36. Execução do WARR

Figura 37. MLF com antena de 40 MHz

Figura 38. MLF com antena de 80 MHz

Figura 39. SEV-1, próxima ao poço P24

Figura 40. SEV-2, próxima ao poço P18

Fonte: A Autora

Figura 41. SEV-3

Figura 42. SEV-4, próxima ao poço P34

Figura 43. Resistivímetro Syscal R2 (Iris)

Fonte: A Autora

7.2.4. Imageamento Elétrico (IE)

Diferente da SEV, o imageamento elétrico (IE) fornece um produto 2D, com boa detecção das variações laterais de resistividade, gerando pseudo-seções de resistividade aparente. Essas pseudo-seções são inseridas em programas específicos de inversão dos dados, a exemplo do RES2DINV (LOKE; BARKER, 1996a; 1996b), o qual permite a elaboração de um modelo geoelétrico de subsuperfície que melhor corresponda às medidas de eletrorresistividade obtidas.

Um total de 12 imageamentos elétricos foi executado em áreas com diferentes usos do solo (eucalipto, pastagem, citros e cana-de-açúcar) conforme ilustrado nas Figura 44 e Figura 45. A maioria das seções localizou-se em área de plantação de eucalipto.

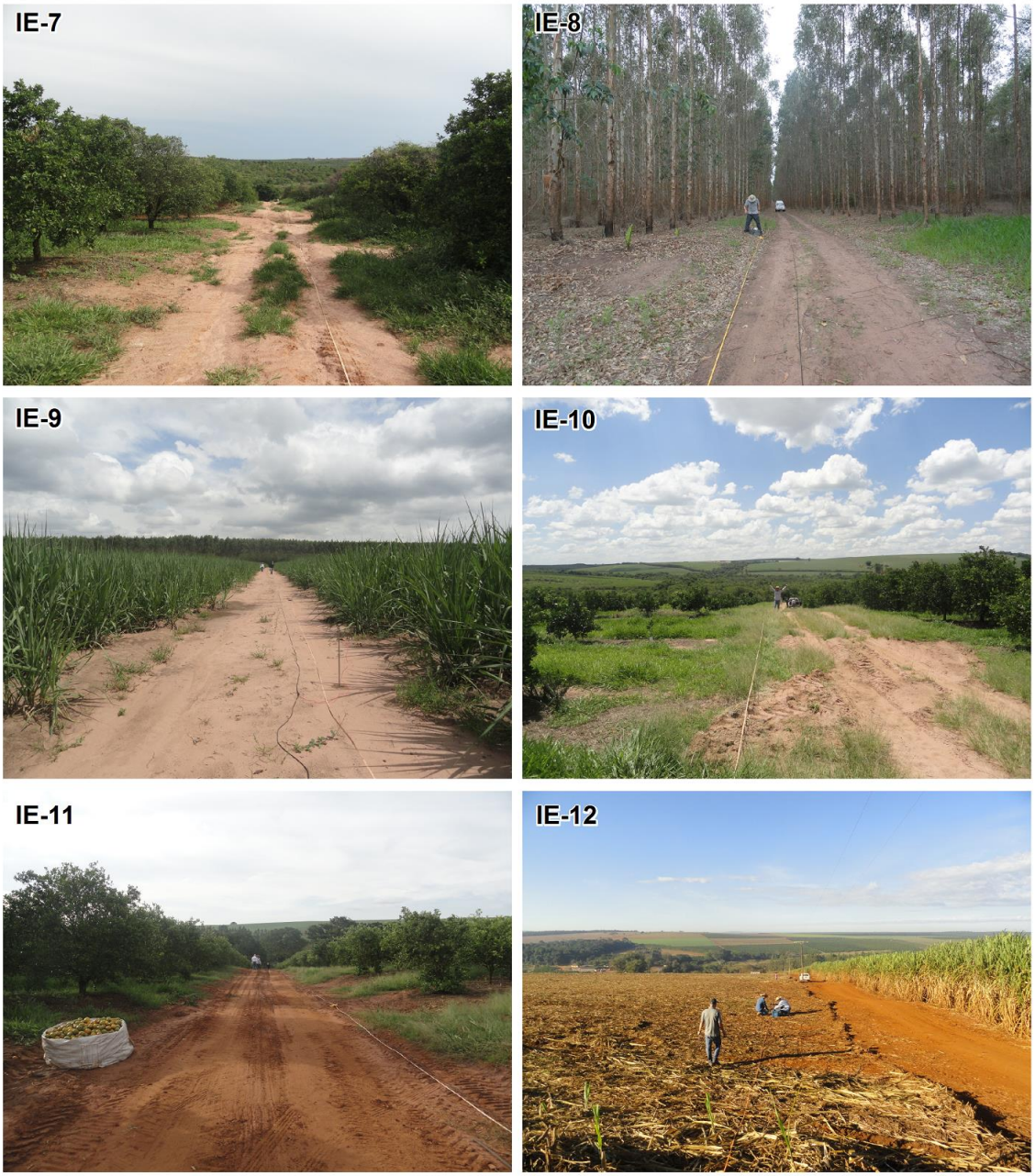
O arranjo utilizado foi o dipolo-dipolo com espaçamentos de 20 ou 10 m, dependendo do equipamento. O primeiro espaçamento foi obtido usando o resistivímetro Syscal R2 (Iris) (Figura 46a), enquanto que o segundo com o Syscal Pro (Iris) (Figura 46b).

Os modelos de inversão, dos dados de resistividade, foram otimizados pelo método dos mínimos quadrados, minimizando a raiz do erro quadrático médio (RMSE), no *software* RES2DINV. Além disso, optou-se pelo método de inversão robusta (LOKE; ACWORTH; DAHLIN, 2001) e um peso de 0,5 para o filtro horizontal vertical, visto o elevado contraste de resistividade de uma camada para outra. Para as seções obtidas com espaçamento de 20 m, também foi aplicado um refinamento da malha para auxiliar na modelagem do meio estratificado.

Figura 44. Locais dos imageamentos elétricos IE-1 ao IE-6 realizados na BRO (ver Fig. 28)

Fonte: A Autora

Figura 45. Locais dos imageamentos elétricos IE-7 ao IE-12 realizados na BRO (ver Fig. 28)



Fonte: A Autora

Figura 46. Resistivímetros usados para aquisição dos imageamentos elétricos (a) Syscal R2 (Iris) (b) Syscal Pro (Iris)

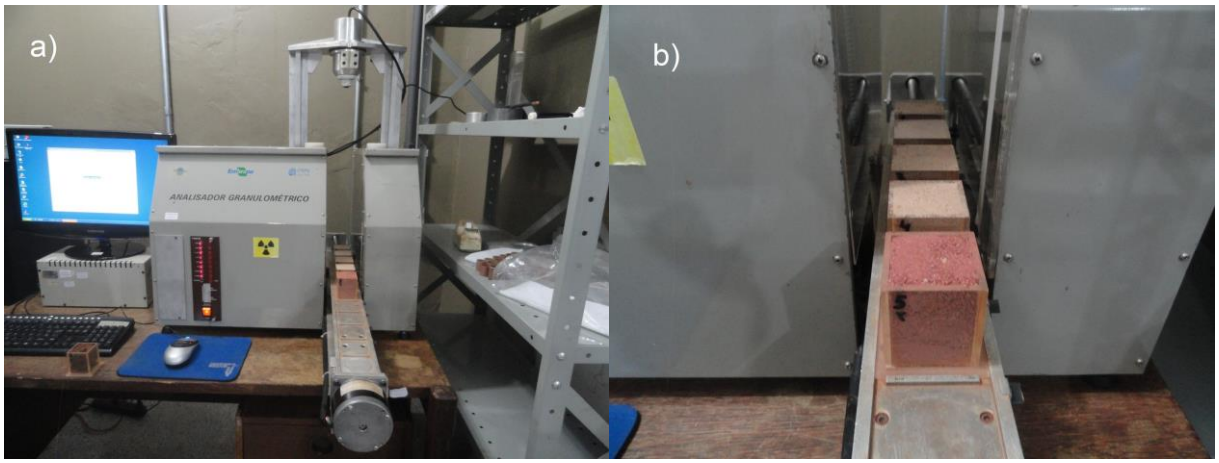
Fonte: A Autora

O uso combinado de SEVs e aquisição 2D vem sendo utilizado por pesquisadores para delimitar aquíferos e permitir a comparação entre as técnicas (AL-ZUBEDI; THABIT, 2014; AYOLABI et al., 2009; THABIT; AL-AMEEDAWI, 2014). Esses pesquisadores concluíram que o imageamento 2D fornece um melhor mapeamento lateral da subsuperfície do que as SEVs. Além disso, Al-Zubedi e Thabit (2014) mostraram que aquisições 2D são as mais indicadas para delimitar aquíferos rasos.

7.3. Amostragem de solo

Foram coletadas 6 amostras deformadas de solo, com diferentes gramaturas, em profundidades até 5,45 m, no mesmo local do ponto de investigação da SEV-4. A concentração de óxido de ferro (Fe_2O_3) foi determinada pelo método de ataque sulfúrico (VETTORI, 1969) para possível correlação com os dados do GPR (Anexo A). A análise granulométrica foi feita em analisador granulométrico de solos baseado na atenuação de um feixe de raios gama (Lei de Beer-Lambert) e no princípio da sedimentação de partículas em um meio líquido (Lei de Stokes) (VAZ; NAIME; MACEDO, 1999) (Figura 47).

Figura 47. (a) Analisador granulométrico de solos (b) Detalhe das amostras de solo no equipamento



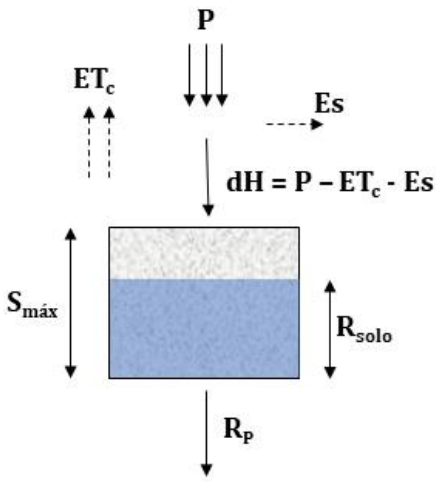
Fonte: A Autora

7.4. Estimativa da recarga subterrânea

A estimativa da recarga subterrânea usando o Método do Balanço Hídrico (MBH), definido por Melo (2013), considerou a variação das componentes do balanço hídrico para cada uso do solo existente na área de estudo (amendoim, cana-de-açúcar, citros, eucalipto, mata ciliar, pastagem, solo exposto, vegetação nativa – Cerrado *sensu stricto* – e zona ripária). Para este trabalho, definiu-se as áreas de floresta, que não margeiam os corpos hídricos, como vegetação nativa e que as áreas de zona ripária equivalem às áreas de inundação (i.e. material retrabalhado orgânico e aluvionar – ver Figura 23).

No MBH elaborado por Melo (2013) as componentes hidrológicas necessárias são precipitação (P), evapotranspiração da cultura (ET_c) e escoamento superficial (Es). Em relação às características do solo requeridas, tem-se o armazenamento na zona não saturada (R_{solo}) e a capacidade máxima de retenção hídrica do solo ($S_{máx}$) representados no esquema conceitual (Figura 48). Todas as componentes do balanço hídrico foram calculadas, mensalmente, para os anos hidrológicos de 2004-2005 a 2017-2018, com o início no mês de outubro.

Figura 48. Esquema conceitual do MBH proposto por Melo (2013)



Fonte: Adaptado de Melo (2013)

7.4.1. Precipitação e escoamento superficial

Sobre os dados de precipitação, foram utilizadas medições diárias, advindas da estação climatológica do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA), sendo, posteriormente, acumuladas para a escala mensal.

Por sua vez, o escoamento superficial (Es), como verificado por Melo (2013), foi estimado em função, somente, da variável precipitação, pela equação (41).

$$\mathrm{Es} = 0{,}0002 \cdot P^2 + 0{,}0381 \cdot P \qquad (41)$$

A equação (41) fora ajustada com valores de Es gerados a partir de um modelo hidrológico definido por Meira Neto (2013) usando a ferramenta *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). Esse modelo hidrológico (SWAT) baseia-se na topografia parar dividir a bacia hidrográfica em sub-bacias as quais são classificadas em unidades de respostas hidrológicas (URH) que possuem uma combinação única de tipo de solo, uso do solo e declividade (ARNOLD et al., 1998; WORQLUL et al., 2018).

7.4.2. Evapotranspiração

Para a evapotranspiração foi usada a estimativa da evapotranspiração de referência padrão (ET_0) da *Food and Agriculture Organization of the United States* (FAO) aplicando a equação parametrizada de Penman-Monteith (42). Essa equação operacionaliza a sua utilização rotineira por simplificar variáveis de difícil medição (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013).

$$ET_0 = \frac{0{,}408 \cdot s \cdot (R_n - G) + \frac{900 \cdot \gamma \cdot u_2 \cdot (\rho_s - \rho_0)}{(T_{méd} + 273)}}{s + \gamma(1 + 0{,}34 \cdot u_2)} \quad (42)$$

Em que: s é a declividade da curva de pressão de vapor versus temperatura [kPa C^{-1}]; R_n é o saldo de radiação total [MJ m^{-2} d^{-1}]; G é o fluxo de calor no solo [MJ m^{-2} d^{-1}]; y é o coeficiente psicométrico [kPa C^{-1}]; 900 é o valor aproximado das constantes que constam na equação [kJ^{-1} kg K d^{-2}]; $T_{méd}$ é a temperatura média diária [ºC]; u_2 é a velocidade média do vento medida a 2 m de altura do solo [m s^{-1}]; $(\rho_s - \rho_0)$ é o déficit de pressão de vapor do ar para a altura de referência medida [kPa].

Importante enfatizar que a evapotranspiração de referência considera uma superfície de referência (grama) sem deficiência de água e em pleno crescimento ativo (ALLEN et al., 1998). Desta forma, para a estimativa em outros usos do solo, a ET_0 foi corrigida por um coeficiente de cultura (k_c) obtendo-se, assim, a evapotranspiração de cultura (ET_c) utilizada no MBH (Tabela 7).

Tabela 7. Valores de coeficiente de cultura (k_c) para cada tipo de uso do solo

k_c	Usos do solo						
	SJ[1]	**AM[1]**	**CA[1]**	**CI[1]**	**EUC[2]**	**PA[1]**	**VN[2]**
$k_{c,ini}$			0,40	0,80	1,00	0,30	1,00
$k_{c,méd}$	1,15	1,15	1,25	0,80	1,00	0,75	1,00
$k_{c,final}$	0,50	0,60	0,75	0,80	1,00	0,75	1,00
Média	0,82	0,88	0,80	0,80	1,00	0,60	1,00

SJ: soja; AM: amendoim; CA: cana-de-açúcar; CI: citros; EUC: eucalipto; PA: pastagem com uso extensivo; VN: vegetação nativa

Fontes: [1]Allen et al. (1998); [2]Lucas e Wendland (2016)

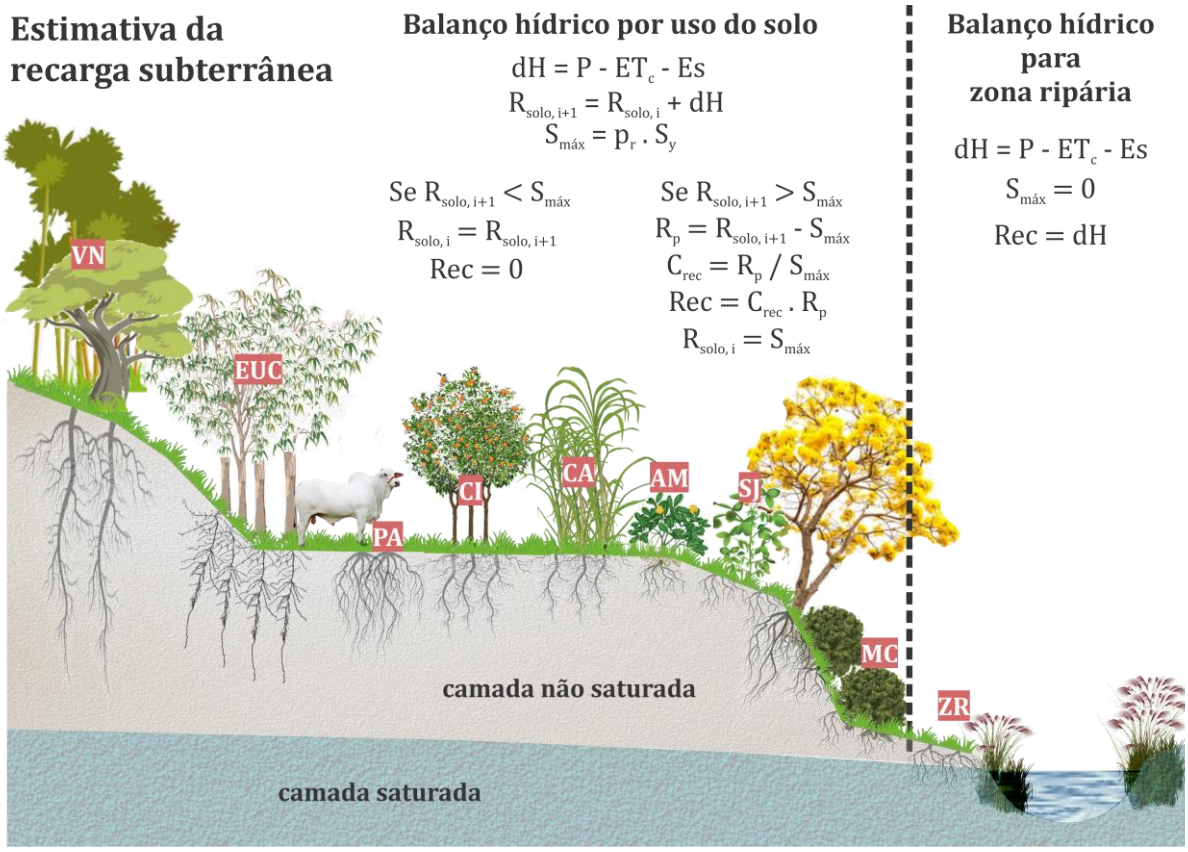
Para as áreas inseridas em zona ripária, foi estimado um coeficiente de cultura a partir da relação entre a evapotranspiração real acumulada mensal ($ET_{r,ZR}$), obtida pelo método da razão de Bowen (CARVAJALINO, 2019), e a de referência (ET_0).

$$k_{c,ZR} = \frac{ET_{r,ZR}}{ET_0}$$

7.4.3. Armazenamento na zona não saturada (R_{solo}) e capacidade máxima de retenção hídrica do solo ($S_{máx}$)

Quanto ao armazenamento na zona não saturada (R_{solo}) e a capacidade máxima de retenção hídrica do solo ($S_{máx}$), o primeiro foi definido em função do balanço hídrico, conforme indicado na Figura 49, cujo valor inicial foi de 10 mm.

Figura 49. Método do balanço hídrico (MBH) para diferentes usos do solo (VN: vegetação nativa; EUC: eucalipto; PA: pastagem; CI: citros, CA: cana-de-açúcar; AM: amendoim; SJ: soja; MC: mata ciliar; ZR: zona ripária)



Fonte: A Autora

O $S_{máx}$ consistiu no produto entre o rendimento específico do solo (S_y) e a profundidade do sistema radicular (p_r). Um S_y igual a 13% foi utilizado por ser o valor médio, para as camadas mais superficiais, calculado por Gomes (2008) (ver seção 6.2.3.). Os valores de p_r para pastagem, cana-de-açúcar e citros, foram calibrados tomando como referência a estimativa de recarga pelo método *Water Table Fluctuation* (WTF) avaliado por Lucas e Wendland (2016). Para soja e amendoim foi adotada a profundidade mínima do sistema radicular indicado por Allen et al. (1998) (Tabela 8).

Tabela 8. Intervalos de profundidade do sistema radicular da soja e do amendoim

Uso do solo	Profundidade do sistema radicular [m]
Soja	0,6 – 1,3
Amendoim	0,5 – 1,0

Fonte: Allen et al. (1998)

Para o eucalipto, foi verificado em campo, como mostra a Figura 50, que a raiz pode chegar a 2 m. Em áreas de mata ciliar foi adotado um p_r igual a 0,50 m devido à proximidade do nível freático à superfície. Já para vegetação nativa (Cerrado *sensu stricto*), caracterizada por sistema radicular que pode chegar a 18 m (RAWITSCHER, 1948), foi atribuída uma p_r de 7,5 m por compreender a camada em que as plantas consomem mais água (GARCIA-MONTIEL et al., 2008; OLIVEIRA et al., 2015).

Figura 50. Comprimento de raízes de eucalipto na BRO

Fonte: Wendland (2019)

Em particular, para a zona ripária, não foram consideradas as componentes R_{solo} e $S_{máx}$ devido ao elevado grau de saturação do solo característico dessas áreas (i.e. nível freático aflorante). Desta forma, na zona ripária, a recarga consistiu, apenas, no residual entre precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial, podendo assumir valores negativos.

7.5. Modelagem numérica de escoamento subterrâneo

Contemplando todo o aquífero delimitado pelos limites da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO), o escoamento subterrâneo foi simulado em um modelo

numérico discretizado em elementos finitos (EF), implementado no Simulador de Processos em Aquíferos (SPA) (WENDLAND, 2003a).

Esse aplicativo de simulação numérica consiste em um pacote de programas, estruturado em módulos em ambiente Linux, que permite modelar em domínios tridimensionais, em meios porosos, saturados e não saturados, em regime estacionário e transiente (CAVICCHIA, 2007; GUANABARA, 2011; RABELO, 2006; WENDLAND; RABELO, 2010).

O SPA possui módulos específicos com funções distintas e específicas (Figura 51):

a) CMA (Construtor de Modelos de Aquíferos): construção da malha interativa de EF e permite que atributos sejam definidos (e.g. parâmetros geológicos e hidrogeológicos);

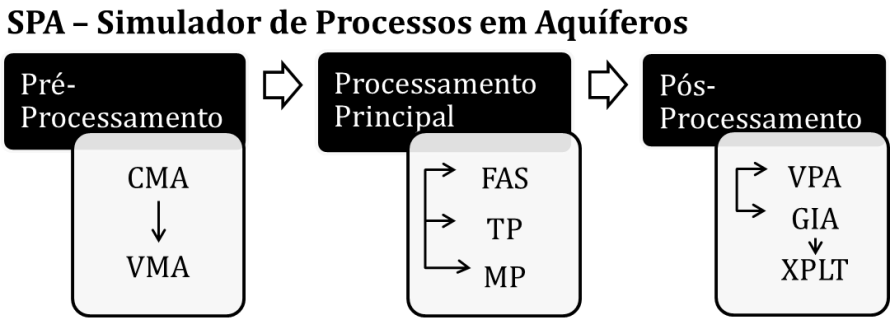
b) VMA (Verificador de Modelos de Aquíferos): processamento e controle dos dados para averiguar possíveis erros e problemas na malha;

c) FAS (Fluxo de Águas Subterrâneas): simulação o escoamento subterrâneo em regime permanente em domínios 2D e 3D e cálculo das linhas de corrente;

d) TP (Transporte de Poluentes): simulação de transporte e escoamento de água subterrânea em regime transiente e/ou estacionário;

e) VPA (Visualizador de Processos de Aquíferos), GIA e XPLT: visualização dos resultados (e.g. isolinhas, isosuperfícies, curvas de ruptura e visualização em 3D), edição para plotagem.

Figura 51. Fluxograma dos módulos do SPA



Fonte: Adaptado de Cavicchia (2007)

7.5.1. Construção do modelo

O modelo conceitual do escoamento, no aquífero delimitado pela área de estudo, foi primeiramente elaborado por Guanabara (2011) e modificado por Melo

(2013). As informações responsáveis pela construção do modelo estão contidas no arquivo de características estruturais do modelo (extensão ".str") em que dados estruturais de geometria pontual, linear ou poligonais são suportados. Com essa estrutura foram definidos os contornos e a geometria da malha de elementos finitos. Todas essas operações foram realizadas no módulo CMA.

Com a estrutura construída, os dados de entrada foram inseridos na malha com o arquivo de entrada (extensão ".net") organizado em diversos tipos de dados caracterizados por identificadores com uma combinação de quatro letras. Alguns exemplos estão descritos a seguir em que se observa que existem características atribuídas ao nó, e outras ao elemento:

a) COOR: coordenadas de todos os nós do modelo que definiram os contornos e vértices;
b) ELEM: enumeração de todos os elementos do modelo aos quais foram atribuídos os parâmetros hidrogeológicos;
c) BASE: cota da base do aquífero [L], para cada elemento;
d) BALA: balanço de massa [L^3 t^{-1}] em nós com definição de drenança e condição de contorno de 3° tipo;
e) CALI: cota inicial da superfície potenciométrica [L], para calibração, em cada nó do modelo;
f) COND: condutividade hidráulica, definida para cada elemento [L t^{-1}];
g) LENO: definição dos nós drenantes e das condições de contorno de 3º tipo [t^{-1}];
h) MARK: símbolos no modelo que identificam rios, poços e outras estruturas.
i) MXNI: infiltração máxima por leakage (drenança);
j) POCO: nós onde ocorrem extração ou injeção de água e as respectivas taxas [L^3 t^{-1}];
k) PORO: valores de rendimento específico, nos nós [L^3 L^{-3}];
l) POTE: valores dos potenciais conhecidos (condições do 1º tipo) [L];
m) RECA: atribuição de recarga a cada elemento [L^3 L^{-2}];
n) RIOS: cota do nível d'água no rio (carga hidráulica) [L], dos nós, aos quais foram atribuídos LENO e MXNI;
o) SUPE: cota da superfície topográfica do terreno [L], em cada nó;

Os dados de entrada do modelo numérico, em regime transiente, foram inseridos no arquivo com extensão “.trans”. Para este modelo, o arquivo de simulação transiente foi composto pelas recargas subterrâneas distribuídas por elemento.

7.5.2. Simulação do modelo

Após uma série de simulações, o modelo numérico foi calibrado por um processo iterativo de tentativa e erro, objetivando identificar os valores dos parâmetros que minimizassem as diferenças entre as cargas hidráulicas simuladas (ϕ_{sim}) e as medidas em campo (ϕ_{obs}). Como padrão, o SPA fornece como métricas de eficiência do modelo, o Erro Médio Absoluto (EMA) e o Erro Máximo (EMáx).

$$EMA = \frac{1}{k}|\phi_{obs} - \phi_{sim}| \tag{43}$$

$$EMáx = \max(|\phi_{obs} - \phi_{sim}|) \tag{44}$$

Em que k consiste no número de amostras.

Além das métricas fornecidas pelo SPA foram avaliados o viés (Bias), a raiz do erro médio quadrático (RMSE), o coeficiente de Pearson ($\rho_{Pearson}$) e o coeficiente de Kling-Gupta não paramétrico (KGE_{NP}). O KGE_{NP} depende da relação entre as médias dos dados simulados e observados (β), do termo de variabilidade (α_{NP}) em função do erro absoluto normalizado dos dados simulados e observados ranqueados ($I(k)$ e $J(k)$, respectivamente), e do coeficiente de Spearman (r_s). A construção do KGE_{NP} pode ser vista no trabalho de Pool, Vis e Seibert (2018). As respectivas equações estão descritas a seguir em que a barra indica a média da variável.

$$Bias = \frac{1}{k}(\phi_{sim} - \phi_{obs}) \tag{45}$$

$$RMSE = \left[\frac{1}{k}\sum_{i=0}^{k-1}(\phi_{obs} - \phi_{sim})^2\right]^{1/2} \tag{46}$$

$$\rho_{Pearson} = \frac{\left[\sum_{i=0}^{k-1}(\phi_{obs} - \overline{\phi_{obs}}) \cdot (\phi_{sim} - \overline{\phi_{sim}})\right]}{\left[\sum_{i=0}^{k-1}(\phi_{obs} - \overline{\phi_{obs}})^2 \cdot (\phi_{sim} - \overline{\phi_{sim}})^2\right]^{1/2}} \tag{47}$$

$$\beta = \frac{\overline{\phi_{sim}}}{\overline{\phi_{obs}}} \tag{48}$$

$$\alpha_{NP} = 1 - \frac{1}{2}\sum_{i=1}^{k}\left|\frac{\phi_{sim}(I(k))}{k\overline{\phi_{sim}}} - \frac{\phi_{obs}(J(k))}{k\overline{\phi_{obs}}}\right| \quad (49)$$

$$r_s = \frac{\sum_{i=1}^{k}(R_{obs}(i) - \overline{R_{obs}})(R_{sim}(i) - \overline{R_{sim}})}{\left[(\sum_{i=1}^{k}(R_{obs}(i) - \overline{R_{obs}})^2(\sum_{i=1}^{k}(R_{sim}(i) - \overline{R_{sim}})^2\right]^{1/2}} \quad (50)$$

$$KGE_{NP} = 1 - [(\beta - 1)^2 + (\alpha_{NP} - 1)^2 + (r_s - 1)^2]^{1/2} \quad (51)$$

O período de calibração compreendeu os anos hidrológicos 2004-2005 a 2010-2011, devido à possibilidade de comparação das estimativas de recarga subterrânea com as calculadas por Lucas e Wendland (2016), proporcionando maior confiabilidade aos dados de entrada do modelo. Para validação, foi considerado o período de out/2011 a set/2018.

A análise de sensibilidade visou avaliar a influência individual dos parâmetros nos erros de eficiência na calibração da carga hidráulica, considerando os poços de monitoramento adicionados no modelo (P5, P8, P13, P14, P15, P16, P17, P18 e P19). Para isso, foram analisadas as métricas estatísticas $RMSE$, KGE_{NP}, EMA e $Bias$.

Além das cargas hidráulicas, o modelo numérico de escoamento subterrâneo também fornece a vazão de base pelo balanço de massa nos nós definidos com o parâmetro BALA. A vazão de base nas EF-SMF (dez/2008 a set/2018), calha Parshall 1 (CP1) e calha Parshall 2 (CP2) (jan/2018 a set/2018) foi estimada pela separação do fluxo de base da série fluviométrica usando o filtro digital recursivo de um parâmetro (ECKHARDT, 2005) com coeficiente de recessão igual a 0,925 implementado na interface *Groundwater Toolbox, A Graphical and Mapping Interface for Analysis of Hydrologic Data* (BARLOW et al., 2017). Para poder usar as vazões sub-horárias obtidas na EF-SMF foi preciso realizar um ajuste dessas vazões em função das medidas quinzenais do molinete (CALIXTO, 2019, Em fase de elaboração[1]).

[1] CALIXTO, K.G. Relações causais e persistências na dinâmica da disponibilidade hídrica. 2019. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

8. RESULTADOS E DISCUSSÃO

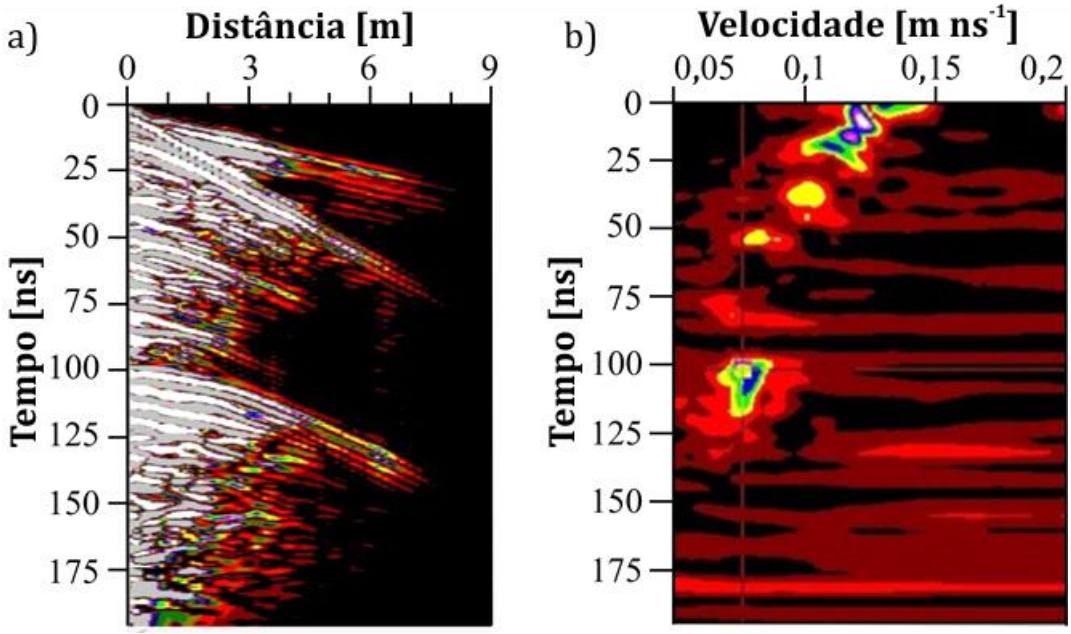
8.1. Métodos geofísicos

8.1.1. *Ground Penetrating Radar* (GPR)

Dos resultados gerados pelo GPR, foram analisadas, apenas, a sondagem WARR e os perfis de reflexão com afastamento constante obtidos com antena de 200MHz.

A Figura 52 mostra o resultado da sondagem WARR-1, com antena de 200 MHz, para aquisição da velocidade de propagação da onda eletromagnética. Na Figura 52a pode ser observada uma hipérbole de difração no instante de ~101 ns. Ao identificar essa anomalia, na análise de semblante, verificou-se uma velocidade correspondente de 0,08 m ns^{-1} a qual foi utilizada para a conversão de tempo para profundidade nos perfis de reflexão constante (Figura 52b).

Figura 52. Análise de semblante da sondagem WARR-1

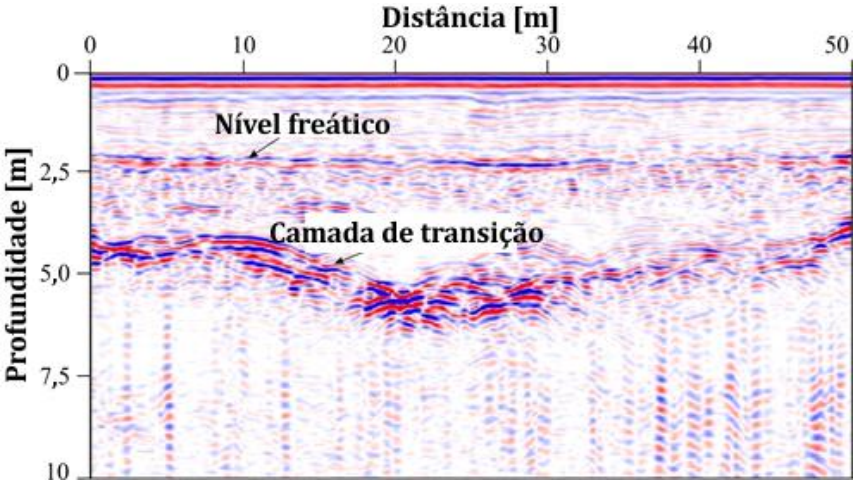


Fonte: A Autora

O perfil de reflexão com afastamento constante, realizado em paralelo ao ribeirão da Onça (GPR-1), resultou em 2 refletores sub-horizontais com elevada amplitude (Figura 53). O primeiro ocorreu a uma profundidade de ~2,4 m, coincidindo com o nível freático medido em poço de monitoramento (P34) (Figura 54). O segundo refletor, com formato irregular ao longo do perfil, pode corresponder a uma camada

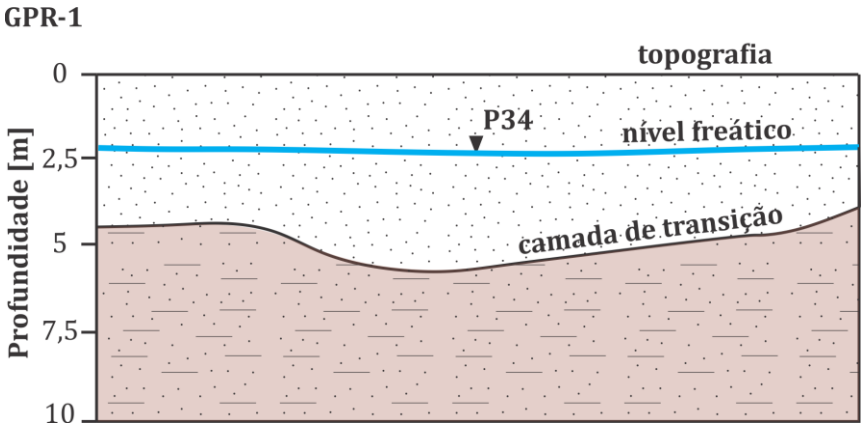
de transição de sedimentos mais recentes para o residual Botucatu caracterizado pela presença de óxido de ferro (WU; CAETANO-CHANG, 1992).

Figura 53. Perfil de reflexão constante (GPR-1), com antena de 200 MHz, paralelo ao ribeirão da Onça. A localização dessa linha pode ser visualizada na Figura 32.



Fonte: A Autora

Figura 54. Interpretação hidrogeológica da seção GPR-1 feito em paralelo ao ribeirão da Onça



Fonte: A Autora

A interpretação geológica do segundo refletor na seção GPR-1 pode ser confirmada pela análise físico-química feita em amostras de solo retiradas no centro da seção, cujos resultados são apresentados na Tabela 9. Observa-se que as amostras de solo retiradas, até uma profundidade de 4 m, possuíram granulometria, predominantemente, arenosa e coloração amarelo avermelhado 7,5YR 8/6 (Figura 55). Particularmente a 3 m de profundidade foi detectada a presença de pedregulhos de ~2 cm de diâmetro. As amostras mais profundas (5 e 5,45 m), por sua vez,

apresentaram cor vermelho 2,5YR 5/6, maiores teores de argila e óxido de ferro (Fe_2O_3) coincidindo com o forte refletor a ~5 m na linha GPR-1.

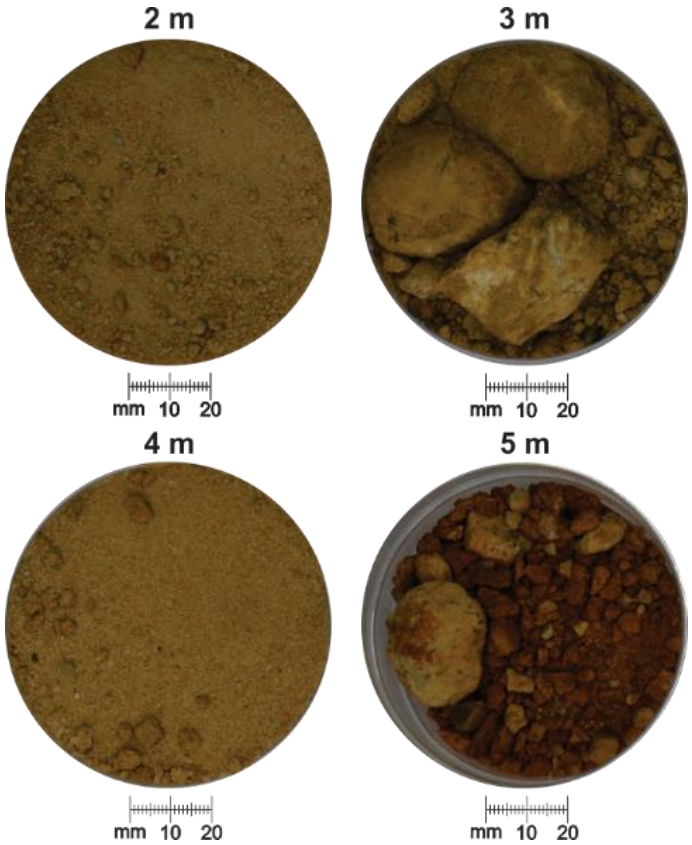
Tabela 9. Análises em amostras de solo retirada na SEV4

Amostra	AM1	AM2	AM3	AM4	AM5	AM6
Profundidade (m)	1,00	2,00	3,45	4,00	5,00	5,45
Fe_2O_3 (%)	0,25	0,27	0,87	0,15	1,77	1,66
Areia (%)	90,30	90,40	91,00	96,20	63,70	*
Silte (%)	2,00	1,40	1,20	0,20	14,40	*
Argila (%)	7,70	8,20	7,80	3,60	21,80	*

*quantidade insuficiente de amostra para análise granulométrica

Fonte: A Autora

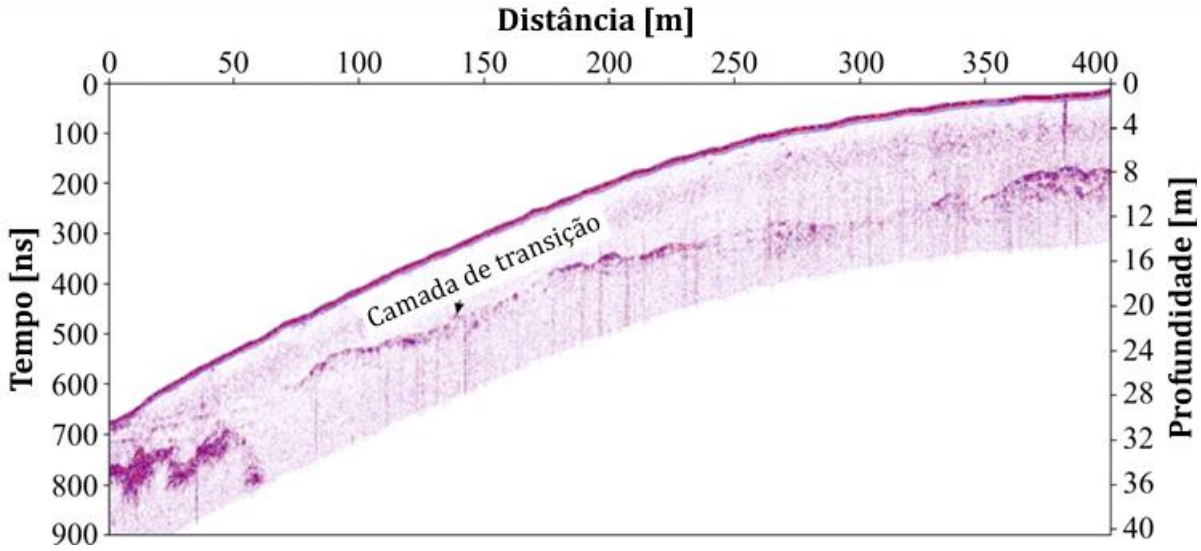
Figura 55. Amostras de solo deformadas retiradas no centro da seção GPR-1 até uma profundidade de 5 m



Fonte: A Autora

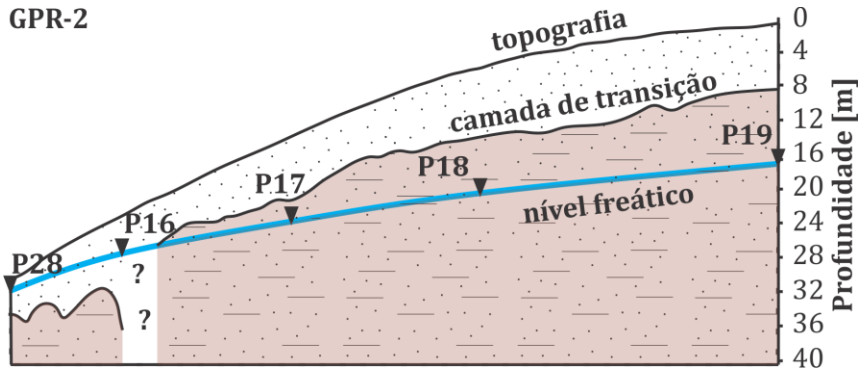
A Figura 56 mostra o perfil de reflexão com afastamento constante (GPR-2), realizado perpendicularmente ao da Figura 53. Um refletor com alta amplitude pode ser observado ao longo do perfil, em um total de 400 m de extensão. Esse refletor também pode corresponder à camada de transição entre sedimentos mais recentes e do residual Botucatu porque a projeção do nível d'água dos poços ficou abaixo desse refletor, diferente do observado na seção GPR-1 (Figura 57).

Figura 56. Perfil de reflexão com afastamento constante (GPR-2) com antena de 200MHz. A localização dessa linha pode ser visualizada na Figura 32.



Fonte: A Autora

Figura 57. Interpretação hidrogeológica da seção GPR-2 feito perpendicularmente ao ribeirão da Onça



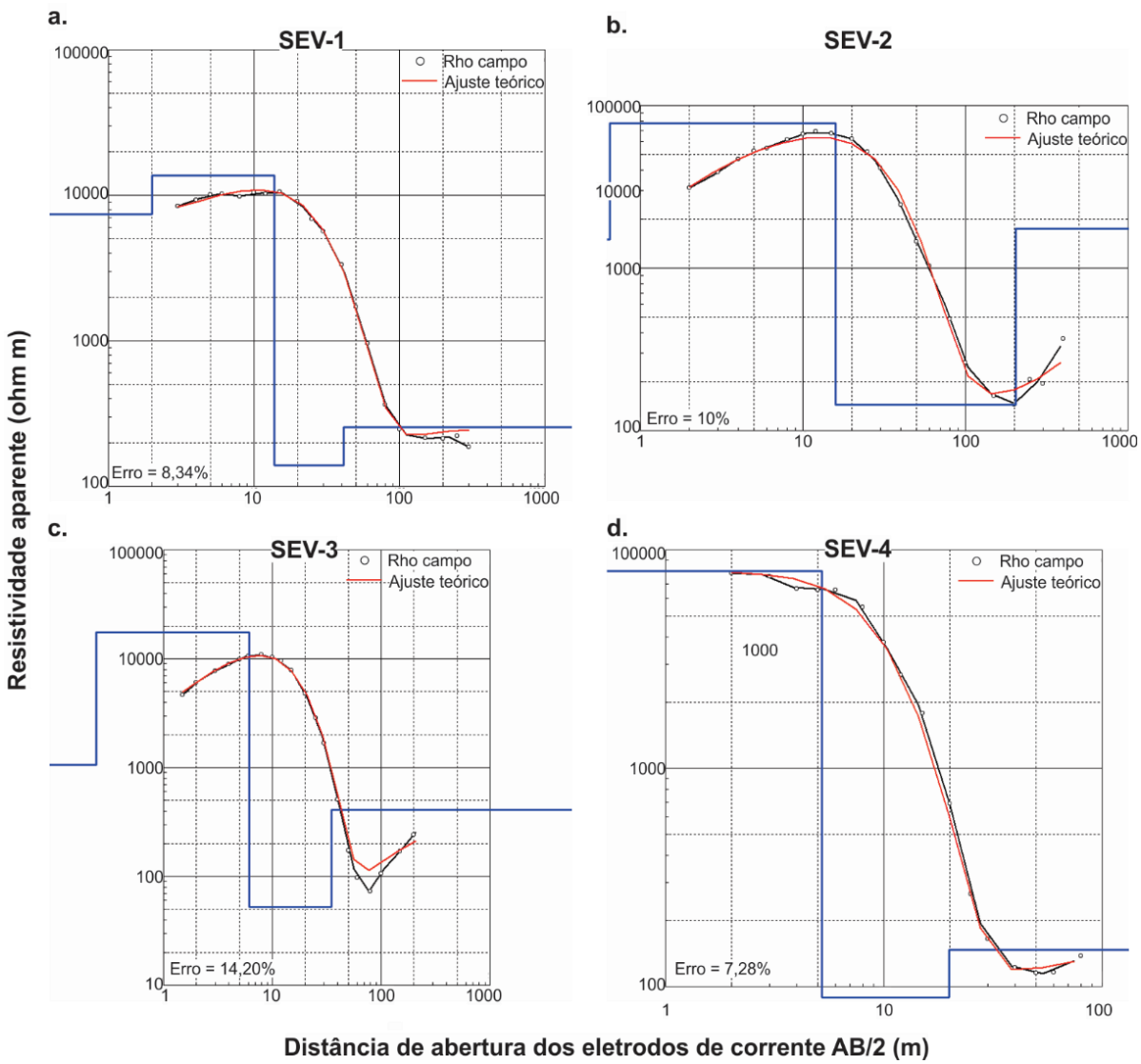
Fonte: A Autora

As interpretações hidrogeológicas das sondagens GPR junto com as amostras de solo sugeriram que na proximidade da área de descarga da bacia hidrográfica (ribeirão da Onça) o nível freático está em uma camada de materiais arenosos. À medida que se distancia do ribeirão, essa condição muda, estando o nível freático em uma camada de sedimentos com maior teor de argila e óxido de ferro característico do residual Botucatu. Desta forma, para o modelo conceitual de escoamento subterrâneo podem existir duas regiões com diferentes condutividades hidráulicas, sendo a condutividade de maior valor próxima aos corpos hídricos.

8.1.2. Sondagem elétrica vertical (SEV)

Os resultados dos ajustes da curva de campo com o modelo sintético são ilustrados na Figura 58. Em todas as sondagens, dados ruidosos apareceram em ~100 m de abertura de eletrodos de corrente (AB/2) que foram excluídos. Os dados brutos podem ser observados no Anexo B. Os erros de ajuste variaram entre 7,28 e 14,2%. As curvas, exceto da SEV-4, foram do tipo QH ($\rho_1>\rho_2>\rho_3<\rho_4$) com tendência à inflexão ascendente no final da curva, porém com dados insuficientes.

Figura 58. Modelos sintéticos das SEVs



Fonte: A Autora

Na SEV-1 (Figura 58a) foi obtida uma profundidade de investigação de 41,4 m com um erro de ajuste de 8,34%. A SEV-2 (Figura 58b), com a maior abertura de eletrodos de corrente (AB/2=400 m), atingiu a maior profundidade (205 m) com um

erro de ajuste de 10%. Já a SEV-4 (Figura 58d), com a menor AB/2, igual a 80 m, obteve o melhor ajuste do modelo sintético (7,28%) atingindo uma profundidade de 20 m. O maior erro ocorreu na SEV-3 (Figura 58c) em que os valores de menor resistividade não foram bem ajustados gerando um erro de 14,2%.

Em geral, os modelos sintéticos apresentaram de 3 a 4 camadas, com resistividades aparentes variando de 52 a 17.453 Ω m, exibindo diferentes propriedades elétricas decorrentes das mudanças dos níveis de intemperismo e deposição mineralógica (Tabela 10). Os primeiros estratos geoelétricos, dos modelos sintéticos com 4 camadas (SEV-1, SEV-2 e SEV-3), apresentaram resistividades entre 1.055 e 17.453 Ω m, com espessuras entre 6,1 e 15,8 m, podendo corresponder a um solo arenoso muito seco. Em sequência, as resistividades diminuíram apontando a presença de um solo/sedimento arenoso saturado com resistividades entre 52 e 144 Ω m. Na última camada, as resistividades aumentaram podendo ainda corresponder a um sedimento arenoso saturado nas SEV-1 e SEV-2. Por outro lado, na SEV-2 o valor de resistividade (1.747 Ω m) pode ser característico de um *sill* de diabásio a 205 m de profundidade.

Tabela 10. Valores de resistividade aparente, espessura e profundidade das camadas geoelétricas das SEVs

	Camada 1			**Camada 2**			**Camada 3**			**Camada 4**		
SEV	ρ[1]	s[2]	Z[3]	ρ	s	Z	ρ	s	Z	ρ	s	Z
SEV-1	7372,0	2,0	2,0	13674,0	11,8	13,8	140,0	27,6	41,4	256,0	-	-
SEV-2	1503,0	0,7	0,7	7821,0	15,2	15,8	144,0	189,0	205,0	1747,0	-	-
SEV-3	1055,0	0,2	0,2	17453,0	5,9	6,1	52,0	28,9	35,0	411,0	-	-
SEV-4	7986,0	5,2	5,2	84,7	14,8	20,0	148,0	-	-	-	-	-

[1]ρ: resistividade aparente em Ω m
[2]s: espessura em m
[3]Z: profundidade em m ($Z = s_{i-1} + s_i$)

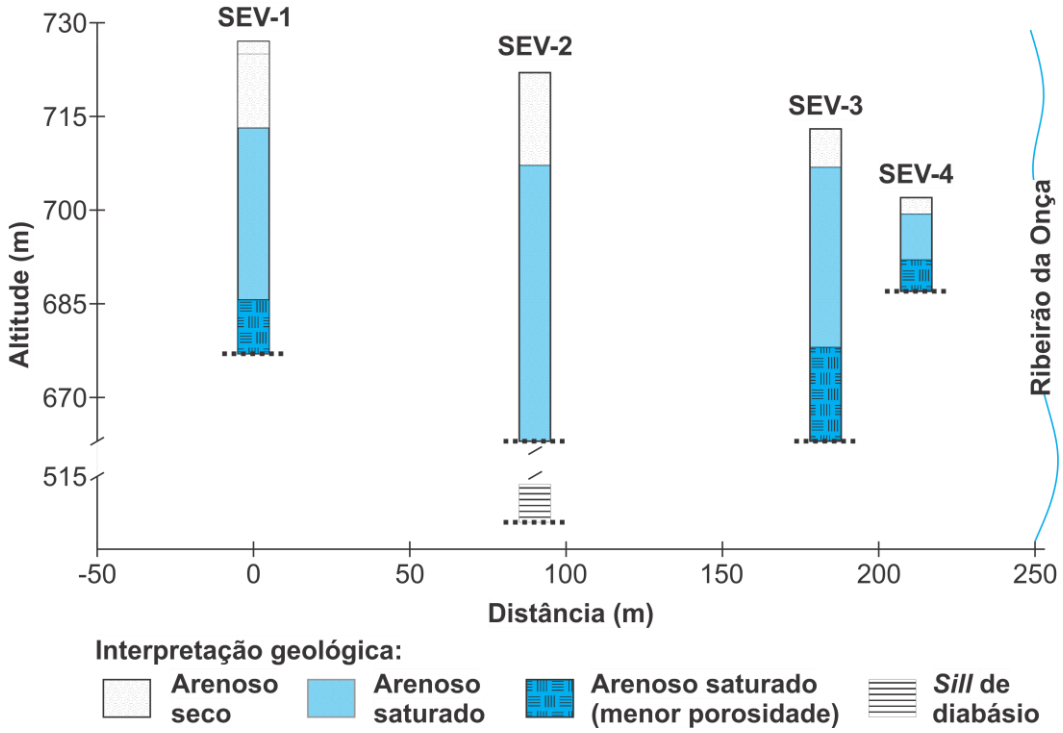
Fonte: A Autora

Para a SEV-4 foi ajustado um modelo sintético com 3 camadas em que o primeiro estrato aponta um solo arenoso seco com elevada resistividade (7.986 Ω m). A 5,2 m, a resistividade reduz para 84,7 Ω m, correspondente à zona saturada, e praticamente duplica (148 Ω m) a 20 m, porém ainda com assinatura condutiva característica de sedimento saturado.

De forma geral, nas curvas de sondagem elétrica, um solo arenoso seco apareceu com 1 ou 2 diferentes estratos geoelétricos, seguidos por camadas mais condutivas referentes a um meio físico saturado com diferentes porosidades (Figura

59). Na SEV-2 foi estimada uma anomalia profunda a 205 m podendo ser um *sill* de diabásio.

Figura 59. Interpretação hidrogeológica das SEVs

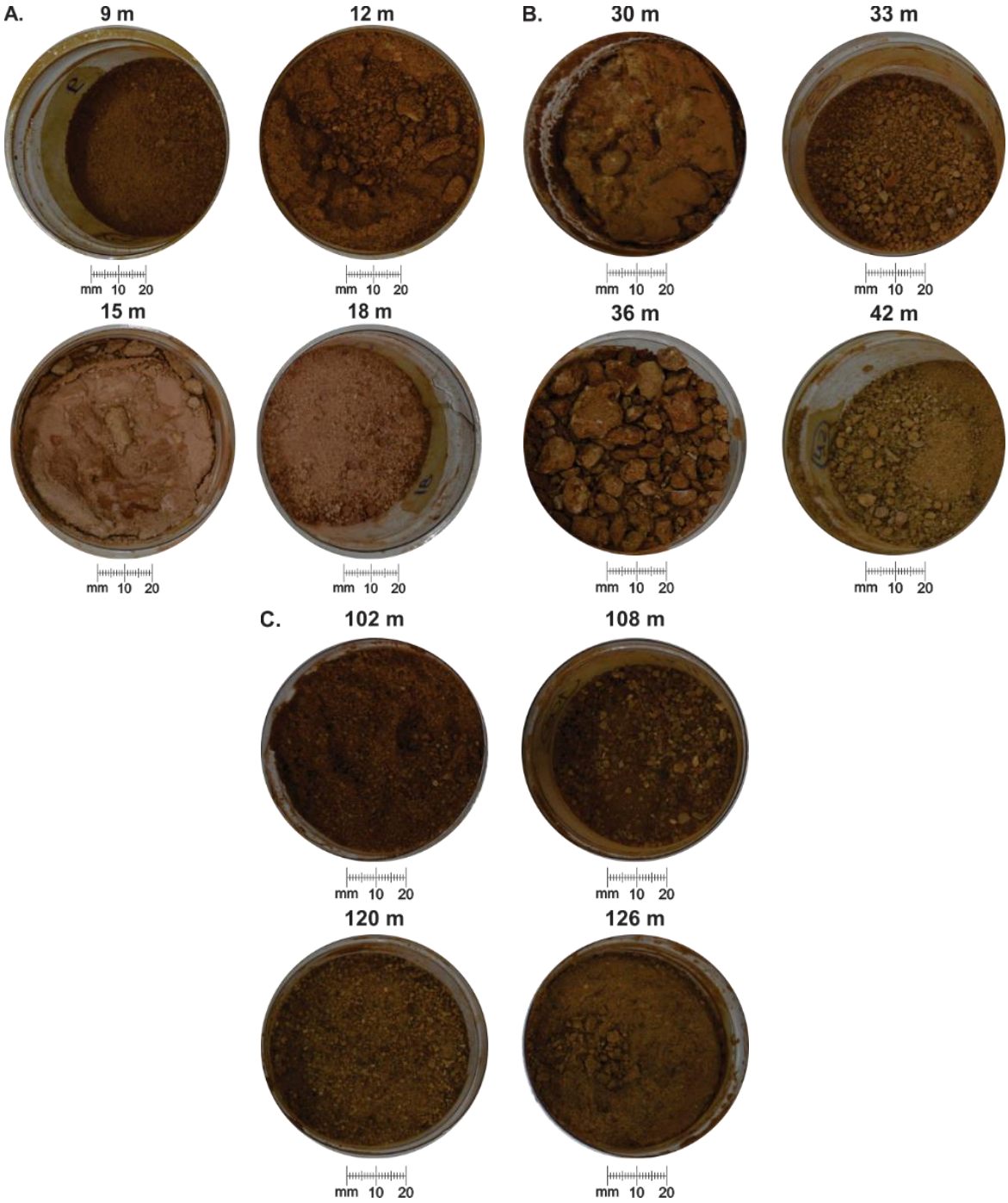


Fonte: A Autora

Informações hidrogeológicas advindas de amostras de solo e monitoramento do nível estático contribuem para a interpretação geológica das camadas obtidas nos modelos sintéticos dos ensaios geoelétricos. Para isso, foram utilizadas amostras deformadas retiradas nos pontos centrais das SEV-1 e SEV-4.

Na posição central da SEV-1, amostras coletadas entre 9 e 18 m de profundidades, a cada 3 m, apresentaram mudança de coloração amarelo avermelhado 5YR 6/6 para rosa 5YR 7/4 entre as profundidades 12 e 15 m (Figura 60a). Além disso, no dia do ensaio geoelétrico, o nível estático medido estava a 15,93 m (P-25). Essa mudança do tipo de material e a proximidade com o meio saturado pode ser identificado na terceira camada da SEV-1 com baixa resistividade de 140 Ω m a 13,8 m.

Figura 60. Amostras de calha de perfuração de poço no ponto central da SEV-1



Fonte: A Autora

Na camada 4 da SEV-1, a resistividade aparente aumenta para 256 Ω m a 41,4 m de profundidade, sugerindo um material com menor porosidade. Ao observar as amostras de solo retiradas entre 36 e 42 m de profundidade (Figura 60b), percebe-se uma mudança de material (i.e solo rosado 5YR 7/4 com pedregulhos para marrom escuro 7,5YR 5/6 com grãos mais finos). De acordo com amostras de solo retiradas

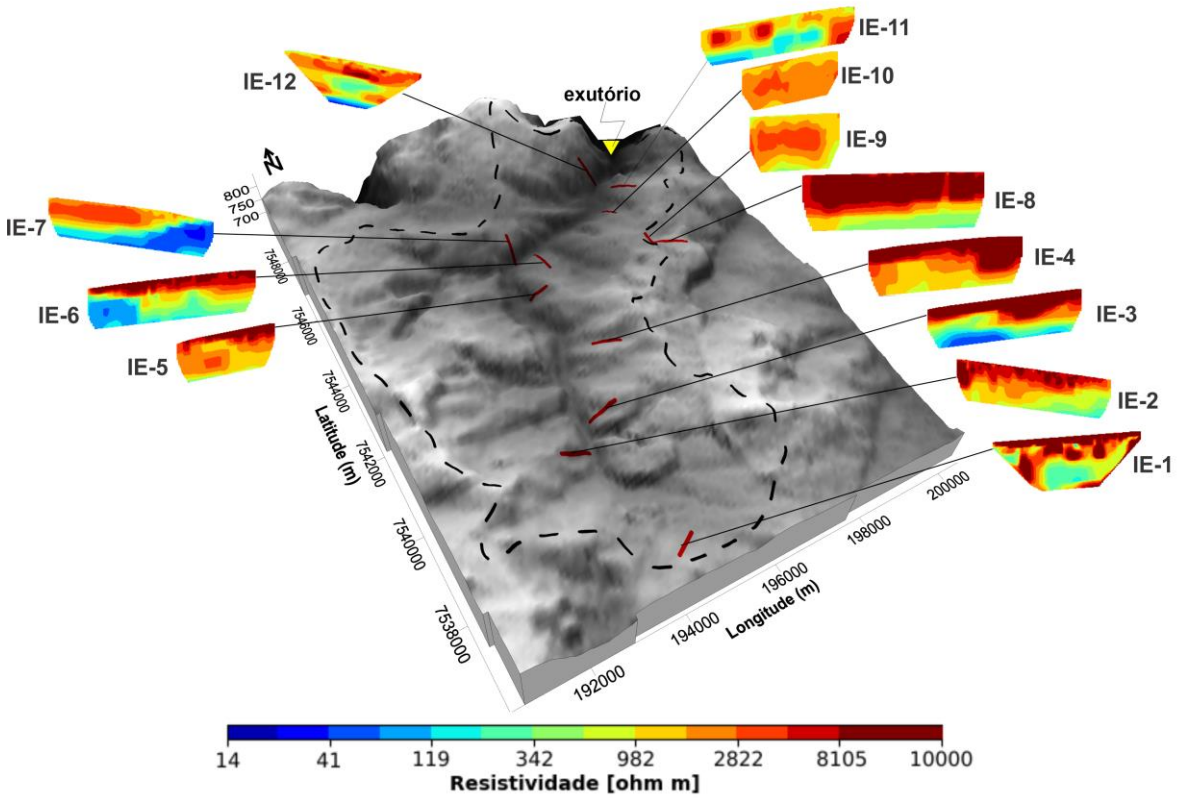
até uma profundidade de 126 m no local, não há a presença da Formação Serra Geral (Figura 60c) o que também não foi identificado no ensaio geoelétrico.

No local da SEV-4, o nível d'água estava a, aproximadamente, 2 m de profundidade da superfície (P-34), o que não foi detectado. Isso se deve ao fato de que, o espaçamento dos eletrodos não foi o suficiente para detectar essa camada mais superficial, bem como, por estar em zona de descarga, o nível d'água vai estar mais raso que nos entornos.

8.1.3. Imageamento elétrico (IE)

Os imageamentos elétricos realizados, IE-1 ao IE-12, foram distribuídos espacialmente como ilustrado na Figura 61. A maioria das seções geoelétricas foi realizada perpendicularmente à calha do rio principal da bacia hidrográfica, exceto os IE-1, IE-8 e IE-9 realizados próximos a divisores topográficos. Por conveniência, as seções geoelétricas foram classificadas usando a mesma escala de cor, variando das mais quentes (elevadas resistividades) para a mais frias, estas, correspondentes às baixas resistividades.

Figura 61. Localização dos imageamentos elétricos (seções geoelétricas) na BRO



Fonte: A Autora

Os valores de resistividade das seções geoelétricas variaram de 14 a 10.000 Ω m. Unidades geológicas oriundas de arenitos, possuem, geralmente, alta distribuição de resistividade entre 150 e 10.000 Ω m (EWUSI; KUMA; VOIGT, 2009). As camadas superficiais com os maiores valores de resistividades podem ser consequência do uso do solo, já que a maioria das seções geoelétricas foi adquirida em área de eucalipto. Diferentes respostas geoelétricas decorrentes da umidade do solo do tipo de cultivo e espécie vegetal podem ser detectadas por imageamento elétrico (GARRÉ et al., 2012).

A Figura 62 mostra o resultado dos modelos de inversão das seções geoelétricas com a projeção dos níveis d'água dos poços (marcador triangular). Em nenhuma das seções foi possível identificar uma camada resistiva em profundidade que pudesse corresponder à base do aquífero (arenito Botucatu). Esses modelos de inversão geraram um erro médio quadrático (RMSE) entre 1,5 e 7,2% com um padrão característico de diminuição do valor da resistividade elétrica com o aumento da profundidade. Para os IE-9 e IE-10 não foi utilizada a inversão robusta por não ter gerado um modelo geoelétrico condizente com a área de estudo.

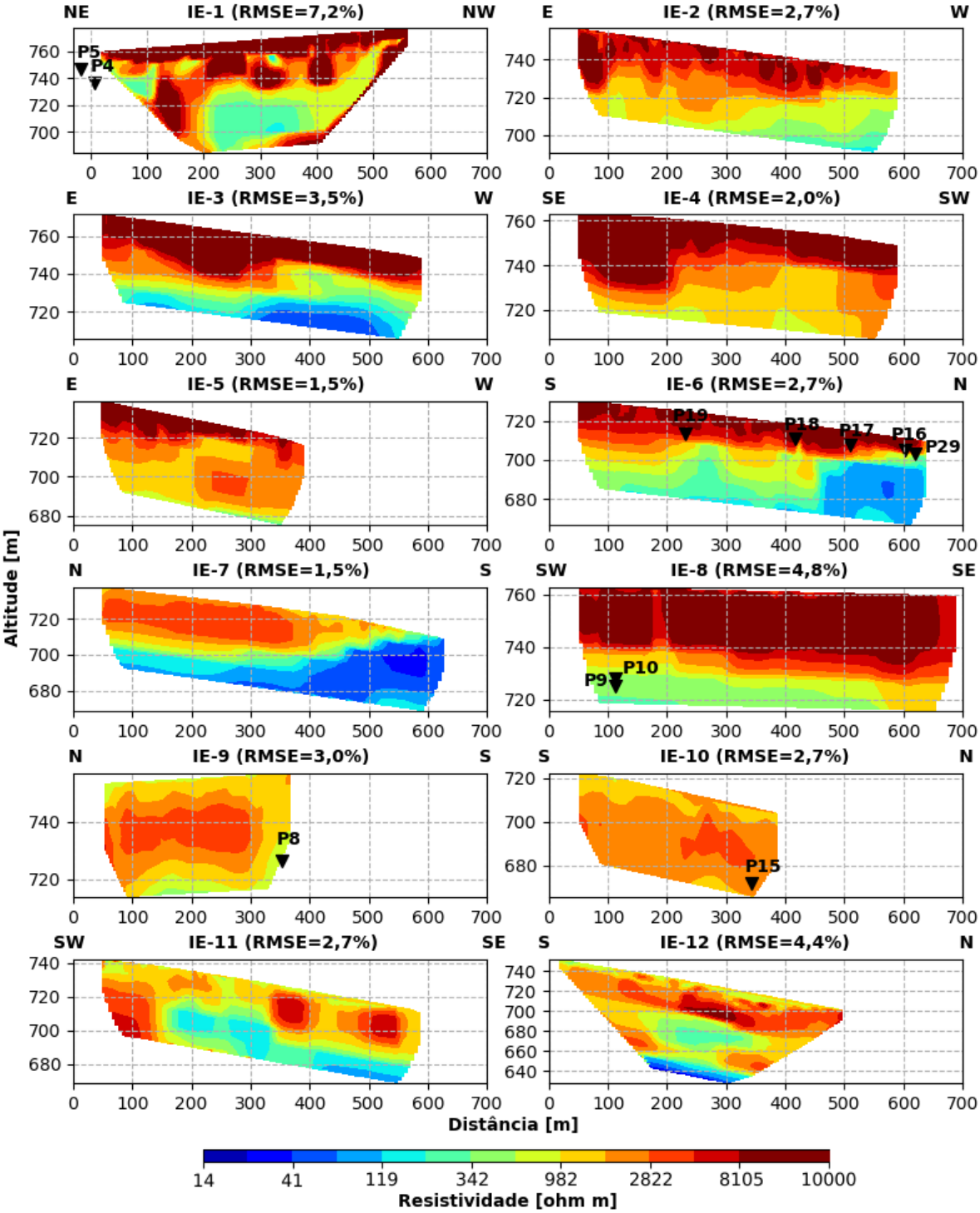
A extensão dos imageamentos elétricos variou entre 380 (IE-9) e 720 m (IE-8). Nas seções geoelétricas executadas próximas à calha do rio principal foi possível observar a diminuição da resistividade elétrica à medida que se aproximava do corpo hídrico (i.e. aumento da umidade). Além disso, essa anomalia condutiva no final das seções pode representar a conexão hidráulica entre o aquífero e o rio. Interessante observar que no IE-10, apesar da sua proximidade do leito do rio, não foi verificada essa conexão podendo, assim, ser resultado do aterramento da drenagem. Desta forma, os IEs vêm se mostrando como ferramentas úteis para mapear a iteração rio-aquífero permitindo definir à qual unidade aquífera uma seção transversal do rio está conectada, ou não, e suas propriedades hidrogeológicas (ANDERSEN; ACWORTH, 2009; BENOIT et al., 2019; MOUHRI et al., 2013).

Considerando a projeção dos níveis estáticos dos poços notou-se que, nas seções geoelétricas as resistividades entre 1.130 e 14 Ω m podem corresponder a um material arenoso saturado com incremento de argila em profundidade. Valores superiores a 1.130 Ω m foram atribuídos a um material arenoso seco, ou muito seco.

O aumento do teor de argila, em camadas mais profundas, fora observado por Gomes (2008) em amostras de solo (ver Seção 6.2.3.). Em geral, para aquíferos com baixa salinidade, a resistividade elétrica aparente de siltes e argilas são muito

inferiores a areias devido, principalmente, à dupla camada elétrica em superfícies minerais argilosas (SIMANDOUX, 1963; VINEGAR; WAXMAN, 1984; WAXMAN; SMITS, 1968).

Figura 62. Imageamentos elétricos (marcador triangular indica o nível d'água medido nos poços)

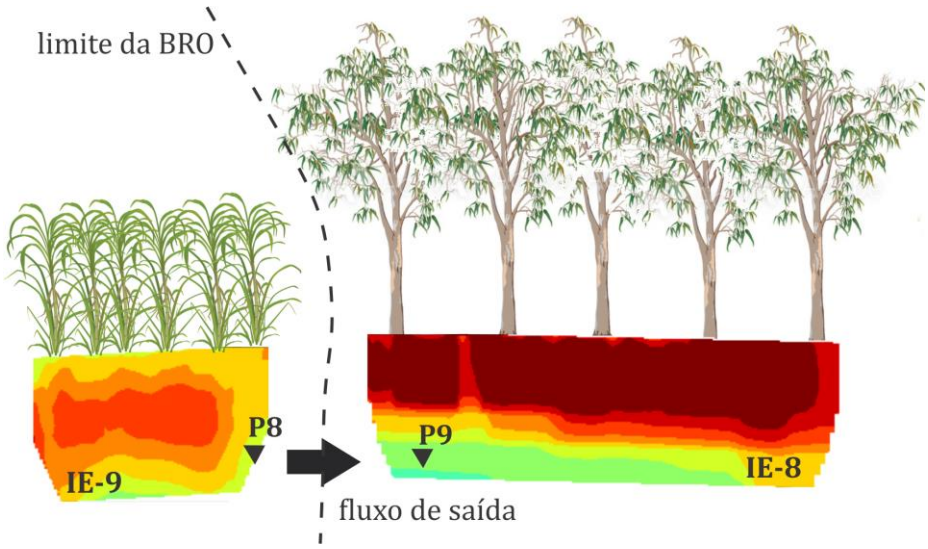


Fonte: A Autora

No imageamento IE-1 uma anomalia resistiva em profundidade foi modelada, entre 100 e 200 m da seção, provocando uma descontinuidade da camada condutiva. Isso pode indicar a deposição de um material com diferente porosidade. Também pode ser observado que a projeção dos níveis estáticos dos poços P5 e P4 tendem a estar na mesma profundidade que a anomalia condutiva da porção nordeste da seção.

As linhas IE-8 e IE-9 foram realizadas, respectivamente, fora e dentro do limite topográfico da BRO (Figura 63). O imageamento IE-8 feito em área coberta por eucalipto apresentou uma camada superior com elevada resistividade que não apareceu no modelo 2D da seção IE-9 em área de cana-de-açúcar. A atividade de retirada da água do subsolo pelo sistema radicular dos eucaliptos (i.e. evapotranspiração) retira a umidade do solo aumentando, significativamente, a resistividade. Além disso, os eucaliptos podem estar provocando um fluxo de saída d'água da bacia hidrográfica. Essa interpretação geológica pode contribuir para o modelo numérico de escoamento subterrâneo na definição de condição de contorno de fluxo especificado na porção Leste da BRO.

Figura 63. Esquema de interpretação dos imageamentos IE-8 e IE-9 na definição de fluxo de saída d'água na porção Leste da área de estudo

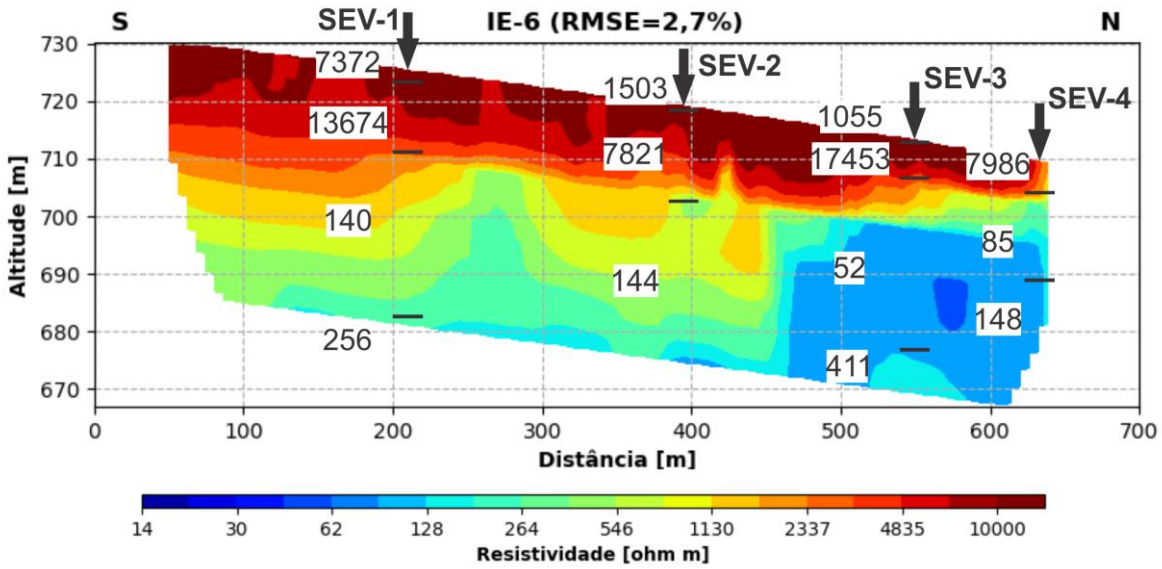


Fonte: A Autora

Em paralelo ao IE-6, foram executadas as quatros SEVs, em que suas posições em relação à seção geoelétrica estão ilustradas na Figura 64. Em geral, houve uma boa concordância entre a disposição das camadas resistivas e condutivas. Particularmente, na posição da SEV-3, foi identificada em ambos os ensaios geoelétricos uma camada resistiva a partir de ~35 m de profundidade. Além disso, no

final da seção, foi detectada uma anomalia de baixa condutividade nas duas técnicas geofísicas. Como visto, essa característica geoelétrica pode corresponder a uma camada saturada com aumento do teor de argila.

Figura 64. Sobreposição das SEVs no imageamento elétrico IE-6



Fonte: A Autora

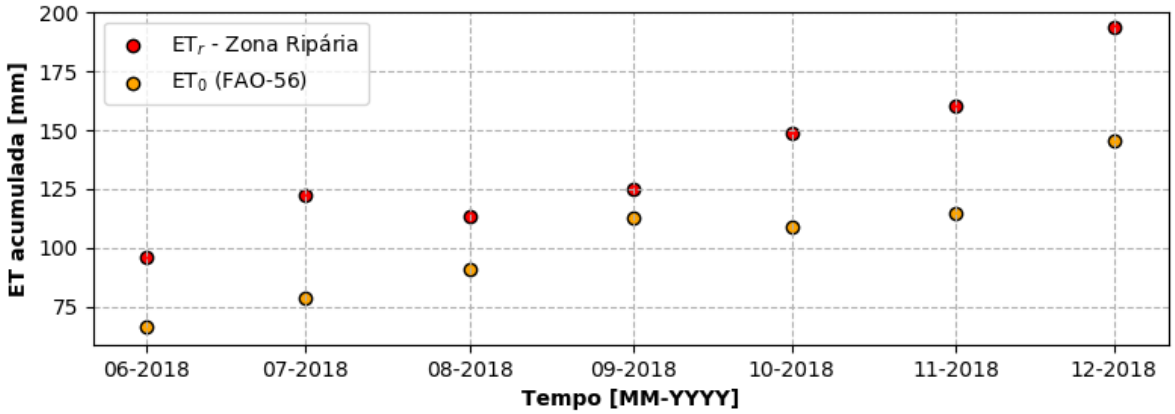
Em suma, as técnicas geofísicas contribuíram no modelo conceitual do escoamento subterrâneo para i) definição de duas regiões com diferentes condutividades hidráulicas, sendo a condutividade maior próxima à condição de contorno dos rios e ii) existência de um fluxo de saída na porção Leste da área de estudo apontado pelos IE-8 e IE-9. Por outro lado, as técnicas geofísicas apresentaram limitações para o objetivo de delimitar a base do aquífero visto a profundidade insuficiente de investigação do GPR e o baixo contraste de resistividades entre os materiais em subsuperfície para detecção nas técnicas geoelétricas (SEV e IE) (i.e. camada saturada e base do aquífero – arenito Botucatu – compostos por material predominantemente arenoso possuem resistividades dentro do mesmo intervalo).

8.2. Estimativa da recarga subterrânea

Primeiramente, foi calculado um coeficiente de cultura (k_c) médio para a zona ripária (Figura 65), a partir da razão entre as estimativas mensais da evapotranspiração real em zona ripária, usando o método de Bowen (CARVAJALINO, 2019), e a de referência (ET_0) da *Food and Agriculture Organization of the United*

States (FAO-56), com dados do CRHEA. Para o período analisado (jun/2018 a dez/2019) foi obtido um k_c médio de 1,35 (Tabela 11).

Figura 65. Comparação entre as estimativas de evapotranspiração de referência (ET_0) e evapotranspiração real em zona ripária (ET_r)



Fonte: A Autora

Tabela 11. Coeficiente de cultura para a zona ripária

Zona ripária	Tempo [mm-yyyy]							Média
	06-2018	07-2018	08-2018	09-2018	10-2018	11-2018	12-2018	
k_c	1,44	1,56	1,25	1,11	1,37	1,40	1,33	1,35

Fonte: A Autora

Ao obter um k_c médio para zona ripária superior a 1 (i.e. consome mais água que uma superfície de grama sem *stress* hídrico), alerta-se para a importância dessa componente no balanço hídrico visto sua elevada capacidade de retirar água do sistema pela evapotranspiração. Essa importância foi realçada por Satchithanantham, Wilson e Glenn (2017) ao estimarem que 2,4 ML ha^{-1} ano^{-1} (240 L m^{-2} ano^{-1}) da água subterrânea eram consumidos a mais por árvores que por gramas ambos típicos da zona ripária, monitorados em 21 m de 5 perfis, com 3 m de profundidade, em clima temperado.

A Tabela 12 mostra os valores adotados de coeficiente de cultura (k_c), profundidade do sistema radicular (p_r) e armazenamento na zona não saturada ($S_{máx}$). O coeficiente de cultura para a mata ciliar adotado foi metade do k_c da zona ripária. Para a zona ripária não foi considerado o armazenamento na zona não saturada.

Tabela 12. Valores utilizados de coeficiente de cultura (k_c), profundidade do sistema radicular (p_r) e de armazenamento na zona não saturada ($S_{máx}$), por uso do solo

Usos do solo	PA	SJ	CA	CI	AM	MC	EUC	VN
$\boldsymbol{k_c}$	0,75	0,50	0,75	0,80	0,88	0,67	1,00	1,00
$\boldsymbol{p_r}$ $[\boldsymbol{mm}]$	1000	600	1000	1200	1000	500	2000	7500
$\boldsymbol{S_{máx}}$ $[\boldsymbol{mm}]$	130	78	130	156	130	65	260	975

PA: pastagem por uso extensivo; SJ: soja; CA: cana-de-açúcar; CI: citros; AM: amendoim; MC: mata ciliar; EUC: eucalipto; VN: vegetação nativa

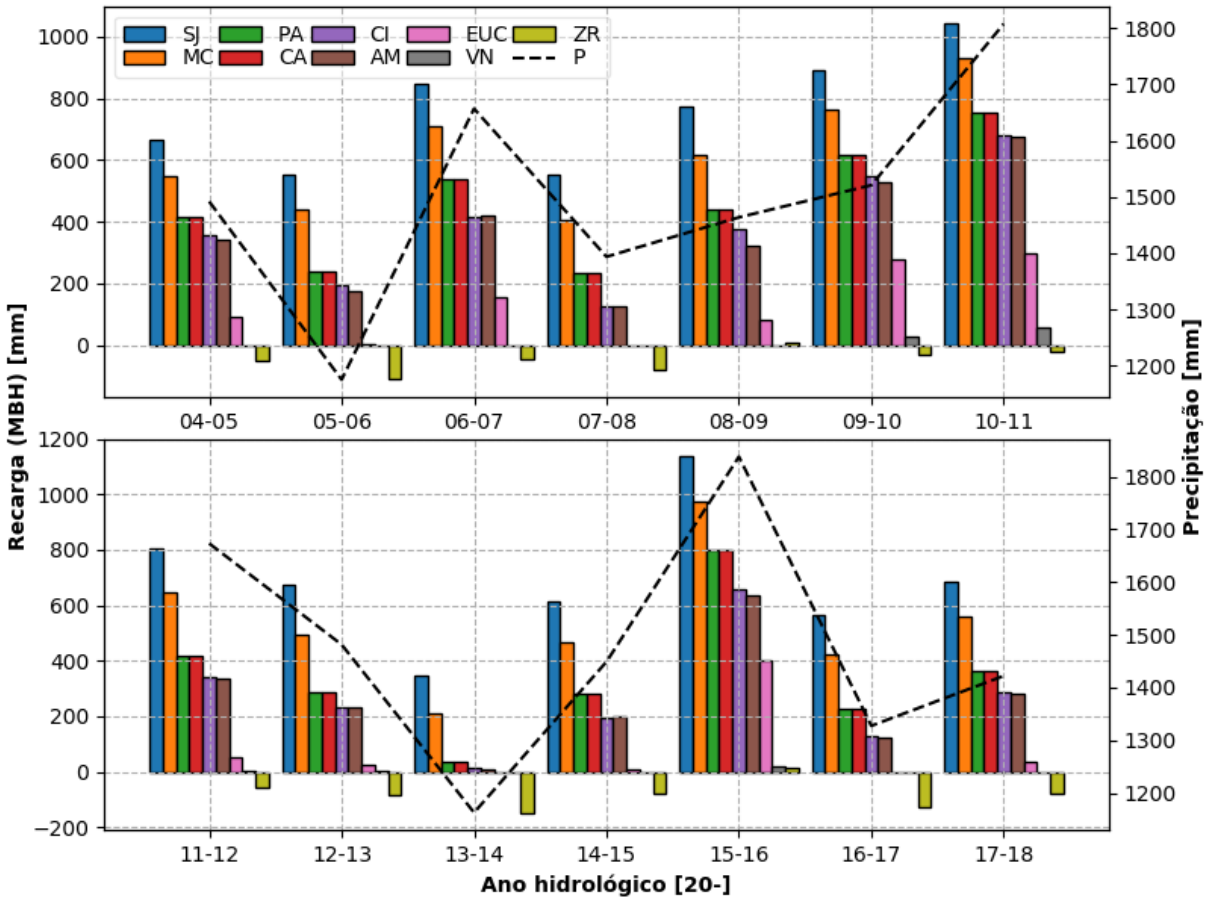
Fonte: A Autora

Em geral, as estimativas de recarga subterrânea pelo Método do Balanço Hídrico (MBH), por uso do solo, foram controladas pelos coeficientes de cultura e profundidades do sistema radicular. Com isso, em 14 anos hidrológicos (2004-2018), as maiores médias (± desvio padrão) foram obtidas para as culturas de soja e mata ciliar (725 ± 202 e 585 ± 201 mm ano^{-1}, respectivamente) (Figura 66). Por outro lado, para vegetação nativa, devido às profundas raízes, a recarga calculada foi de 8 ± 17 mm ano^{-1}. Esse controle pelo sistema radicular das plantas sob a recarga também foi verificado por Li, Si e Li (2018) em que a conversão de raízes rasas para profundas resultou em uma redução significante da recarga ($valor - p < 0{,}05$) tendendo a zero quando a profundidade do sistema radicular foi superior a 15 m.

Em 8 dos 10 anos hidrológicos considerados, o residual do MBH, em zona ripária, foi negativo (-63 ± 46 mm ano^{-1}), ou seja, a elevada taxa de evapotranspiração para essa área gerou um déficit hídrico. Para facilitar a visualização da variação temporal dos usos do solo, não foi adicionado, na Figura 66, o balanço hídrico do solo exposto que resultou em valores entre 1.086 e 1.664 mm ano^{-1}.

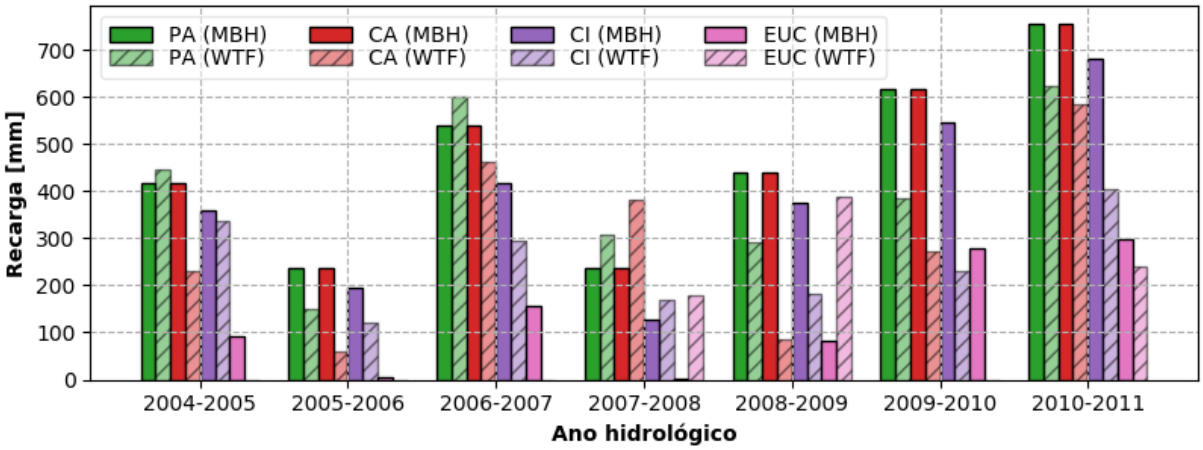
Em sua maioria, a taxa de recarga gerada pelo MBH foi superior ao estimado por Lucas e Wendland (2016), usando o método *Water Table Fluctuation* (WTF) (Figura 67). Isso se deve à adoção de um rendimento específico (13%) no MBH superior aos utilizados por Lucas e Wendland (2016) (8,5% para citrus e cana-de-açúcar, 10,6% para eucalipto e 11,3% para pastagem). Valores distintos de S_y foram utilizados porque o MBH considera a camada não saturada e o WTF a zona saturada (i.e. distintos volumes de controle). Com isso, a quantidade de recarga estimada pelo MBH, fornecida ao sistema, foi maior para acarretar numa elevação do nível freático semelhante ao analisado por Lucas e Wendland (2016) (Tabela 13).

Figura 66. Variação temporal da recarga subterrânea, por uso do solo, obtido pelo MBH (SJ: soja; MC: mata ciliar; PA: pastagem; CA: cana-de-açúcar; CI: citros; AM: amendoim; EUC: eucalipto; VN: vegetação nativa; ZR: zona ripária; P: precipitação)



Fonte: A Autora

Figura 67. Comparação entre as estimativas MBH e WTF (LUCAS; WENDLAND, 2016) (PA: pastagem; CA: cana-de-açúcar; CI: citros; EUC: eucalipto)



Fonte: A Autora

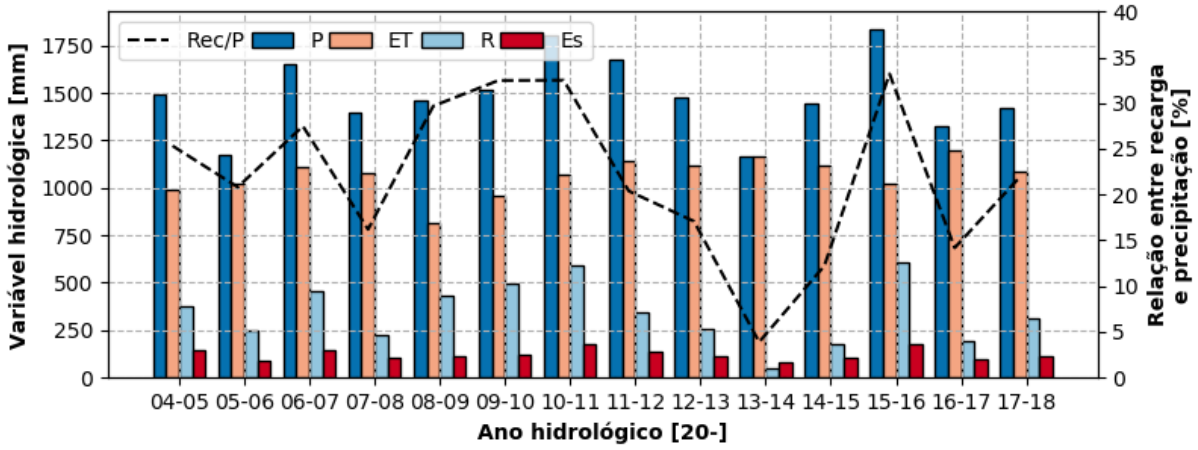
Tabela 13. Variação do nível freático (Δh) resultante das recargas calculadas pelo MBH e WTF

	PA		CA		CI		EUC	
Ano hidrológico	Δh_{MBH}	Δh_{WTF}	Δh_{MBH}	Δh_{WTF}	Δh_{MBH}	Δh_{WTF}	Δh_{MBH}	Δh_{WTF}
2004-2005	3,2	3,9	3,2	2,7	2,8	4,0	0,7	0
2005-2006	1,8	1,3	1,8	0,7	1,5	1,4	0	0
2006-2007	4,2	5,3	4,2	5,4	3,2	3,5	1,2	0
2007-2008	1,8	2,7	1,8	4,5	1,0	2,0	0,0	1,7
2008-2009	3,4	2,6	3,4	1,0	2,9	2,1	0,6	3,7
2009-2010	4,7	3,4	4,7	3,2	4,2	2,7	2,2	0,0
2010-2011	5,8	5,5	5,8	6,9	5,2	4,8	2,3	2,3
Total	24,9	24,8	24,9	24,4	20,8	20,4	7,0	7,6

Fonte: A Autora

No total, a estimativa da recarga subterrânea representou entre 4% e 33% da precipitação total entre 2004 e 2018 (Figura 68). Outros trabalhos como de Barreto, Gomes e Wendland (2010), Lucas, Guanabara e Wendland (2012), e Wendland, Gomes e Troeger (2015) estimaram recargas entre 7% e 38% das chuvas para períodos anteriores.

Figura 68. Precipitação, evapotranspiração, recarga e escoamento superficial total da área de estudo

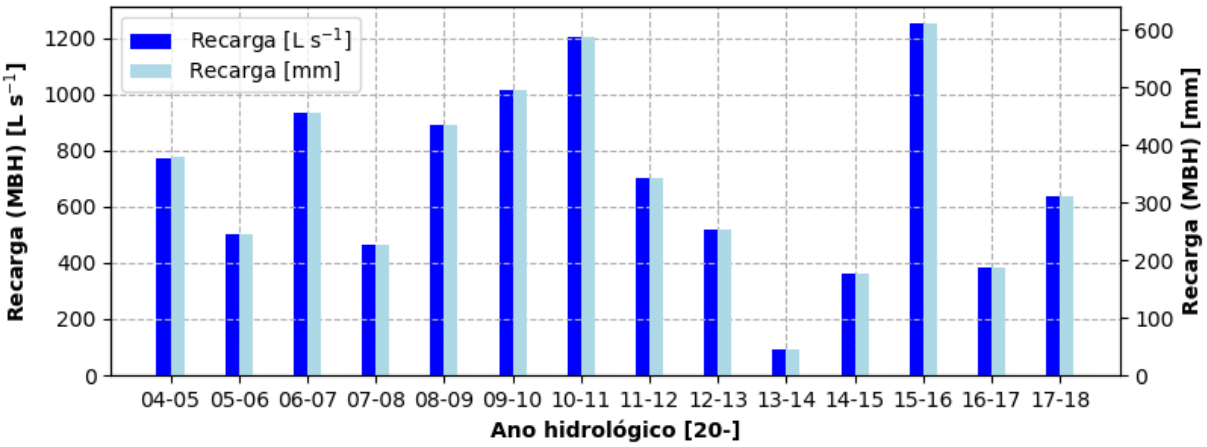


Fonte: A Autora

As maiores recargas ocorreram nos anos hidrológicos 2015-2016 (610 mm ano^{-1}) e 2010-2011 (587 mm ano^{-1}). Em 2013-2014, a recarga total foi de 45 mm ano^{-1} devido à baixa pluviometria e elevada taxa de evapotranspiração. De fato, no ano de 2014, ocorreu um intenso período de estiagem, no estado de São Paulo, provocado por uma anomalia no sistema de alta pressão atmosférica sobre o Oceano Atlântico subtropical bloqueando o fluxo de umidade advindo da região Amazônica, o desenvolvimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul e a chegada de frentes frias (MARENGO et al., 2015).

Considerando o somatório do produto entre as taxas anuais de recarga, por uso do solo, e suas respectivas áreas na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça, o intervalo das taxas de recarga corresponderam a vazões entre 92 (2013-2014) e 1.252 L s^{-1} (2015-2016), com média de 695 ± 324 L s^{-1} (~338.704 m^3 ano^{-1} km^{-2}), para uma área de contribuição total de 64,71 km² (Figura 69).

Figura 69. Variação da recarga subterrânea total por ano hidrológico na área de estudo



Fonte: A Autora

8.3. Modelo numérico de escoamento subterrâneo

8.3.1. Calibração do modelo numérico

8.3.1.1. Parâmetros do modelo

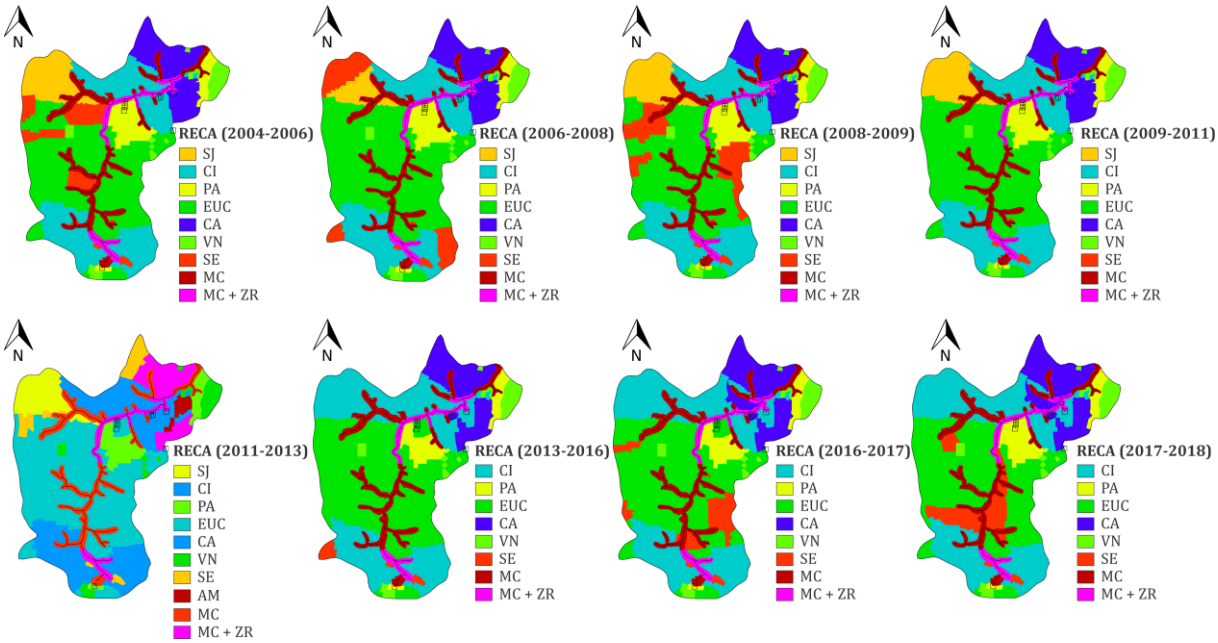
Tendo estimado a recarga subterrânea, esses valores foram distribuídos nos elementos, em função do parâmetro recarga, no arquivo de simulação transiente do Sistema de Processos em Aquíferos (SPA).

Ao todo, foram representados no modelo 8 mudanças de uso do solo (Figura 70). Por exemplo, os elementos com parâmetro recarga na porção noroeste da área de estudo definidos como soja no período de out/2004 a set/2013, passaram a ter atributos de citros.

Deve ser observado que, para os elementos vizinhos aos rios foi atribuída a recarga referente a dois usos do solo (Mata Ciliar + Zona Ripária). Isso foi feito para melhor representar a recarga nessa região, visto que o tamanho do elemento era superior ao da bordadura da zona ripária (Figura 71). Com isso, para esses elementos, a taxa de recarga atribuída foi a soma de 20% da recarga da zona ripária mais 80% da recarga em mata ciliar, ambas calculadas pelo MBH.

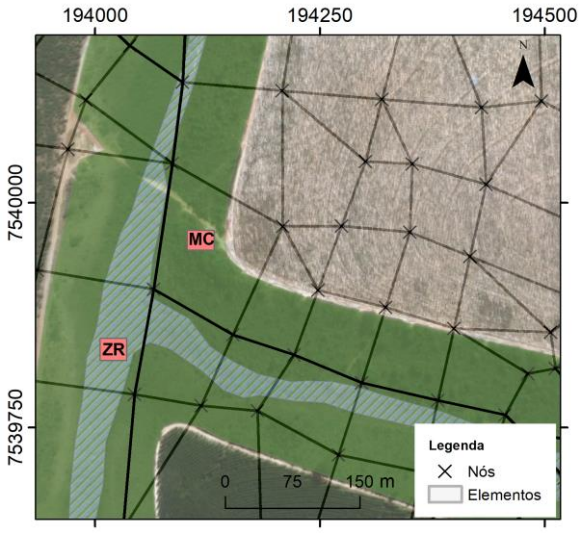
$$Rec_{MC+ZR} = 0{,}2 \cdot Rec_{ZR} + 0{,}8 \cdot Rec_{MC} \quad (52)$$

Figura 70. Parâmetro recarga para oito diferentes cenários (SJ: soja; CI: citros; PA: pastagem; EUC: eucalipto; CA: cana-de-açúcar; VN: vegetação nativa; SE: solo exposto; MC: mata ciliar; MC + ZR: mata ciliar + zona ripária)



Fonte: A Autora

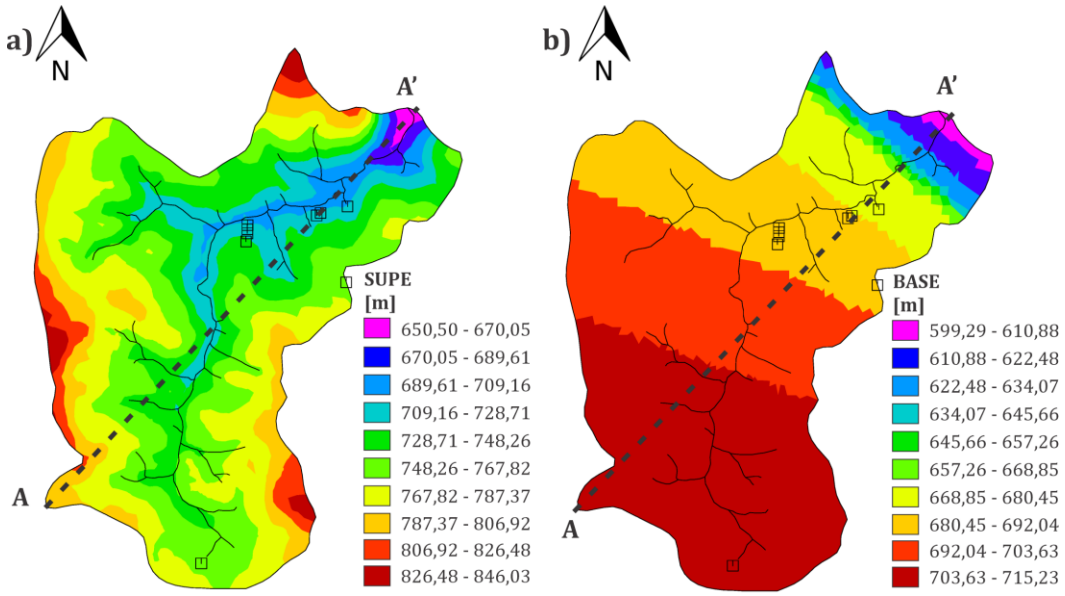
Figura 71. Largura da zona ripária em relação à malha de elementos finitos do modelo numérico (MC: Mata Ciliar; ZR: Zona Ripária)



Fonte: A Autora

Em relação à superfície topográfica (parâmetro superfície), optou-se por manter a definida por Guanabara (2011), com cotas variando entre 650,50 e 846,03 m, porque o domínio fora discretizado usando como referência essa topografia (Figura 72a).

Figura 72. Parâmetros superfície e base definidos no modelo numérico da BRO

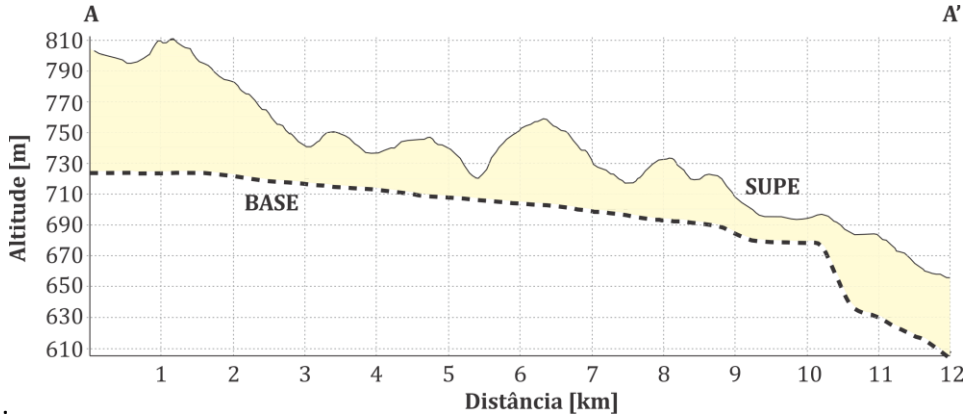


Fonte: A Autora

Como não foi possível mapear a base do aquífero usando as técnicas geofísicas, optou-se por atribuir a distribuição espacial seguindo um gradiente na direção do curso principal da área de estudo (Ribeirão da Onça) como utilizado anteriormente por Guanabara (2011) (Figura 72b).

O perfil AA' da superfície topográfica e da base do aquífero pode ser observado na Figura 73 em que foi adicionada uma diminuição brusca da cota base correspondendo à ocorrência da Formação Serra Geral no exutório da bacia hidrográfica, o que não existia nos modelos conceituais de Guanabara (2011) e Melo (2013). A base do aquífero foi definida como uma condição de contorno de fluxo nulo.

Figura 73. Perfil AA' da superfície topográfica e da base do aquífero atribuídos ao modelo numérico. A localização da seção pode ser visualizada na Figura 72.

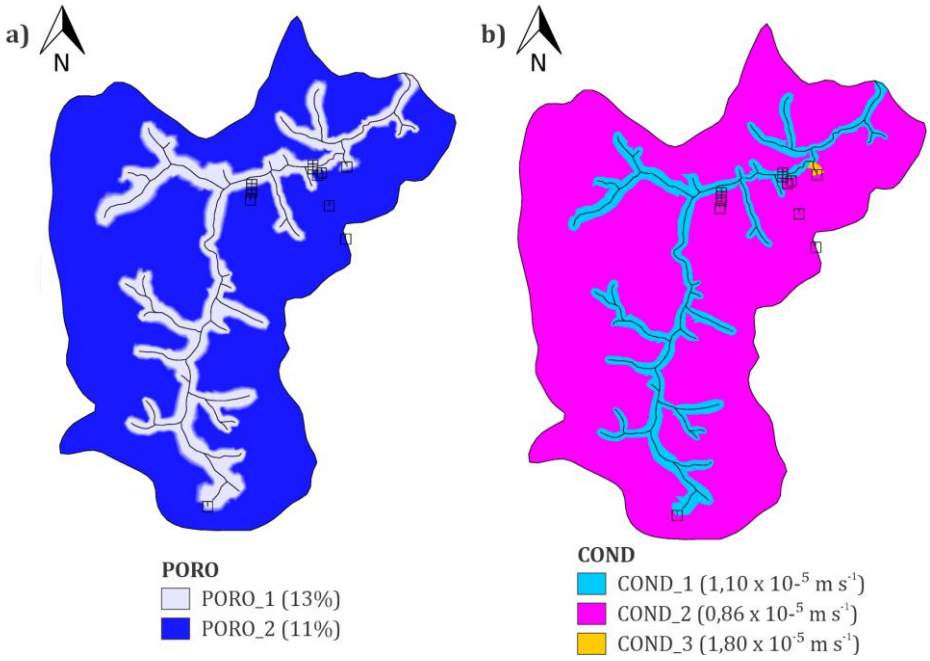


.

Fonte: A Autora

A Figura 74a mostra a distribuição espacial do parâmetro porosidade (PORO) em duas regiões, com rendimentos específicos de, respectivamente, 11 e 13%, sendo o maior definido no entorno dos rios para representar os macroporos característicos de áreas de inundação de rios (TSENG; ALVES; CRESTANA, 2018; TSENG et al., 2018). Os valores de S_y estão dentro dos intervalos obtidos por Gomes (2008) e Ponton (2017) para a área de estudo.

Figura 74. Parâmetros porosidade e condutividade hidráulica definidos no modelo numérico da BRO

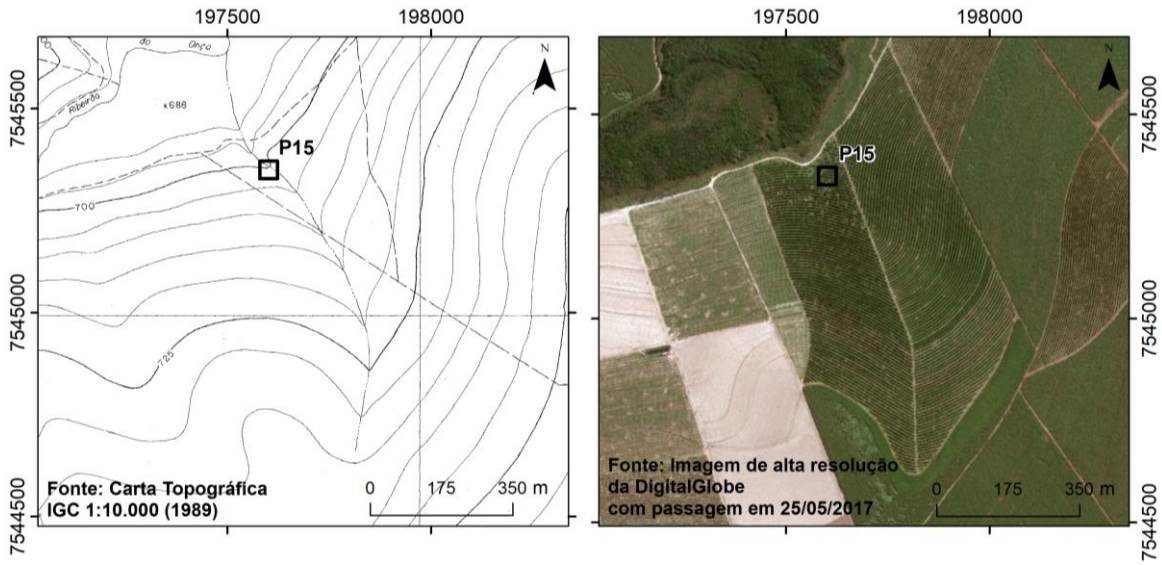


Fonte: A Autora

Em relação à condutividade hidráulica (COND), também foi atribuída uma heterogeneidade em sua distribuição com valores de $0{,}86\times10^{-5}$ e $1{,}1\times10^{-5}$ m s^{-1} (0,7 e 0,95 m dia^{-1}), sendo o maior valor nas proximidades dos corpos hídricos como sugerido pelas sondagens GPR (Figura 74b). Segundo *slug test* realizado por Ponton (2017) na área de estudo, a condutividade hidráulica variou entre $0{,}7\times10^{-5}$ e $2{,}9\times10^{-5}$ m s^{-1} (0,6 a 2,5 m dia^{-1}). Segundo Hirata et al. (2011), esse intervalo de valores equivale à condutividade hidráulica característica da Formação Pirambóia, enquanto a da Formação Botucatu possui média de $4{,}0\times10^{-5}$ m s^{-1} (3,5 m dia^{-1}). Foi necessário criar, localmente, uma área de maior condutividade hidráulica ($1{,}80\times10^{-5}$ m s^{-1}), próxima ao poço P15, para melhor representar a drenagem anteriormente existente como mostrado na Figura 75.

.

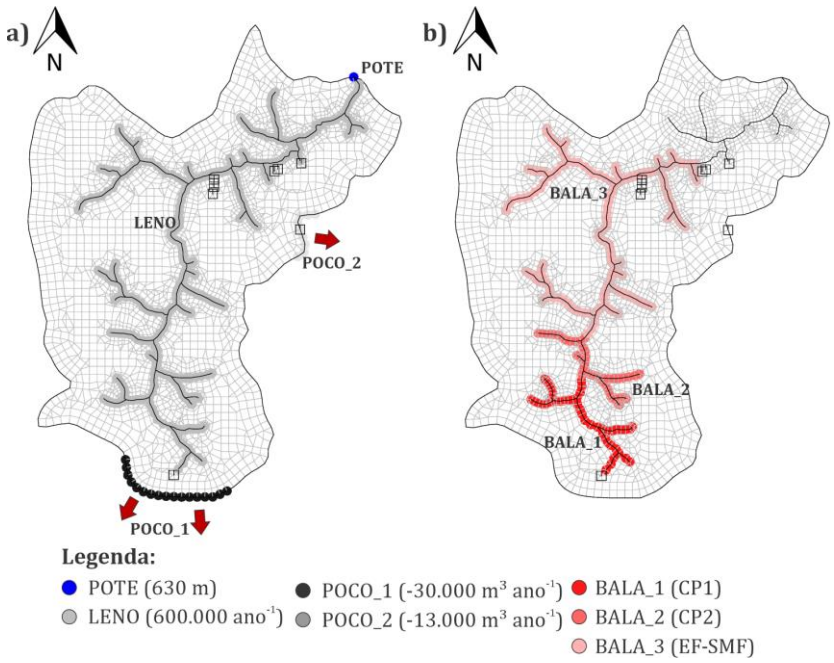
Figura 75. Evidência topográfica de drenagem próxima ao poço P15



Fonte: A Autora

A Figura 76a ilustra as condições de contorno definidas para o domínio do modelo numérico. O limite do domínio foi definido com condição de Neuman (2° tipo), com fluxo-nulo, exceto nos nós aos quais foi atribuído o parâmetro POCO (saída de água do sistema). No exutório da bacia hidrográfica, foi definido um nó com condição de Dirichlet (1° tipo) com carga hidráulica igual a 630 m. Pelo menos uma condição do 1° tipo deve ser definida para obtenção de solução numérica única.

Figura 76. Condições de contorno (POTE, LENO e POCO) e nós de balanço de massa (BALA)



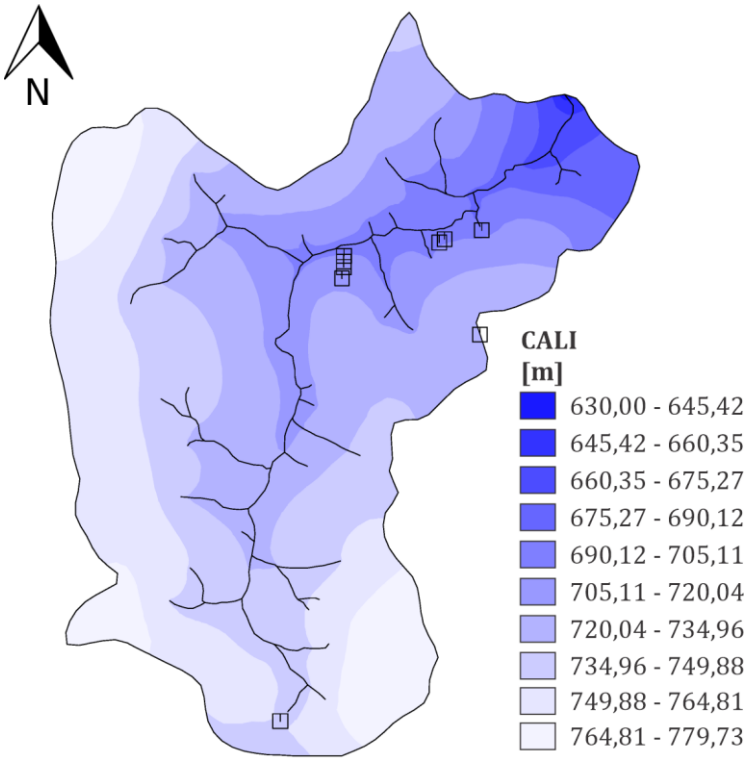
Fonte: A Autora

Na parte Sul do domínio, o valor fixo de vazão de saída atribuído, para cada nó, foi de 30.000 m³ ano^{-1}, e para os da parte Leste, 13.000 m³ ano^{-1}, totalizando, assim, uma saída de 627.000 m³ ano^{-1} (~20 L s^{-1}). Essa vazão de saída na porção Leste da área de estudo foi observada nos imageamentos elétricos IE-8 e IE-9. Importante ressaltar que essas taxas são aproximações transientes devendo ser quantificadas em futuras pesquisas.

Para os rios, a condição de contorno de Cauchy (3° tipo) foi estabelecida para permitir a variação do potencial hidráulico decorrente da iteração rio-aquífero (drenagem). Para o balanço de massa, o parâmetro BALA foi atribuído aos nós dos rios contribuintes para o fluxo de base na calha Parshall 1 (BALA_1 - CP1), na calha Parshall 2 (BALA_2 - CP2) e na estação fluviométrica (BALA_3 - EF-SMF) (Figura 76b).

A condição inicial de calibração (parâmetro CALI) foi ajustada tomando como referência a superfície potenciométrica resultante do último período de calibração (set/2011). Com isso, a simulação no período transiente teve *cold start*. A distribuição das cargas hidráulicas iniciais forma um gradiente em direção à drenagem principal e ao exutório da bacia hidrográfica, variando de 630,00 a 779,73 m (Figura 77).

Figura 77. Distribuição inicial das cargas hidráulicas para calibração (parâmetro CALI)



Fonte: A Autora

A Tabela 14 resume os parâmetros adotados para a simulação do modelo numérico no Simulador de Processo em Aquíferos (SPA). O período simulado compreendeu out/2004 a set/2018, em escala mensal, totalizando 168 instantes de tempo e um tempo médio de processamento de 12 a 300 segundos. A malha dos elementos finitos foi gerada com espaçamento máximo de 200 m e refinamento na proximidade de rios e poços (MELO; CABRERA; WENDLAND, 2017).

Tabela 14. Parâmetros utilizados no Simulador de Processo em Aquíferos (SPA)

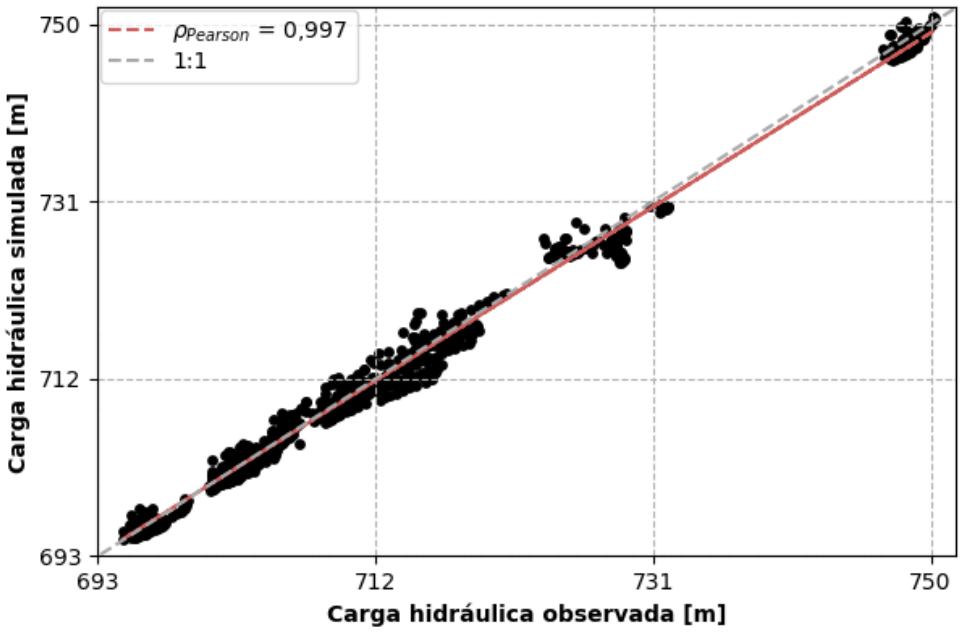
Parâmetro	Descrição	Valor utilizado no modelo
COOR	coordenadas de todos os nós que definiram os contornos e vértices	3132 nós
ELEM	enumeração de todos os elementos	3577 elementos
BASE	cota da base do aquífero para cada elemento	$599{,}29\ -715{,}23\ m$
CALI	cota inicial da superfície potenciométrica, para calibração, em cada nó	$630{,}00 - 779{,}73\ m$
COND	condutividade hidráulica, definida para cada elemento	$0{,}86\ \times 10^{-5}\ m\ s^{-1}$ $1{,}10\ \times 10^{-5}\ m\ s^{-1}$ $1{,}80\ \times 10^{-5}\ m\ s^{-1}$
LENO	definição dos nós drenantes e das condições de contorno de 3º tipo	$600.000\ ano^{-1}$
MXNI	infiltração máxima por *leakage* (drenança)	0
POCO	nós onde ocorrem extração ou injeção de água e as respectivas taxas	$-13.000\ m^3\ ano^{-1}$ $-30.000\ m^3\ ano^{-1}$
PORO	rendimento específico nos nós	11% 13%
POTE	valores dos potenciais conhecidos	$630\ m$
RECA	atribuição de recarga a cada elemento	Estimado pelo MBH
RIOS	carga hidráulica, dos nós, que foram atribuídos LENO e MXNI	Guanabara (2011)
SUPE	cota da superfície topográfica do terreno, em cada nó	Guanabara (2011)

Fonte: A Autora

8.3.1.2. Cargas hidráulicas

A calibração dos parâmetros do modelo, em regime transiente de out/2004 a set/2011 (instantes 1 a 84), resultou na correlação entre as cargas hidráulicas observada e simulada mostrada na Figura 78. A maioria dos 1512 valores observados e simulados ficou próxima à linha 1:1 resultando em um coeficiente de correlação ($\rho_{Pearson}$) de 0,997. Também pode ser vista uma menor dispersão dos dados nas cargas hidráulicas extremas (i.e. mínimos e máximos simulados).

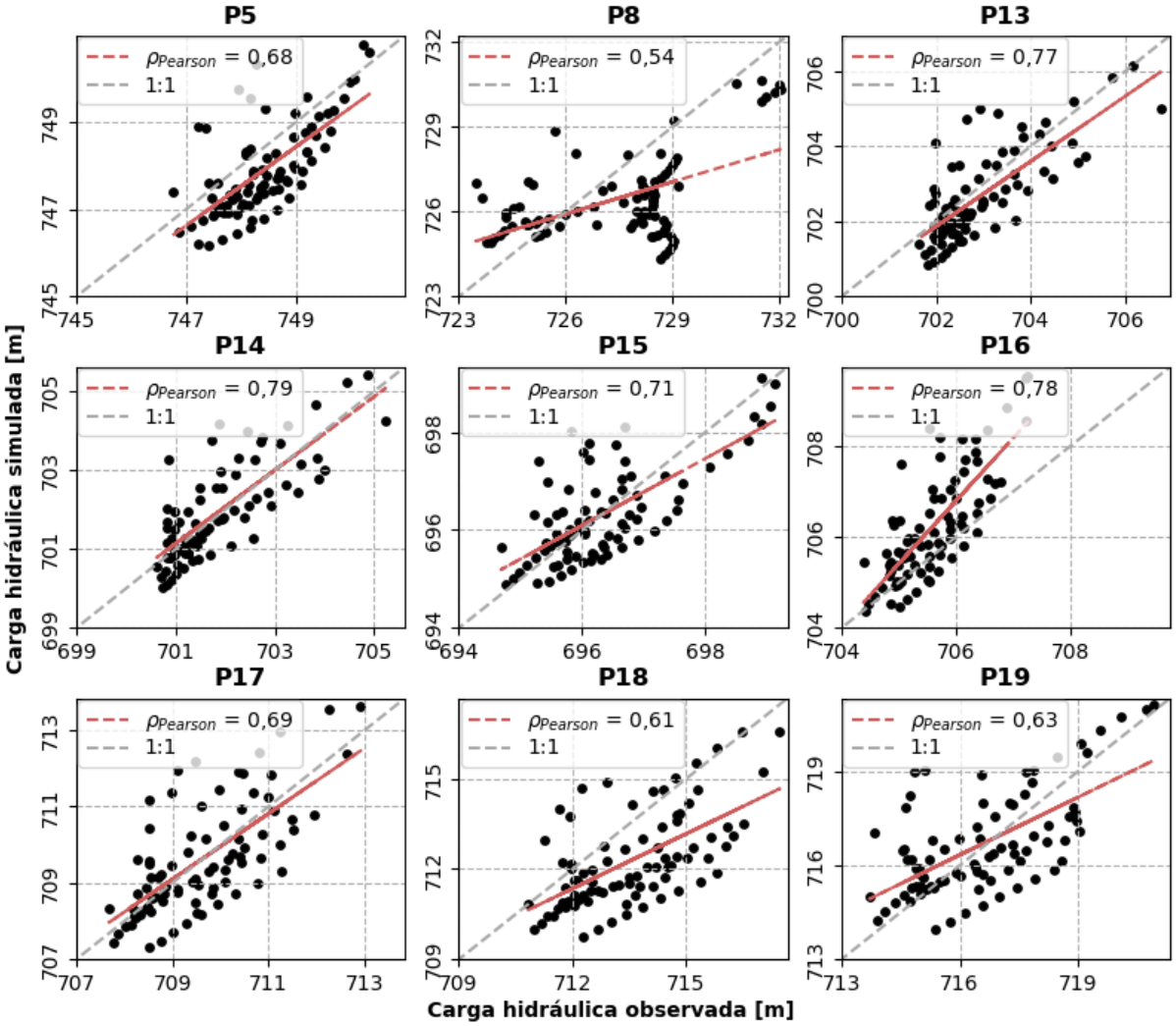
Figura 78. Carga hidráulica simulada versus observada no período de calibração (2004-2011)



Fonte: A Autora

Embora o resultado regional da calibração, em regime transiente, tenha mostrado um elevado $\rho_{Pearson}$, isso se deve aos dados terem uma dispersão bem menor que o intervalo em que variam as cargas hidráulicas. Como mostra a Figura 79, ao analisar, separadamente, os 9 poços de monitoramento, os $\rho_{Pearson}$ foram menores, entre 0,54 (P8) e 0,79 (P14), apontando uma correlação de moderada a forte para o período de calibração. Nos poços P5, P8, P13, P15, P18 e P19, os níveis foram subestimados na calibração.

Figura 79. Correlação das cargas hidráulicas observada e simulada para o período de calibração



Fonte: A Autora

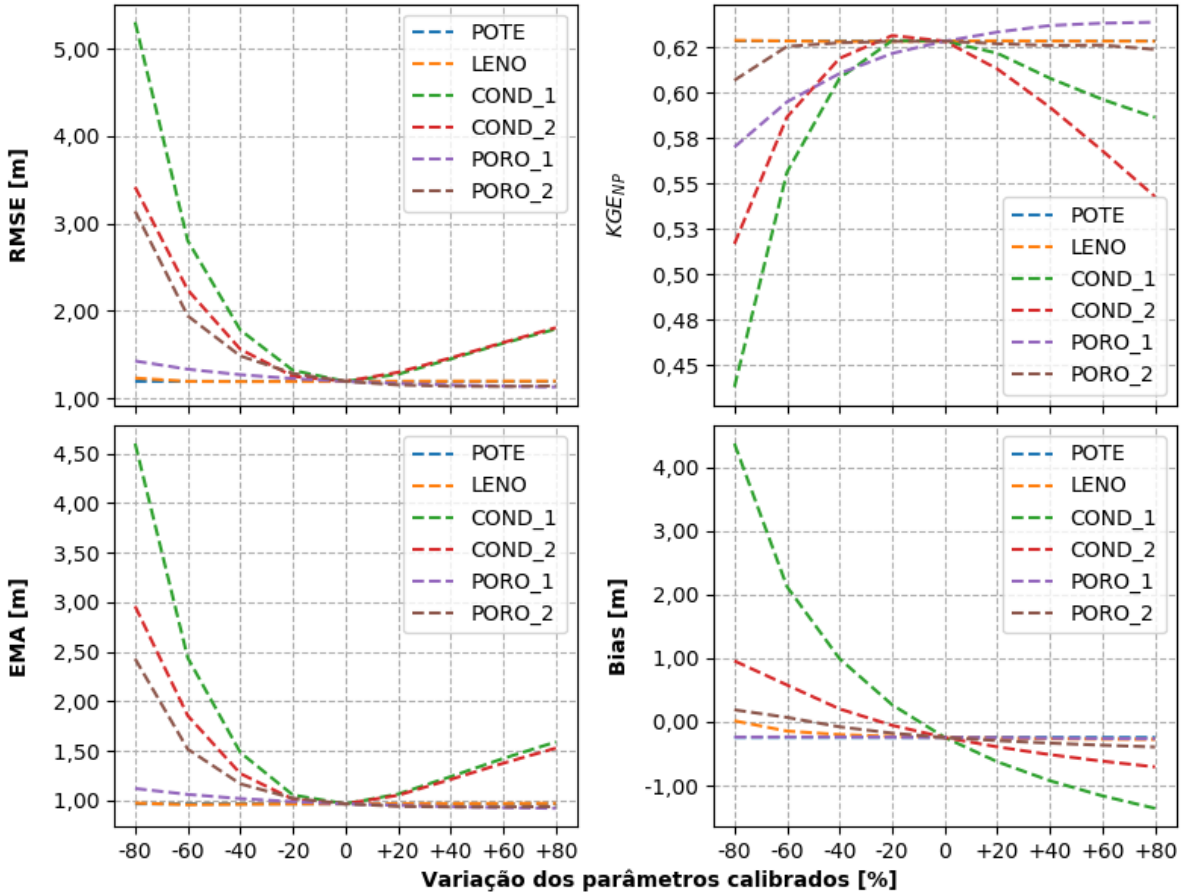
8.3.1.3. Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade visou avaliar a influência individual dos parâmetros considerados no processo de calibração (POTE, LENO, COND_1, COND_2, PORO_1 e PORO_2) nos erros de eficiência no ajuste da carga hidráulica considerando todos os poços de monitoramento. O parâmetro COND_3 não foi considerado por ter efeito local.

Ao alterar os valores dos parâmetros (variando ±20% até ±80%), houve o incremento do erro, sendo o Bias com o maior intervalo de variação (-1,36 e 4,37 m) (Figura 80). Já o RMSE variou entre 5,30 e 1,13 m, o KGE_{NP} entre 0,44 e 0,64 e o EMA entre 0,92 e 4,60 m. Ao diminuir os valores calibrados dos parâmetros, a piora no ajuste foi mais acentuada do que no processo inverso, diferente do que fora

observado por Rabelo e Wendland (2009), para as bacias hidrográficas dos rios Jacaré-Guaçú e Jacaré-Pepira, em que as variações dos erros foram lineares e simétricas ao eixo central.

Figura 80. Análise de sensibilidade dos parâmetros calibrados



Fonte: A Autora

Os parâmetros POTE e LENO foram os menos sensíveis ao modelo numérico, enquanto as condutividades hidráulicas (COND_1 e COND_2) afetaram, significativamente, o ajuste das cargas hidráulicas. Apesar do parâmetro COND_1 não possuir a maior distribuição espacial, sua variação foi a que mais influenciou no erro, possivelmente, por ser determinante no gradiente hidráulico, já que se distribui no entorno dos corpos hídricos.

Interessante observar, a partir da variação do Bias, que a diminuição do rendimento específico (PORO_2) acarretou numa superestimativa das cargas hidráulicas, enquanto o aumento, o inverso. Isso mostra coerência do modelo numérico, já que baixos valores de S_y (i.e. menos água requerida para saturação do meio poroso) resultam em elevações mais acentuadas do nível freático. Importante

ressaltar que essa análise não avaliou os efeitos da variação dos parâmetros na vazão de base.

8.3.2. Validação do modelo numérico

Ao separar as métricas para o período de calibração (2004-2011) e de validação (2011-2018), foi verificado um melhor ajuste para validação, principalmente nos poços P16, P17, P18 e P18 (Tabela 15). Esse melhor ajuste pode ser justificado pelas menores incertezas vinculadas à recarga devido à ocorrência de períodos de estiagem (anos de 2014 e 2017). Desta forma, como houve baixa precipitação, as recargas foram reduzidas ou nulas.

Tabela 15. Métricas de ajuste das cargas hidráulicas para os períodos de calibração e validação (em negrito, os melhores valores de cada métrica)

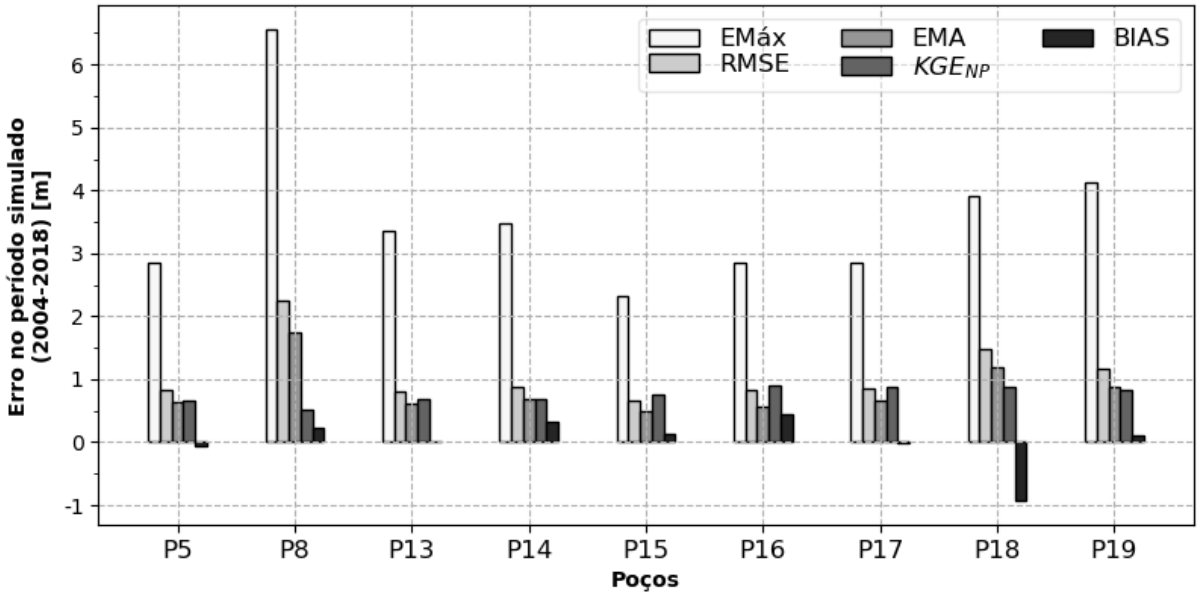
Poços	Calibração					Validação				
	Bias	**EMA**	**EMáx**	**RMSE**	**KGE_{NP}**	**Bias**	**EMA**	**EMáx**	**RMSE**	**KGE_{NP}**
P5	-0,51	0,80	**2,06**	0,92	0,67	**0,37**	**0,50**	2,86	**0,72**	**0,79**
P8	**-1,00**	1,76	**4,29**	**2,10**	0,33	1,45	**1,75**	6,56	2,38	**0,78**
P13	**-0,25**	0,66	**2,12**	0,82	0,72	0,27	**0,54**	3,36	**0,77**	**0,75**
P14	**0,08**	**0,58**	**2,40**	**0,76**	**0,75**	0,59	0,76	3,48	0,99	0,72
P15	**-0,01**	0,60	**2,22**	0,76	0,61	0,29	**0,40**	2,32	**0,55**	**0,87**
P16	0,64	0,76	2,85	1,02	0,75	**0,25**	**0,38**	**1,99**	**0,55**	**0,92**
P17	**0,01**	0,83	2,84	1,06	0,68	-0,06	**0,47**	**2,02**	**0,61**	**0,91**
P18	-1,27	1,58	3,92	1,88	0,60	**-0,61**	**0,80**	**1,88**	**0,91**	**0,90**
P19	0,11	1,12	4,14	1,43	0,55	**0,11**	**0,63**	**2,50**	**0,81**	**0,90**

Fonte: A Autora

A Figura 81 mostra que nos poços de monitoramento, para todo o período simulado (2004-2018), o erro máximo (EMax) foi entre 2,32 (P15) e 6,53 m (P8), a raiz do erro médio quadrático (RMSE) entre 0,66 (P15) e 2,25 m (P8), o erro médio absoluto (EMA) entre 0,50 (P15) e 1,76 m (P8), o KGE_{NP} entre 0,52 (P8) e 0,89 (P16) e o Bias variou entre -0,94 (P18) e 0,44 m (P16). Para o período de 2004 a 2014, Melo, Cabrera e Wendland (2017) obtiveram erros médio e máximo inferiores, respectivamente, a 1 e 3 m, desconsiderando o P8.

O Bias para todo o período de simulação mostrou que poços P5 e P18 tiveram seus níveis subestimados. Os poços P13 e P14 apresentaram valores semelhantes de métricas devido a sua proximidade e mesma dinâmica de uso do solo. Por outro lado, nos poços P16 a P19, que se localizam alinhados, houve uma tendência de melhoria no ajuste à medida que se deslocava para as menores cargas hidráulicas (i.e. do P19 para o P16). Isso pode ser consequência do controle da condição de contorno atribuída aos nós dos rios já que o P16 se encontra em nó vizinho ao rio.

Figura 81. Erros de simulação nos poços de monitoramento para o período de 2004-2018



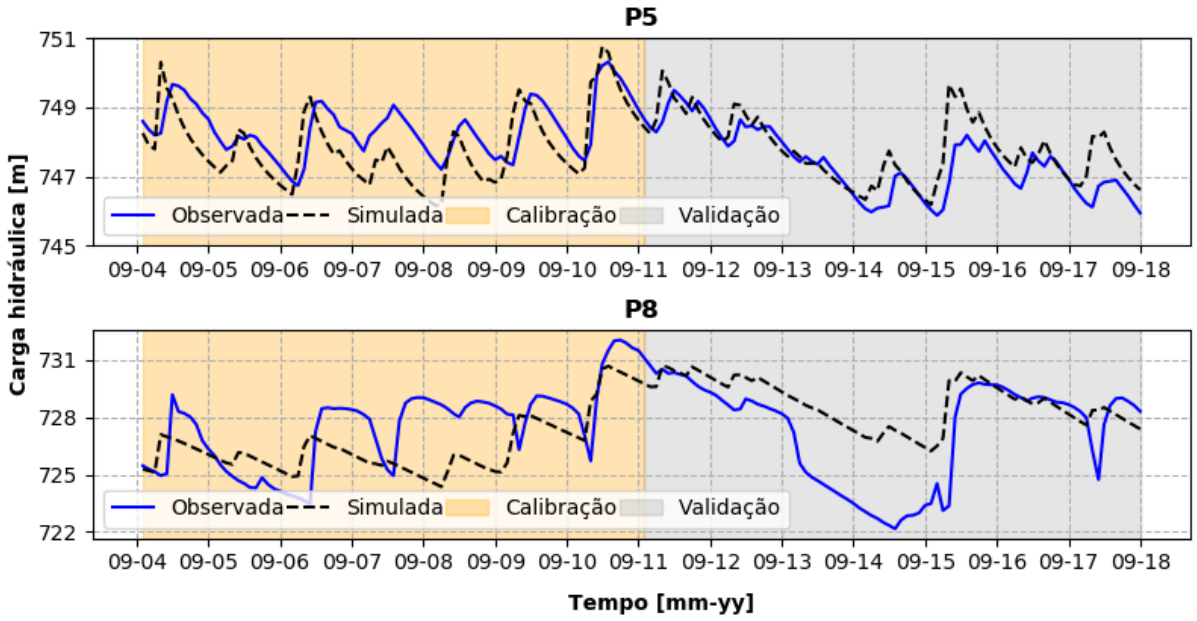
Fonte: A Autora

8.3.3. Variação temporal das cargas hidráulicas

Embora as cargas hidráulicas simuladas tenham acompanhado o comportamento dinâmico das cargas observadas, existiram diferenças na amplitude da elevação que podem ser decorrentes das estimativas da recarga subterrânea ou do rendimento específico (Figura 82, Figura 83 e Figura 84).

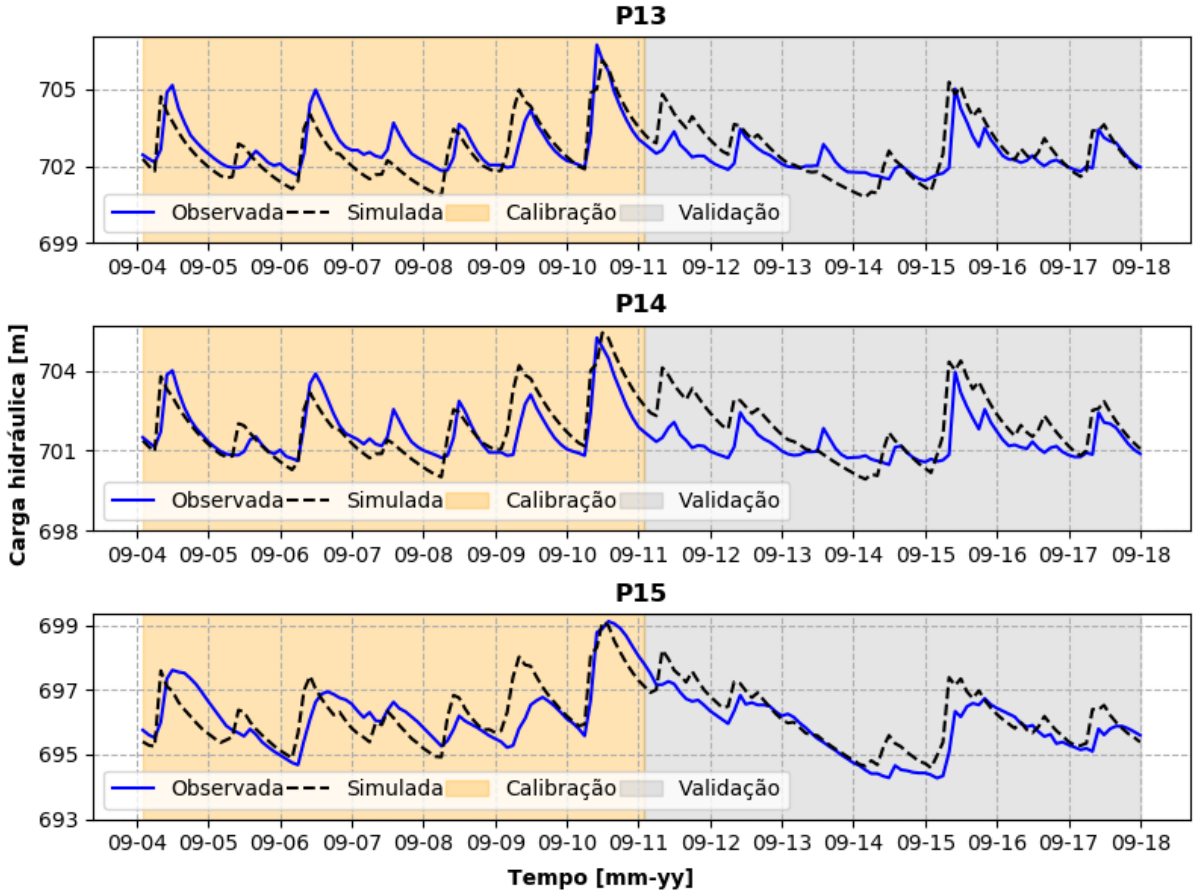
O poço P5 encontra-se próximo a uma condição de contorno, de fluxo não-nulo (POCO_2), a qual foi determinante para a simulação de sua carga hidráulica. A vazão de saída, atribuída a essa condição de contorno, foi de 480 L ano^{-1}, que não foi suficiente para ajustar o nível freático no período de validação o qual foi superior ao observado. No entorno desse poço de monitoramento não houve mudança de uso de solo.

Figura 82. Variação temporal das cargas hidráulicas nos poços P5 e P8



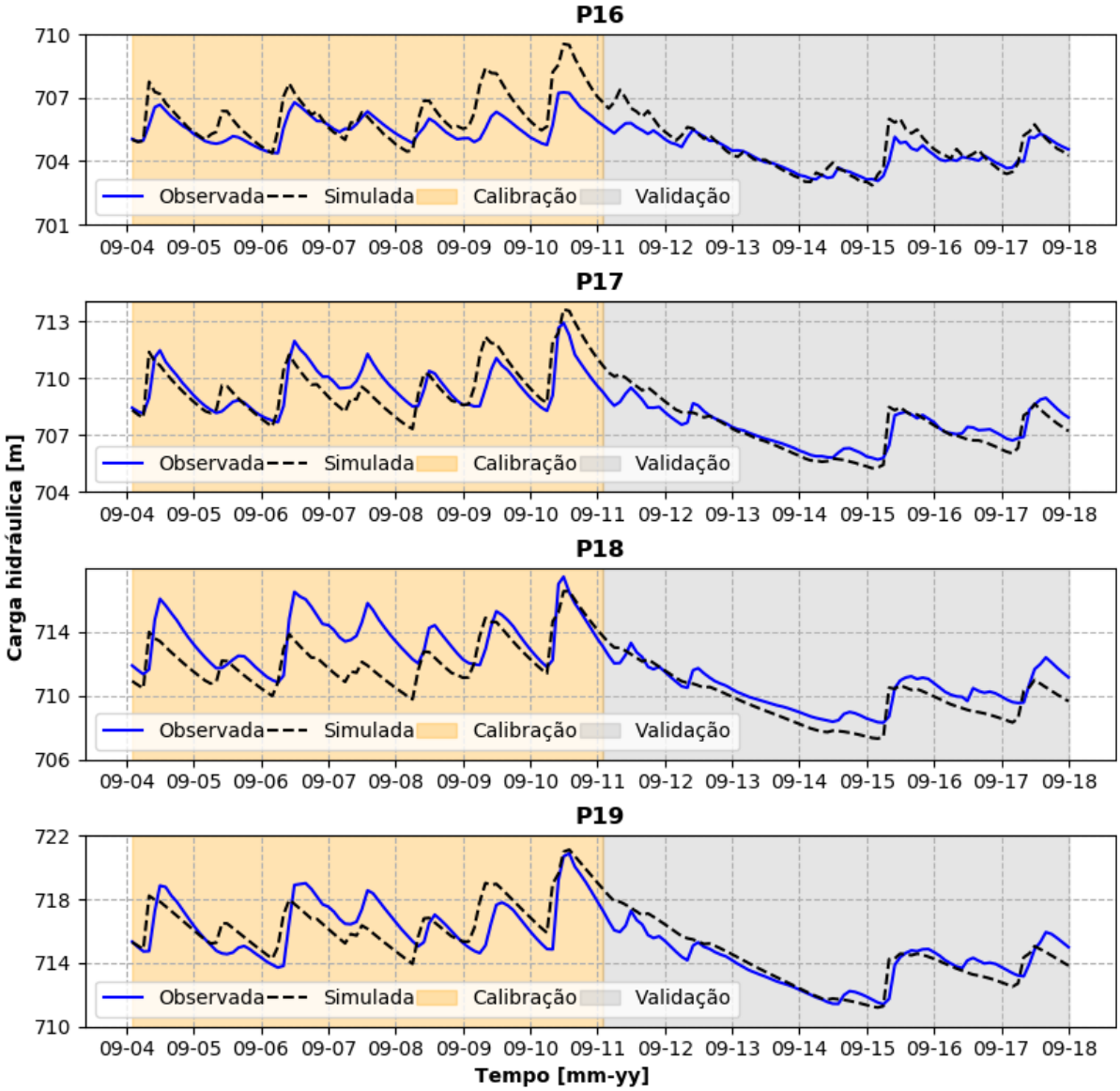
Fonte: A Autora

Figura 83. Variação temporal das cargas hidráulicas nos poços P13, P14 e P15



Fonte: A Autora

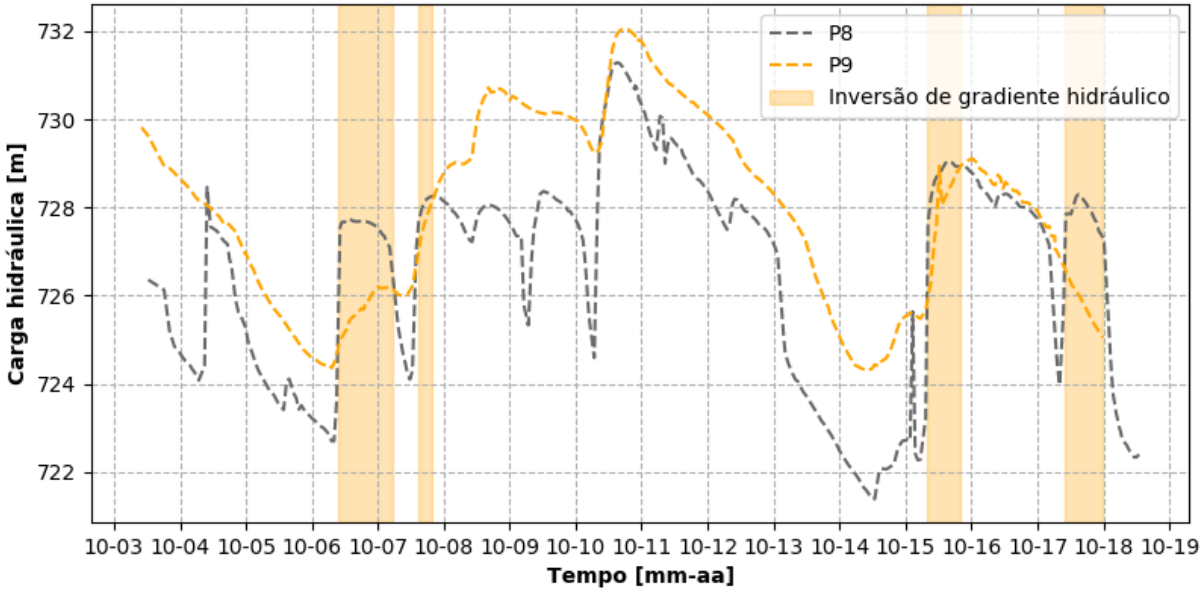
Figura 84. Variação temporal das cargas hidráulicas nos poços P16, P17, P18 e P19



Fonte: A Autora

O poço P8, em particular, apresentou uma variação anômala que não foi possível ser representado no modelo numérico de escoamento subterrâneo. Esse poço está próximo ao divisor subterrâneo e sofre influência da plantação de eucalipto adjacente ao limite da área de estudo. Dependendo do ciclo do cultivo do eucalipto (i.e. crescimento e corte da vegetação) há inversão do gradiente hidráulico ao comparar com a carga hidráulica do poço P9 localizado fora do limite topográfico da BRO (Figura 85). Essa característica de inversão do gradiente hidráulico não foi contemplada no modelo numérico.

Figura 85. Variação temporal dos poços P8 e P9 com a indicação dos instantes de inversão do gradiente hidráulico



Fonte: A Autora

Os poços P13 e P14 apresentaram variação temporal semelhante resultante da proximidade das suas linhas piezométricas e mesmas mudanças de uso do solo nos seus entornos. Até set/2013, esses poços localizavam-se em área de citros que foi, posteriormente, substituído por cana-de-açúcar. Nessa mudança, o modelo numérico não simulou o acréscimo no nível registrado nos dados observados em 2013-2014. Isso pode ser decorrente da limitação da estimativa da recarga subterrânea em não considerar os estágios de crescimento da vegetação. Também pode ser resultado de plantio de amendoim para fixação de nitrogênio no solo (TERRA et al., 2019) que não foi atribuído ao modelo.

Já no poço P15, foi considerado no modelo, uma mudança de uso do solo em out/2011 (cana-de-açúcar para citros). Além disso, nesse período, foi atribuída plantação de amendoim a uma área a montante. A elevada recarga na área de amendoim pode ter provocado um fluxo lateral maior do que o observado, visto que as cargas hidráulicas simuladas foram superiores às observadas no poço P15, bem como, nos P13 e P14 cujas linhas de corrente também sofrem influência dessa área de amendoim.

A influência da mudança do uso do solo na variação do nível freático fica mais evidente nos poços P16, P17, P18 e P19 onde a pastagem foi substituída por eucalipto em out/2011. A partir desse período, o modelo simulou uma queda brusca e linear das cargas hidráulicas, sem apresentar as flutuações sazonais características do aquífero,

como mostrado pelos dados observados. No ano hidrológico 2017-2018 houve a colheita do eucalipto na área em que se localizavam os poços P16, P17, P18 e P19, retornando a ser uma região de solo exposto/pastagem, sendo bem simulado, principalmente, em P16 e P19.

A distribuição das recargas no modelo numérico foi em função dos diferentes usos do solo. Consequentemente, pode ser observado como as mudanças do uso do solo afetaram a variação dos níveis d'água subterrâneo. Como verificado por Gouvêa e Wendland (2011), poços alocados no mesmo tipo de uso do solo na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça, apresentaram elevados coeficientes de correlação (0,64 a 0,89) entre as variações diárias dos seus níveis freáticos.

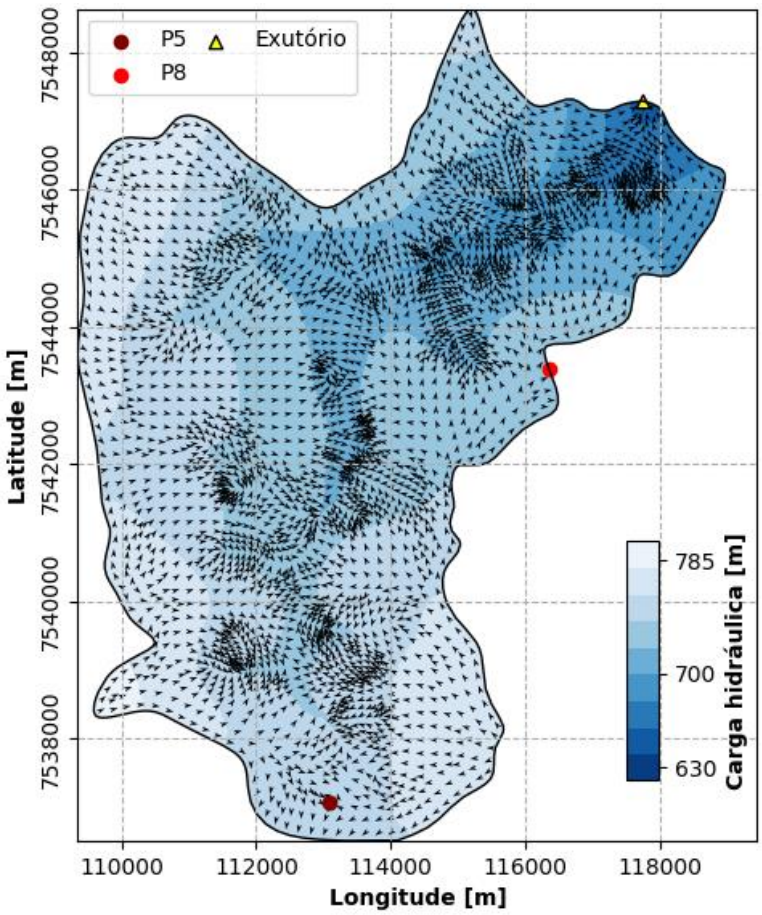
8.3.4. Superfície potenciométrica e direção do escoamento subterrâneo

A carga hidráulica máxima atingiu 800 m nas porções noroeste, sudoeste e sudeste da área de estudo (Figura 86). Próximo ao exutório da bacia hidrográfica, as cargas hidráulicas foram mais baixas, sendo a cota mínima de 630 m, conforme determinado no modelo numérico. O escoamento subterrâneo teve a tendência de direção para os cursos d'água, exceto próximo aos poços P5 e P8 em que foram impostas condições de fluxo não-nulo, com vazões de saída do sistema.

8.3.5. Vazão de base

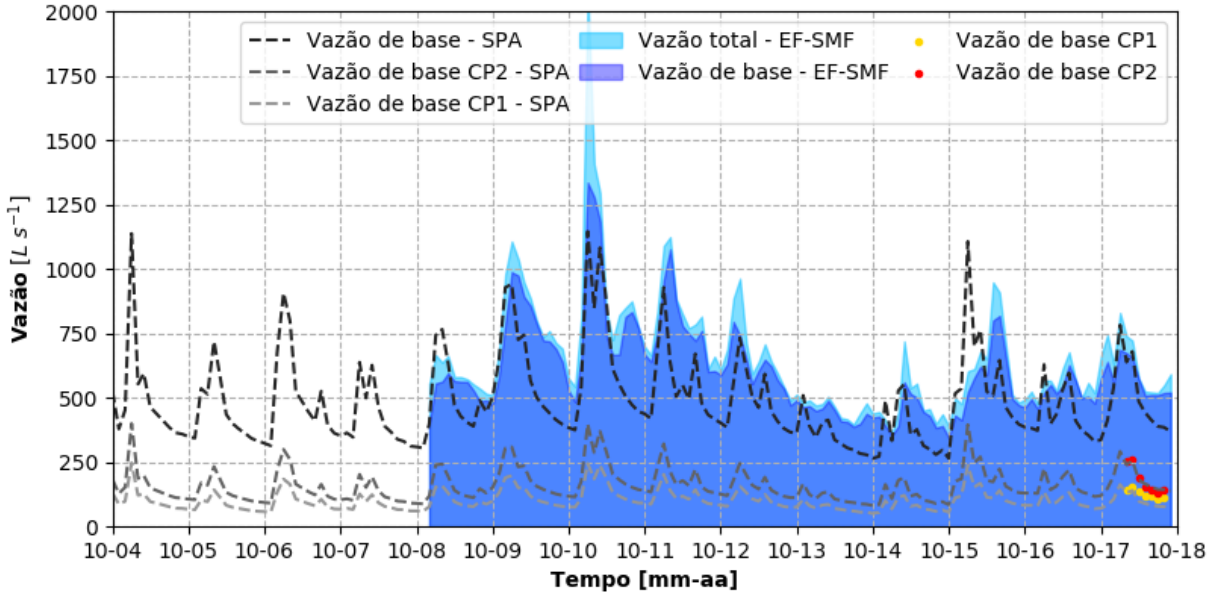
A partir do balanço hídrico fornecido pelo parâmetro BALA do modelo numérico SPA foi possível obter a vazão de base resultante em cada seção de medição definida (BALA_1, BALA_2 e BALA_3). As vazões de base para as seções CP1 (BALA_1), CP2 (BALA_2), EF-SMF (BALA_3) podem ser observadas na Figura 87. O intervalo de valores da vazão de base simulada na EF-SMF foi de 264 (set/2014) a 1.146 L s^{-1} (dez/2010) com média (± desvio padrão) de 503 ± 180 L s^{-1}. De acordo com Machado, Wendland e Krause (2016), a vazão de base na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça variou entre 530 e 1.090 L s^{-1} no período de 2003 a 2011.

Figura 86. Superfície potenciométrica no final da simulação e direção do escoamento subterrâneo



Fonte: A Autora

Figura 87. Vazões de base observada e simulada na EF-SMF e Calhas Parshall CP1 e CP2



Fonte: A Autora

A Tabela 16 fornece as métricas de eficiência do modelo em relação às vazões de base observada e simulada. O melhor ajuste foi obtido para a calha Parshall 2 (CP2) com KGE_{NP} de 0,93. Para a seção principal (EF-SMF) as diferenças entre os dados observado e simulado aumentaram, porém ainda mostraram uma boa estimativa obtendo um KGE_{NP} de 0,66. Também pode ser observado que o Bias apontou subestimativa das vazões de base na EF-SMF e CP1.

Tabela 16. Erros de ajuste das vazões de base nas seções EF-SMF, CP1 e CP2

Seção	Parâmetro BALA	Período	Δt[1]	Bias[2]	EMA[2]	EMáx[2]	RMSE[2]	KGE_{NP}
EF-SMF	BALA_3	dez/2008 - set/2018	118	-102,49	142,62	584,22	173,15	0,66
CP2	BALA_2	fev/2018 - ago/2018	9	3,07	9,25	13,61	10,33	0,93
CP1	BALA_1	fev/2018 - ago/2018	9	-27,86	27,86	37,88	29,77	0,77

[1] meses; [2] $L\ s^{-1}$

Fonte: A Autora

Os erros vinculados ao cálculo da vazão de base no modelo numérico podem ser decorrentes da inadequada distribuição da recarga subterrânea. As taxas de recarga foram calculadas tomando como referência os valores obtidos por Lucas e Wendland (2016) nos poços de monitoramento da área de estudo que se concentram na porção leste. Desta forma, as taxas de recarga estimadas por uso do solo não podem ter sido representativas para toda a área da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça.

A heterogeneidade espacial da recarga subterrânea vem sendo apontada como a principal fonte de incerteza dos modelos numéricos de escoamento subterrâneo (ALCALÁ; CUSTODIO, 2014; AMPE et al., 2012; XIE et al., 2019). Como visto por Zomlot et al. (2017), as taxas de recarga para a região de Flanders e Bruxelas, na Bélgica, apresentaram incertezas de 10 a 30% decorrentes das inconsistências dos mapas de uso do solo. Também Doble e Crosbie (2017) alertaram que recarga e evapotranspiração apresentam forte dependência que pode resultar em requisitos adicionais de calibração, particularmente para estimativas dos escoamentos de base para os rios.

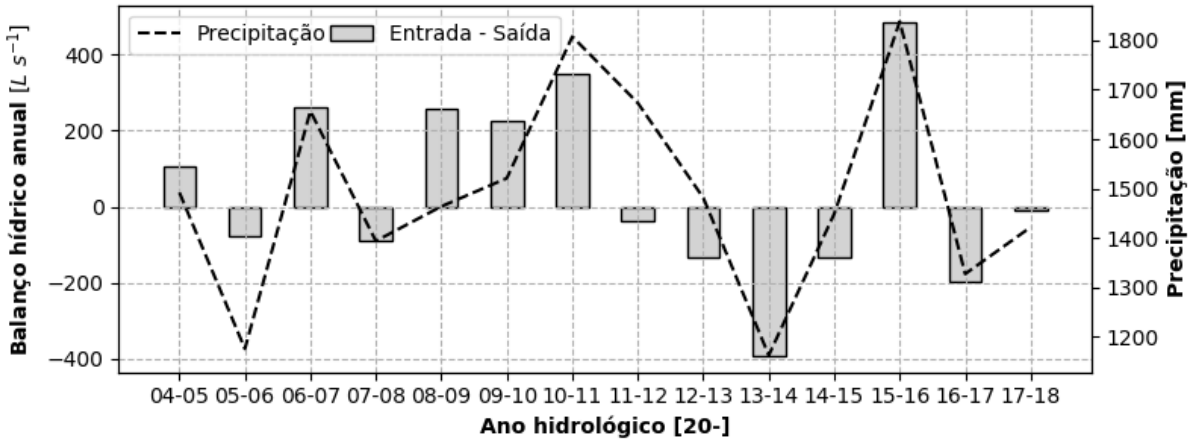
8.3.6. Balanço hídrico

A ordem de grandeza das variáveis hidrológicas atribuídas ao modelo numérico pode ser analisada pelo balanço hídrico. A recarga subterrânea corresponde à entrada

de água e as condições de contorno de fluxo não-nulo e de drenagem no leito dos rios representam as saídas de água do sistema.

O balanço de massa foi realizado para toda a área do domínio (64,71 km²) (Figura 88). Em geral, a dinâmica temporal do balanço hídrico acompanhou a variação anual da precipitação. Na maioria dos anos hidrológicos simulados, a diferença entre entrada e saída de água do sistema apontaram depleção de água do aquífero, principalmente na época da crise hídrica (2013-2014).

Figura 88. Balanço hídrico do sistema no período simulado (2004-2018)



Fonte: A Autora

A Tabela 17 apresenta as componentes de entrada e saída do balanço hídrico tendo como entrada apenas a recarga. Também foram representadas as componentes de saída do balanço em função da recarga apontando que 90% da recarga contribui para a vazão de base. Isso mostra que na área de estudo de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a recarga foi essencialmente drenada para o curso dos rios.

Tabela 17. Média das componentes do balanço hídrico para toda a área de estudo de out/2004 a set/2018

		Vazões		
		$10^6\ m^3 ano^{-1}$	$L\ s^{-1}$	%
Entrada	**Recarga**	266,26	703	100
	Recarga (Zona Ripária)	3,17	8	1
Saída	**Poços**	7,52	20	3
	Vazão de base	239,05	631	90
Armazenamento		16,52	44	6

Fonte: A Autora

9. CONCLUSÕES

Neste estudo foram analisadas as características geofísicas e a dinâmica da variação do nível freático em um modelo numérico de escoamento subterrâneo no aquífero delimitado pela bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani (SAG).

Pode ser verificado pelos métodos geofísicos, uma heterogeneidade vertical das características geofísicas em subsuperfície, porém insuficiente para definir a profundidade e a distribuição espacial da base do aquífero (arenito Botucatu). O *Ground Penetrating Radar* (GPR) não atingiu profundidade de investigação suficiente e as técnicas geoelétricas apresentaram limitações na interpretação dos dados devido ao pouco contraste entre as eletrorresistividades dos sedimentos arenosos e o possível arenito Botucatu, ambos saturados. Desta forma, também não foi possível melhorar a interpretação da circulação local e regional da água na área de afloramento do SAG.

As seções de GPR (GPR-1 e GPR-2) contribuíram para o modelo numérico de escoamento subterrâneo na definição de duas regiões com diferentes condutividades hidráulicas, sendo a condutividade maior próxima aos rios. As interpretações hidrogeológicas das sondagens GPR, com o auxílio de amostras de solo e nível d'água de poços, mostraram que o nível freático próximo à área de descarga da BRO (ribeirão) está em uma camada de materiais arenosos. Quando se afasta do ribeirão, essa posição muda, estando o nível freático em uma camada de sedimentos com maior teor de argila e óxido de ferro característico do residual Botucatu. O incremento no teor de argila pode reduzir a condutividade hidráulica.

Também foi definido no modelo numérico uma condição de contorno de fluxo não-nulo na porção leste da área de estudo explicada pelos imageamentos elétricos IE-8 e IE-9. O primeiro imageamento foi realizado fora do limite topográfico da BRO em área de plantio de eucalipto apresentando uma primeira camada com elevada resistividade que não foi identificada no IE-9 dentro da BRO em área ocupada por cana-de-açúcar. Isso aponta que a retirada de água do solo pelo eucalipto (i.e. evapotranspiração) pode estar provocando esse gradiente hidráulico no sentido de saída da bacia hidrográfica.

Em relação à estimativa da recarga subterrânea usando o Método do Balanço Hídrico (MBH), as maiores médias (± desvio padrão) foram obtidas para as culturas

de soja e mata ciliar (725 ± 202 e 585 ± 201 mm ano^{-1}, respectivamente). Por outro lado, o residual do MBH, em zona ripária, foi negativo (-63 ± 46 mm ano^{-1}), ou seja, a elevada taxa de evapotranspiração gerou um déficit hídrico.

No total, a estimativa da recarga subterrânea representou entre 4% e 33% da precipitação total do período de out/2004 a set/2018. Ao considerar as áreas ocupadas por cada uso do solo, as taxas de recarga corresponderam a vazões entre 92 (2013-2014) e 1.252 L s^{-1} (2015-2016), com média (± desvio padrão) de 695 ± 324 L s^{-}1 para uma área de contribuição total de 64,71 km².

Usando as interpretações hidrogeológicas das técnicas geofísicas e as taxas de recarga estimadas, a calibração do modelo numérico de escoamento subterrâneo possibilitou reproduzir os efeitos nos níveis freáticos decorrentes de crise hídrica e de mudanças de usos e ocupação do solo para um longo período de modelagem (14 anos hidrológicos). Nos 14 anos simulados foram obtidos coeficientes de Kling-Gupta não paramétrico (KGE_{NP}) para as cargas hidráulicas entre 0,52 (P8) e 0,89 (P16) e nas seções de medição de vazão de base o KGE_{NP} foi de 0,77 na calha Parshall 1 (CP1), 0,93 na calha Parshall 2 (CP2) e 0,66 na Estação Fluviométrica – Santa Maria da Fábrica (EF-SMF).

Por fim, a caracterização geofísica não permitiu definir a profundidade e a distribuição espacial da base do aquífero (arenito Botucatu) delimitado pela bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO). As técnicas geofísicas foram úteis na identificação de regiões com diferentes condutividades hidráulicas e definição de condição de contorno. Um longo período de 14 anos hidrológicos em uma área de estudo com intensa mudança de uso do solo e com registro de crise hídrica foi bem simulado pelo modelo numérico do escoamento subterrâneo. Melhorias no balanço hídrico podem ser realizadas pela análise da heterogeneidade espaçotemporal e incertezas da recarga para toda a área da bacia hidrográfica do ribeirão da Onça.

REFERÊNCIAS

ABRAMS, D.B.; ROADCAP, G.S.; MANNIX, D. Developing potentiometric surfaces and flow fields with a head‐specified MODFLOW model. **Groundwater**, v. 56, n. 1, p. 8-17, 2017.

ABUZIED, S.M.; ALREFAEE, H.A. Mapping of groundwater prospective zones integrating remote sensing, geographic information systems and geophysical techniques in El-Qaà Plain area, Egypt. **Hydrogeology Journal**, v. 25, n. 7, p. 2067‐2088, 2017.

ALCALÁ, F.J.; CUSTODIO, E. Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 2, p. 218-236, 2014.

ALENCAR, M.F.; WENDLAND, E.C. Método de elementos analíticos: uma alternativa para a modelagem de escoamento subterrâneo. **Águas Subterrâneas**, v. 27, n. 1, p. 110‐124, 2013.

AL-HAMEEDAWI, M.M.; THABIT, J.M. Comparison between four electrode arrays in delineating sedimentary layers of alluvial fan deposits in eastern Iraq using a 2D imaging technique. **Environmental Earth Sciences**, v. 76, n. 15, p. 525, 2017.

ALLEN, R.G. et al. **Crop evapotranspiration** - guidelines for computing crop water requirements. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1998. (FAO Irrigation and drainage paper 56).

ALMEIDA, E.F.M. et al. **Mapa geológico do estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981. (Série Monografias, 6).

ALVES, M.E.B. et al. Estimate of the crop coefficient for Eucalyptus cultivated under irrigation during initial growth. **Cerne**, v. 19, n. 2, p. 247-253, 2013.

AL-ZUBEDI, A.S.; THABIT, J.M. Comparison between 2D imaging and vertical electrical sounding in aquifer delineation: a case study of the south and south west of Samawa City (IRAQ). **Arabian Journal of Geoscience**, v. 7, p. 174‐180, 2014.

AMPE, E.M. et al. Impact of urban land-cover classification on groundwater recharge uncertainty. **IEEE Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing**, v. 5, n. 6, p. 1859-1867, 2012.

AMUNDSON, R. et al. Coupling between biota and earth materials in the critical zone. **Elements**, v. 3, n. 5, p. 327-332, 2007.

ANDERSEN, M.S.; ACWORTH, R.I. Stream-aquifer interactions in the Maules Creek catchment, Namoi Valley, New South Wales, Australia. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 8, p. 2005-2021, 2009.

ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. **Aqüífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai**: mapas hidrogeológicos das formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. Curitiba: Petrobrás; Universidade Federal do Paraná, 1995.

ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 7, n. 3, p.317-336, 1999.

ARNOLD, J.G. et al. Large area hydrologic modeling and assesment part I: model development. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 1, p. 73‑89, 1998.

AYOLABI, E.A. et al. Applications of 1D and 2D electrical resistivity methods to map aquifers in a complex geologic terrain of foursquare camp, Ajebo, Southwestern Nigeria. **The Pacific Journal of Science and Technology**, v. 10, n. 2, p. 657‑666, 2009.

BABU, D.S. et al. Hydraulic response of a tidally forced coastal aquifer, Pontal do Paraná, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 16, n.7, p. 1427-1439, 2008.

BARLOW, P.M. et al. **Geological survey groundwater toolbox version 1.3.1, a graphical and mapping interface for analysis of hydrologic data**: U.S. geological survey software release, 26 May 2017. DOI: http://dx.doi.org/10.5066/F7R78C9G.

BARRETO, C.E.A.G. **Balanço hídrico em zona de afloramento do Sistema Aqüífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa**. 2006. 249 f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) ‑ Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

BARRETO, C.E.A.G.; GOMES, L.H.; WENDLAND, E. Balanço hídrico em zona de afloramento do Sistema Aqüífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa. **Revista Águas Subterrâneas**, Suplemento - Anais dos XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, 2010. Disponível em:<aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23177>. Acesso em: 27 de outubro de 2017.

BEAR, J. **Groundwater hydraulics**. New York: McGraw, 1979.

BENOIT, S. et al. Characterization of spatially variable riverbed hydraulic conductivity using electrical resistivity tomography and induced polarization. **Hydrogeology Journal**, v. 27, n. 1, p. 395-407, 2019.

BERSAN, S. et al. Application of a high resolution distributed temperature sensor in a physical model reproducing subsurface water flow. **Measurement**, v. 98, p. 321-324, 2017.

BHUIYAN, C. Hydrological characterization of geological lineaments: a case study from the Aravalli terrain, India. **Hydrogeology Journal**, v. 23, n. 4, p. 673-686, 2015.

BOBACHEV, C. **IPI2Win**: windows software for an automatic interpretation of resistivity sounding data. 2002. 320f. Thesis (PhD.) - Moscow State University, Russia, 2002.

BOICO, V.F.; WENDLAND, E.; BATISTA, J.A.D.N. Assessment of the potentiometric drawdown in the Guarani Aquifer System in Bauru/SP by a model of analytical elements. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 23, e.2, 2018. DOI: http://dx.doi.org/10.1590/2318-0331.0318170121.

BORGES, W.R. **Investigações geofísicas na borda da bacia sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e eletrorresistividade**. 2002. 153 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

BORTOLOZO, C.A. et al. Geoelectrical characterization using joint inversion of VES/TEM data: a case study in Paraná Sedimentary Basin, São Paulo State, Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 111, p. 33-46, 2014.

BOWLING, J.C. et al. Delineating alluvial aquifer heterogeneity using resistivity and GPR data. **Groundwater**, v. 43, n. 6, p. 890-903, 2005.

BRAGA, A.C.O. **Métodos geoelétricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica** – formações Rio Claro e Corumbataí, no município de Rio Claro-SP. 1997. 169 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

_____. **Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas**: uma abordagem metodológica e prática. 2006. 121 f. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

_____. **Geofísica aplicada**: métodos geoelétricos em hidrogeologia. São Paulo: Oficina de Textos, 2016.

BUTLER, D.K. **Proceedings of the government users workshop on ground penetrating radar applications and equipment, 26-27 March 1992, Vicksburg, Mississippi**. Washington: Department of the Army US Army Corps of Engineers, 1992. Final Report. (Miscellaneous Paper GL-92-40).

CABRERA, M.C.M. et al. Performance of evaporation estimation methods compared with standard 20 m² tank. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 20, p. 874–879, 2016.

CARDOSO, O.R.; BALABAN, R.C. Comparative study between Botucatu and Berea sandstone properties. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 62, p. 58-69, 2015.

CARVAJALINO, J.C.D. **Avaliação de estimativas de evapotranspiração dos métodos baseados na flutuação diária do nível piezométrico comparando com o método de balanço de energia - Razão de Bowen em zona ripária**. 2019. 133f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2019.

CASTRO JUNIOR, P.R.; WENDLAND, E.C. **Mapeamento morfopedológico aplicado à bacia-piloto do Ribeirão da Onça (SP) em áreas de recarga do Aquífero Guarani**. São Carlos: EESC/USP, 2015. Relatório de Pós-Doutoramento do Programa Nacional de Cooperação Acadêmica - CAPES.

CAVICCHIA, M.E. **Desenvolvimento de modelo numérico para gerenciamento de recursos hídricos subterrâneos na área do Projeto Piloto Ribeirão Preto**. 2007. 169 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil – Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.

CONTIN NETO, D. **Balanço hídrico em bacia hidrográfica situada em região de recarga do aquífero Botucatu**. 1987. 171 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1987.

COSTA, C.W. et al. Potential for aquifer contamination of anthropogenic activity in the recharge area of the Guarani Aquifer System, southeast of Brazil. **Groundwater for Sustainable Development**, v. 8, p. 10-23, 2019.

CRAIG, J.R.; GRACIE, R. Using the extended finite element method for simulation of transient well leakage in multilayer aquifer. **Advances in Water Resources,** v. 34, n. 9, p. 1207-1214, 2011.

CUNHA, A. et al. Analyzing the gravity response of the Serra Geral Basalts and its impacts for the gravity interpretation in the northern Paraná Basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 89, p. 259-274, 2019.

CUNHA, A.T.D. **Estimativa experimental da taxa de recarga na zona de afloramento do Aqüífero Guarani, para a região de São Carlos-SP**. 2003. 117 f. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2003.

DAHLIN, T.; ZHOU, B. Numerical comparison of 2D resistivity imaging with ten electrode arrays. **Geophysical Prospecting**, v. 52, p. 379–398, 2004.

DANIELS, J.J. **Ground penetrating radar fundamentals**. Washington: U.S.EPA, 2000. Appendix to a report to the U.S.EPA, Region V.

DAVINO, A. **Considerações hidrogeológicas preliminares sobre a bacia**

hidrográfica do Ribeirão da Onça, São Carlos, SP. Ribeirão Preto: Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 1984. Paginação irregular. Relatório FAPESP.

DEBRINE, B.E. Electrolytic model study for collector wells under river beds. **Water Resources Research**, v. 6, n. 3, p. 971-978, 1970.

DELIN, G.N. et al. Comparison of local-to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. **Journal of Hydrology,** v. 334, n. 1-2, p. 231-249, 2007.

DOBLE, R.C.; CROSBIE, R.S. Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. **Hydrogeology Journal**, v. 25, n. 1, p. 3-23, 2017.

DOBRIN, M.B.; SAVIT, C.H. **Introduction to geophysical prospecting**. New York: McGraw-Hill, 1960. v.4.

DOETSCH, J. et al. Constraining 3-D electrical resistance tomography with GPR reflection data for improved aquifer characterization. **Journal of Applied Geophysics**, v. 78, p. 68-76, 2012.

DVORY, N.Z. et al. The Effect of hydrogeological conditions on variability and dynamic of groundwater recharge in a carbonate aquifer at local scale. **Journal of Hydrology**, v. 535, p. 480-494, 2016.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, p. 507‑515, 2005.

ELIS, V.R. **Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos**. 1998. 264 f. Tese (Doutorado) ‑ Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.

ELIS, V.R.; ZUQUETTE, L.V. Caracterização geofísica de áreas utilizadas para disposição de resíduos sólidos urbanos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 119-134, 2002.

ELLIOT, T.; BONOTTO, D.M. Hydrogeochemical and isotopic indicators of vulnerability and sustainability in the GAS aquifer, São Paulo State, Brazil. **Journal of Hydrology**: regional studies, v. 14, p. 130-149, 2017.

EWUSI, A.; KUMA, J. S.; VOIGT, H. J. Utility of the 2-D multi-electrode resistivity imaging technique in groundwater exploration in the Voltaian sedimentary basin, Northern Ghana. **Natural resources research**, v. 18, n. 4, p. 267-275, 2009.

FACHIN, S.J.S. **Ensaios geoelétricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto – SP; avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema**. 2007. 142 f. Dissertação (Mestrado) ‑ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

FAVETTO, A.; CURCIO, A.; POMPOSIELLO, C. Magnetotellurics applied to the study of the Guaraní aquifer in Entre Ríos Province, N‑E Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 1, p. 49-57, 2011.

FOSTER, S. et al. A Iniciativa do programa Sistema Aquífero Guarani‑Rumo à gestão prática da água subterrânea em um contexto transfronteiriço. **GWMATE** – Banco Mundial. Coleção de perfis de caso, v. 9, p.1-28, 2009.

FRANCÉS, A.P. et al. Contributions of hydrogeophysics to the hydrogeological conceptual model of the Albufeira-Ribeira de Quarteira coastal aquifer in Algarve, Portugal. **Hydrogeology Journal**, v. 23, n. 7, p. 1553-1572, 2015.

FREEZE, R.A.; CHERRY, J.A. **Groundwater**. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1979.

GALLEGOS, J.J.; HU, B.X.; DAVIS, H. Simulating flow in karst aquifers at laboratory and sub-regional scales using MODFLOW-CFP. **Hydrogeology Journal**, v. 21, n. 8, p. 1749‑1760, 2013.

GARCIA-MONTIEL, D.C. et al. Estimating seasonal changesin volumetric soil water content at landscape scales in a savannaecosystem using two-dimensional resistivity profiling. **Earth Interactions**, v. 12, p. 1‑25, 2008.

GARRÉ, S. et al. Evaluating experimental design of ERT for soil moisture monitoring in contour hedgerow intercropping systems. **Vadose Zone Journal**, v. 11, n. 4, 2012.

GASTMANS, D. et al. Modelo hidrogeológico conceptual del Sistema Acuífero Guaraní (SAG): una herramienta para la gestión. **Boletín Geológico y Minero**, v. 123, n. 3, p. 249-265, 2012.

GAUR, S.; MIMOUN, D.; GRAILLOT, D. Advantages of the analytic element method for the solution of groundwater management problems. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 22, p. 3426‑3436, 2011.

GIARDIN, A.; FACCINI, U.F. Identificação de célula de fluxo local no Sistema Aqüífero Guarani: estudo de caso no Vale Do Rio Taquari, RS, Brasil. **Águas Subterrâneas**, v. 25, n. 1, p. 15-28. 2011.

GOMES, L.H. **Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada**. 2008. 167 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil ‑ Hidráulica e Saneamento) ‑ Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

GÓMEZ, A.A.; RODRÍGUEZ, L.B.; VIVES, L.S. The Guarani Aquifer System: estimation of recharge along the Uruguay‑Brazil border. **Hydrogeology Journal**, v. 18, n. 7, p. 1667-1684, 2010.

GOUVÊA, T.H.; WENDLAND, E. Influência de características do solo na variação do nível d'água em região de recarga do Aquífero Guarani. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 1, p. 55-65, 2011.

GUANABARA, R.C. **Modelo transiente de fluxo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**. 2011. 122 f. Dissertação (Mestrado em Hidráulicae Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2011.

GUEDES, A.C.E.; WENDLAND, E.C. **Barreira condutiva para encapsulamento de áreas contaminadas**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 22., 2017, Florianópolis. Anais... Porto Alegre: ABRH, 2017.

HAN, D. et al. Alterations to groundwater recharge due to anthropogenic landscape change. **Journal of Hydrology**, v. 554, p. 545-557, 2017.

HARTMANN, A. et al. A Large-scale simulation model to assess karstic groundwater recharge over Europe and the Mediterranean. **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 6, p. 1729-1746, 2015.

HAUSER, J.; WELLMANN, F.; TREFRY, M. Water table uncertainties due to uncertainties in structure and properties of an unconfined aquifer. **Ground Water**, v. 56, n. 2, p. 251-265, 2017.

HE, X.; JIANG, L.; MOULTON, J.D. A Stochastic dimension reduction multiscale finite element method for groundwater flow problems in heterogeneous random porous media. **Journal of Hydrology**, v. 478, p. 77-88, 2013.

HIRATA, R. et al. Relation between sedimentary framework and hydrogeology in the Guarani Aquifer System in São Paulo state, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 4, p.444-456, 2011.

HOSSAIN, M.A.; YONGE, D.R. Linear finite-element modeling of contaminant transport in ground water. **Journal of Environmental Engineering**, v. 123, n. 11, p. 1126-1135, 1997.

HOUCYNE, E.; IDRYSY, E.; DE SMEDT, F. A Geostatistical methodology to estimate the base of the Trifa aquifer (Morocco) with limited drilling and geo-electrical sounding data. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 63, n. 4, p. 345–351, 2004.

HOWARD, K.W. Sustainable cities and the groundwater governance challenge. **Environmental Earth Sciences**, v. 73, n. 6, p. 2543-2554, 2015.

HÖYNG, D. et al. High-resolution aquifer analogy of fluvial–aeolian sediments of the Guarani aquifer system. **Environmental Earth Sciences**, v. 71, p. 3081-3094, 2014.

HU, K. et al. Hydrogeological characterisation of groundwater over Brazil using

remotely sensed and model products. **Science of The Total Environment**, v.599, p.372-386, 2017.

HUDON-GAGNON, E. et al. A Hydrostratigraphic simplification approach to build 3D groundwater flow numerical models: example of a Quaternary deltaic deposit aquifer. **Environmental Earth Sciences,** v. 74, n. 6, p. 4671‑4683, 2015.

IDEHAI, I.M.; EGAI, A.O. Aspects of geophysical exploration for groundwater using vertical electrical sounding (VES) in parts of University of Benin, Benin City, Edo State. **Journal of Applied Sciences and Environmental Management**, v. 18, n. 1, p. 19-25, 2014.

IGEL, J. et al. GPR investigations of an island aquifer as a contribution to groundwater modelling. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUND PENETRATING RADAR (GPR), 14., 2012, Shangai. **Proceedings…** Piscataway: IEEE, 2012. p. 743-748.

ILLMAN, W.A. et al. Comparison of aquifer characterization approaches through steady state groundwater model validation: a controlled laboratory sandbox study. **Water Resources Research**, v. 46, n. 4, p. 1‑18, 2010.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Sistema Aquífero Guarani**: subsídios ao plano de desenvolvimento e proteção ambiental da área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani no Estado de São Paulo. São Paulo, 2011.

INSTITUTO GEOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO. **Carta topográfica**. São Paulo, 1989. Escala 1:10.000.

JOL, H. **Ground penetrating radar**: theory and applications. New York: Elsevier Science, 2009.

KHADRI, S.F.R.; PANDE, C. Ground water flow modeling for calibrating steady state using MODFLOW software: a case study of Mahesh River basin, India. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 2, n. 1, p. 39-56, 2016.

KIM, J.T. et al. Validity evaluation of a groundwater dam in Oshipcheon River, eastern Korea using a SWAT‑MODFLOW model. **Environmental Earth Sciences**, v. 76, n. 22, p. 769-781, 2017.

KIRCHHEIM, R.E. et al. The Use of isotopes in evolving groundwater circulation models of regional continental aquifers: the case of the Guarani Aquifer System. **Hydrological Processes**, v. 33, p. 2266-2278, 2019.

KROES, J. et al. Agrohydrological analysis of groundwater recharge and land use changes in the Pampas of Argentina. **Agricultural Water Management**, v. 213, p. 843-857, 2019.

KUANG, X. et al. Air and water flows in a large sand box with a two-layer aquifer system. **Hydrogeology Journal**, v. 21, n. 5, p. 977‑985, 2013.

LABORATÓRIO DE ESTUDOS DE BACIAS. **Informe final de hidrogeologia do projeto Aquífero Guarani**. Rio Claro: UNESP, 2008a. (Final Repport – Consórcio Guarani).

_____. **Mapa hidrogeológico do Sistema Aqüífero Guarani**. Rio Claro: UNESP, 2008b. (Informe Técnico – Consórcio Guarani).

LI, H.; SI, B.; LI, M. Rooting depth controls potential groundwater recharge on hillslopes. **Journal of Hydrology**, v. 564, p. 164-174, 2018.

LIANG, X. et al. Direct observation of complex tóthian groundwater flow systems in the laboratory. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 24, p. 3568–3573, 2010.

LOKE, M.H; BARKER, R.D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. **Geophysical Prospecting**, v. 44, p. 131–152, 1996a.

_____. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. **Geophysical Prospecting**, v. 44, p. 499–523, 1996b.

LOKE, M.H.; ACWORTH, I.; DAHLIN, T. **A Comparison of smooth and blocky inversion methods in 2-D electrical imaging surveys**. In: ASEG EXTENDED ABSTRACTS OF THE GEOPHYSICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 15., 2001, Brisbane. Proceedings… Clayton: SCIRO, 2001.

LOWRIE, W. **Fundamentals of geophysics**. Oxford: Cambridge University Press, 2007.

LUCAS, M.; WENDLAND, E. Recharge estimates for various land uses in the Guarani Aquifer System outcrop area. **Hydrological Sciences Journal**, v. 61, n. 7, p. 1253-1262, 2016.

LUCAS, M.C.; GUANABARA, R.C.; WENDLAND, E. Estimativa de recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. **Boletín Geológico y Minero**, v. 123, n. 3, p.311-323, 2012.

MACHADO, A. R.; WENDLAND, E.; KRAUSE, P. Hydrologic simulation for water balance improvement in an outcrop area of the Guarani Aquifer system. **Environmental Processes**, v. 3, n. 1, p. 19-38, 2016.

MAHMUD, K. et al. Estimation of deep infiltration in unsaturated limestone environments using cave lidar and drip count data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 1, p. 8891-8925, 2016.

MANZIONE, R.L.; WENDLAND, E.; TANIKAWA, D.H. Stochastic simulation of timeseries models combined with geostatistics to predict water-table scenarios in a Guarani Aquifer System outcrop area, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 20, p. 1239-1249, 2012.

MARENGO, J.A. et al. A Seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**, v.106, p. 31-44, 2015.

MASSOLI, M. **Caracterização litofaciológica das formações Pirambóia e Botucatu, em superfície, no município de Ribeirão Preto (SP), e sua aplicação na prospecção de águas subterrâneas**. 2007. 174 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

MASSOLI, M.; CAETANO-CHANG, M.R. O Contato entre as formações Piramboia e Botucatu na área de Ribeirão Preto (SP). **Geociências (São Paulo)**, v. 26, n. 3, p. 263-270, 2008.

MATTOS et al. **Relações hidrológicas e hidrometeorológicas em bacia experimental na região de afloramento do Aquífero Botucatu**. 1984. Relatório apresentado à FAPESP – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1984.

McDONALD, M.G.; HARBAUGH, A.W. **A Modular three-dimensional finitedifference groundwater flow model**. Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey. Reston: USGS, 1988.

MEIRA NETO, A.A. **Análise de incertezas e ponderação bayesiana de modelos aplicada à simulação chuva-vazão na Bacia do Ribeirão da Onça**. 2013. 110 f. Dissertação (Mestrado em Engenha Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.

MEIRA NETO, A.A. et al. Bacia representativa em região de afloramento do Aquífero Guarani. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 19., 2011, Maceió. **Anais...** Porto Alegre: ABRH, 2011.

MELO, D.C.D. **Estimativa de impacto de mudanças climáticas nos níveis do aquífero livre em zona de recarga do sistema Aquífero Guarani**. 2013. 180 f. Dissertação (Mestrado em Engenha Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.

MELO, D.D.C.D.; CABRERA, M.C.M.; WENDLAND, E. Balanço hídrico e modelagem computacional visando estimar recarga subterrânea. **Águas Subterrâneas**, v. 31, n. 1, p.66-78, 2017.

MELO, D.D.C.D.; WENDLAND, E.; GUANABARA, R.C. Estimate of groundwater recharge based on water balance in the unsaturated soil zone. **Revista Brasileira de Ciência do Solo,** v. 39, n. 5, p.1336-1343, 2015.

MENDONÇA, L.A.R. et al. Isotope measurements and ground water flow modeling using MODFLOW for understanding environmental changes caused by a well field in semiarid Brazil. **Environmental Geology**, v. 47, n. 8, p. 1045-1053, 2005.

MILSOM, J.J.; ERIKSEN, A. **Field geophysics**. Chichester: John Wiley, 2011.

MIRA, A. et al. Subsurface geological modeling of Corrientes province (NE Argentina) and its relationships with the Guaraní Aquifer system function. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 62, p. 148-163, 2015.

MOREIRA, C.A.; MONTENEGRO LAPOLA, M.; CARRARA, A. Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrays in the characterization of flow structure in free aquifer. **Geofísica Internacional**, v. 55, n. 2, p. 119-129, 2016.

MOREIRA, C.A. et al. Análise comparativa entre arranjos de tomografia elétrica no reconhecimento de estruturas de fluxo em aquífero fraturado em Caçapava do Sul (RS). **Pesquisas em Geociências**, v. 46, n. 1, p. 1-14, 2019.

MOUHRI, A. et al. Designing a multi-scale sampling system of stream‐aquifer interfaces in a sedimentary basin. **Journal of Hydrology**, v. 504, p. 194‐206, 2013.

MOURA, H.P.; MALAGUTTI FILHO, W. Métodos de eletrorresistividade e de polarização induzida aplicados na área de disposição de resíduos urbanos: aterro controlado de Rio Claro, SP. **Geociências**, v. 22, p. 129-139, 2003.

NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, v. 66, n. 3‐4, p. 261‐330, 2004.

NEYAMADPOUR, A.; ABDULLAH, W.W.; TAIB, S. Use of four-electrode arrays in three-dimensional electrical resistivity imaging survey. **Studia Geophysica et Geodaetica**, v. 54, n. 2, p. 299-311, 2010.

NISHIYAMA, L. **Mapeamento geotécnico preliminar da quadrícula de São Carlos – SP**. 1991. 245p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1991.

NOLAN, B.T.; CAMPBELL, D.L.; SENTERFIT, R.M. Depth of the base of the Jackson aquifer, based on geophysical exploration, southern Jackson Hole, Wyoming, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 6, n. 3, p. 374‐382, 1998.

OKPOLI, C.C. Sensitivity and resolution capacity of electrode configurations. **International Journal of Geophysics**, v. 2013, p. 1-12, 2013.

OLHOEFT, G.R. **Electrical, magnetic, and geometric properties that determine ground penetrating radar performance**. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUND PENETRATING RADAR, 7., 1998, Lawrence. Proceedings... Lawrence: Radar Systems and Remote Sensing Laboratory; University of Kansas, 1998. p. 177‐182.

OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. **Levantamento pedológico semidetalhado do estado de São Paulo**: quadrícula de São Carlos. Campinas: Instituto Agronômico, 1984. Memorial descritivo. (Boletim Técnico, n°98).

OLIVEIRA, P.T.S. et al. The Water balance components of undisturbed tropical

woodlands in the Brazilian cerrado. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, p. 2899‑2910, 2015.

ORGANIZAÇÃO DOS ESTADOS AMERICANOS. **Aquífero Guarani**: programa estratégico de ações/ Acuífero Guaraní: programa estatégico de acción - edição bilíngue. Técnicas geofísicas e terrestres aplicáveis ao estudo do SAG e guia básico de dados regionais. Washington, 2009.

PARAGUASSU, A.B. Experimental silicification of sandstone. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, p. 2853-2858, 1972.

PARASNIS, D.S. **Principles of applied geophysics**. Netherlands: Springer, 2012.

PEDE, M.A.Z. **Caracterização da condutividade hidráulica do embasamento cristalino alterado saturado na região metropolitana de São Paulo**. 2004. 95 f. Dissertação (Mestrado) ‑ Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

PEREIRA, A.R.; SEDIYAMA, G.C.; VILLA NOVA, N.A. **Evapotranspiração**. Campinas: Fundag, 2013.

POMPEO, C.A. **Balanço hidrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão da Onça (SP)**. 1990. 177 p. Tese (Doutorado) ‑ Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1990.

PONTON, A.F.H. **Determinação empírica da evapotranspiração em zona ripária e áreas vizinhas (Cerrado stricto sensu e eucalipto)**. 2017. 144 f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2017.

POOL, S.; VIS, M.; SEIBERT, J. Evaluating model performance: towards a nonparametric variant of the Kling-Gupta efficiency. **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 13-14, p. 1941-1953, 2018.

PORSANI, J.L. **Ground penetrating radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado-SP**. 1999. 145 f. Tese (Doutorado) ‑ Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

PORSANI, J.L.; ELIS, V.R.; HIODO, F.Y. Geophysical investigations for the characterization of fractured rock aquifers in Itu, SE Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 57, n. 2, p. 119-128, 2005.

PORSANI, J.L. et al. The Use of GPR and VES in delineating a contamination plume in a landfill site: a case study in SE Brazil. **Journal of Applied Geophysics,** v. 55, n. 3, p. 199-209, 2004.

PRETO FILHO, V. O. **Implantação de uma bacia experimental para estudos hidrogeológicos e hidrometeorológicos**. 1985. 16p. Primeiro relatório semestral

jan – ago apresentado à FAPESP – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1985.

RABELO, J.L. **Estudo da recarga do Aqüífero Guarani no sistema Jacaré-Tietê**. 2006. 200 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

RABELO, J.L.; WENDLAND, E. Assessment of groundwater recharge and water fluxes of the Guarani Aquifer System, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 7, p.1733‑1748, 2009.

RAO, H.S.; SANKARANARAYANAN, S. Location of water table by FEM and verification by electrical analogy experiments. **Ground Water**, v. 33, n. 3, p. 372-377, 1995.

RAWITSCHER, F. The Water economy of the vegetation of the “Campos Cerrados” in Southern Brazil. **Journal of Ecology**, v. 36, p. 237‑268, 1948.

REBOUÇAS, A.C.; AMORE, L. O Sistema Aquífero Guarani ‑ SAG. **Águas Subterrâneas**, v. 16, n. 1, p.135-143, 2002.

REYNOLDS, J.M. **An Introduction to applied and environmental geophysics**. New York: John Wiley, 2010.

RUBIN, Y.; HUBBARD, S.S. **Hydrogeophysics**. Dordrecht: Springer, 2005.

SANTOS, H.G. et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2013.

SATCHITHANANTHAM, S.; WILSON, H.F.; GLENN, A.J. Contrasting patterns of groundwater evapotranspiration in grass and tree dominated riparian zones of a temperate agricultural catchment. **Journal of Hydrology**, v. 549, p. 654‑666, 2017.

SATTAR, G.S.; KERAMAT, M.; SHAHID, S. Deciphering transmissivity and hydraulic conductivity of the aquifer by vertical electrical sounding (VES) experiments in Northwest Bangladesh. **Applied Water Science**, v. 6, n. 1, p. 35-45, 2016.

SHARMA, P.V. **Environmental and engineering geophysics**. Oxford: Cambridge University Press, 1997.

SIMANDOUX, P. Dielectric measurements on porous media, application to the measurements of water saturation: study of behavior of argillaceous formations. **Revue de l’Institut Francais du Petrol**, v. 18, supplementary issue, p. 93-215, 1963.

SINHA, R.; ISRAIL, M.; SINGHAL, D.C. A Hydrogeophysical model of the relationship between geoelectric and hydraulic parameters of anisotropic aquifers. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 3, p. 495-503, 2009.

SRACEK, O.; HIRATA, R. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 6, p. 643-655, 2002.

STRACK, O.D.L. Principles of the analytic element method. **Journal of Hydrology**, v. 226, n. 3‑4, p. 128‑138, 1999.

_____. Theory and applications of the analytic element method. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 2, 2003. DOI: http://doi.org/10.1029/2002RG000111.

TERRA, A.B.C. et al. Leguminosas forrageiras na recuperação de pastagens no Brasil. **Revista de Ciências Agrárias**, v. 42, n. 2, p. 305-313, 2019.

THABIT, J.M.; AL-HAMEEDAWI, M.M. Delineation of groundwater aquifers using VES and 2D imaging techniques in north Badra area, Eastern Iraq. **Iraqi Journal of Science**, v. 55, p. 174‑183, 2014.

TSENG, C.L.; ALVES, M.C.; CRESTANA, S. Quantifying physical and structural soil properties using X-ray microtomography. **Geoderma**, v. 318, p. 78-87, 2018.

TSENG, C.L. et al. Geometric characterization of soil structure through unconventional analytical tools. **Soil and Tillage Research**, v. 181, p. 37-45, 2018.

TUCCI, C.E. **Modelos hidrológicos**. 2.ed. Porto Alegre: UFRGS, 2005.

VAZ, C.M.P.; NAIME, J.M.; MACEDO, A. Soil particle size fractions determined by gamma-ray attenuation. **Soil Science**, v. 164, n. 6, p. 403-410, 1999.

VETTORI, L. **Métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1969. (Boletim Técnico, 9).

VINEGAR, H.J.; WAXMAN, M.H. Induced polarization of shaly sands. **Geophysics**, v. 49, n. 8, p. 1267-1287, 1984.

WAHNFRIED, I. **Modelo conceitual de fluxo do Aquitarde Serra Geral e do Sistema Aquífero Guarani na região de Ribeirão Preto, SP**. 2010. 124 f. Tese (Doutorado) ‑ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

WANG, H.F.; ANDERSON, M.P. **Introduction to groundwater modeling**: finite difference and finite element methods. New York: Academic Press, 1995.

WARD, S.H. (Ed.). **Geotechnical and environmental geophysics**: volume I – review and Tutorial. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990.

WAXMAN, M.H.; SMITS, L.J.M. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. **Society of Petroleum Engineers Journal**, v. 8, n. 2, p. 107-122, 1968.

WENDLAND, E. **Implementação de pacote computacional SPA (simulação de processos em Aqüíferos)**. São Paulo: USP, 2003a. (FAPESP relatório de pesquisa 02/09696-3).

_____. **Modelos matemáticos e métodos numéricos em águas subterrâneas**. São Carlos: SBMAC, 2003b.

_____. **Voçoroca na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça em 2005 que expôs a transição de sedimentos Cenozoicos para o arenito da Formação Botucatu**. 1 fotografia, color., 584 x 319 pixels, 2005.

_____. **Comprimento de raízes de eucalipto na BRO**. 1 fotografia, color., 2448 x 3264 pixels, 2019.

WENDLAND, E.; RABELO, J.L. Incertezas nos modelos de fluxo subterrâneo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 15, n. 3, p. 147-60, 2010.

WENDLAND, E.; GOMES, L.H.; TROEGER, U.W.E. Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. **Anais da Academia Brasileira de Ciências,** v. 87, n. 2, p. 595‑609, 2015.

WERBAN, U.; DIETRICH, P. Geophysik für die hydrogeologische Praxis. **Grundwasser**, v. 13, n. 2, p. 67, 2008.

WORQLUL, A.W. et al. Evaluating hydrologic responses to soil characteristics using SWAT model in a paired-watersheds in the Upper Blue Nile Basin. **Catena**, v. 163, p. 332-341, 2018.

WU, F.T.; CAETANO-CHANG, M.R. Estudo mineralógico dos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu no centro-leste do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 13, n. 1, p. 58-68, 1992.

XIE, Y. et al. Efficient triple-grid multiscale finite element method for 3D groundwater flow simulation in heterogeneous porous media. **Journal of Hydrology**, v. 546, p. 503-514, 2017.

_____. Uncertainty assessment of spatial-scale groundwater recharge estimated from unsaturated flow modelling. **Hydrogeology Journal**, v. 27, n. 1, p. 379-393, 2019.

XU, Y. et al. Physical experiment and numerical simulation of the artificial recharge effect on groundwater reservoir. **Water**, v. 9, n. 12, p. 908-924, 2017.

ZIENKIEWICZ, O.C.; TAYLOR, R.C.; NITHIARASU, P. **The Finite element method for fluid dynamics**. New York: Elsevier Science, 2013.

ZOMLOT, Z. et al. Trajectory analysis of land use and land cover maps to improve spatial‑temporal patterns, and impact assessment on groundwater recharge. **Journal of Hydrology,** v. 554, p. 558-569, 2017.

ZUQUETTE, L.V.; PALMA, J.B. Avaliação da condutividade hidráulica em área de recarga do aqüífero Botucatu. **REM**: Revista Escola de Minas, v. 59, n. 1, p. 81-87, 2006.

ZUQUETTE, L.V.; PALMA, J.B.; PEJON, O.J. Environmental assessment of an uncontrolled sanitary landfill, Pocos de Caldas, Brazil. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 64, n. 3, p. 257-271, 2005.

ANEXO A – Resultado de análise de concentração de óxido de ferro (Fe_2O_3) em amostras de solo retiradas no local do poço P34

Edson Cezar Wendland - Projeto Fapesp Nº 2015/038806-1
Caixa Postal 359
13566590 - São Carlos - SP

Número: 0010904.1-N - O.S.: 6397
Data de Finalização: 12/01/2018

Proprietário:	Propriedade:	Material:
Edson Cezar Wendland - Projeto Fapesp I	Faz.Monte Algre/Bacia Hidrográfica Ribeirão Onça	Solos

Nº LAB	IDENTIFICAÇÃO DA AMOSTRA
31715	P34 - AM: 01; 1,00 m
31716	P34 - AM: 02; Prof. 2,0 m
31717	P34 - AM: 03; Prof. 3,45 m
31718	P34 - AM: 04; Prof. 4,00 m
31719	P34 - AM: 05; Prof. 5,00 m
31720	P34 - AM: 06; Prof. 5,45 m

DETERMINAÇÕES	UNIDADES	AMOSTRAS							
		31715	31716	31717	31718	31719	31720		
Fe2O3	%	0,25	0,27	0,87	0,15	1,77	1,66		

Fe2O3 - extração por ataque sulfúrico (H2SO4 50%).
Observações: Amostra coletada pelo interessado; (#) elemento não determinado.
Este documento pode ser reproduzido somente por completo.
Os resultados deste relatório se referem somente às amostras enviadas ao laboratório.

Página 1 de 1

SIGNATÁRIO AUTORIZADO
Responsável Técnico

Av. Pádua Dias, 11 - Piracicaba-SP - CEP 13418-900 - Tel.: (19) 3417-2117 / 3417-2159 - leo.lab@usp.br - www.esalqsolos.com.br

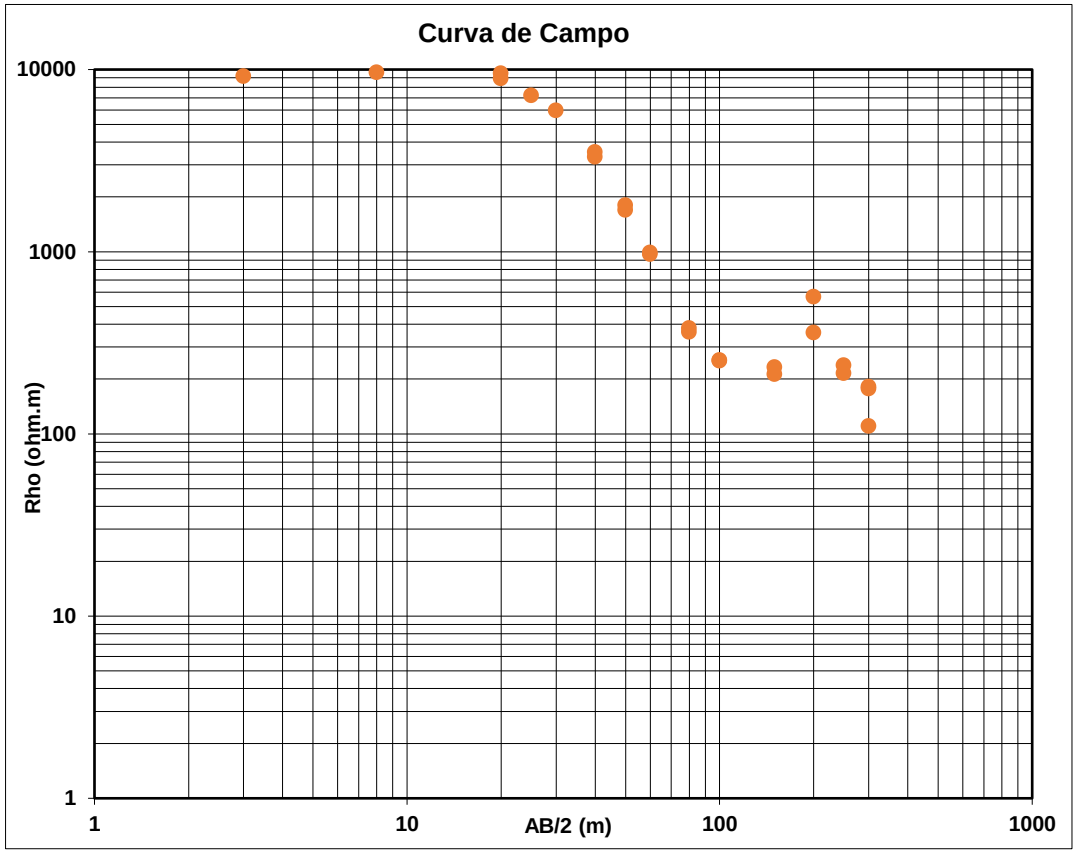
ANEXO B – Dados de campo das Sondagens Elétrica Vertical (SEVs)

Tabela 18. Dados brutos da SEV-1

	SEV:	1	Equip:	IAG/USP			
	AB/2	**MN/2**	**K**	**DV**	**I**	**Rho**	**M**
	1,5	0,5	6,28	OVERLOAD			
100V	2	0,5	11,78	OVERLOAD			
200V	3	0,5	27,48	2207,8	6,61	9186,9	5,7
	4	0,5	49,48	2531,8	12,33	10163,5	5,7
	5	0,5	77,75	10050,1	7,39	11042,9	5,6
	6	0,5	112,31	1773	17,83	11166,5	5,5
	6	1	54,98	3262,5	17,91	10016,5	5,5
	8	0,5	200,18	1241,2	23,11	10756,6	5,3
	8	1	98,91	2225,9	22,9	9620,6	5,3
	10	0,5	313,35	656,3	17,9	11462,7	5,6
	10	1	155,43	1207,2	18,26	10280,7	5,7
	12	1	224,51	642,6	14,4	10001	5,9
	15	1	351,68	1195,6	40,7	10326,3	6,2
	15	2	173,57	2586,1	40,8	10997,1	6,6
	20	1	626,75	566,9	39,8	8923,4	5,7
	20	2	311,01	1212,8	39,6	9512,5	6,5
	25	2	487,73	427,7	29,01	7189,4	6,6
	30	2	703,71	304,7	36,06	5946,5	7,6
	40	2	1253,49	86	30,6	3524	7,4
	40	5	494,8	208,2	31,1	3309,1	7,6
	50	2	1960,35	26,6	28,9	1799,8	10,1
	50	5	777,54	62,8	28,8	1696	9,9
	60	5	1123,11	74	85,7	970,3	-3,1
	60	10	549,77	157,4	87,6	987,9	2,8
	80	5	2020,7	11,2	61,8	362,9	32,3
	80	10	989,1	23,4	61,07	379,9	17,6
	100	5	3133,74	9	111,4	253,7	18,7
	100	10	1555,09	18,1	111,8	251,9	11,5
	150	5	7060,72	1,8	55,8	232,4	-13

Observações

SEV realizada em 19/10/2018. BRO - Fazenda Monte Alegre - P24. NA(P24) = 18.32m. NA(P25) = 15.93m. Operador: Vinicius Santos



$$K = \pi/2 \,.\, [(AB/2)^2 - (MN/2)^2] / MN/2$$

Tabela 18 (Continuação). Planilha de campo da SEV-1

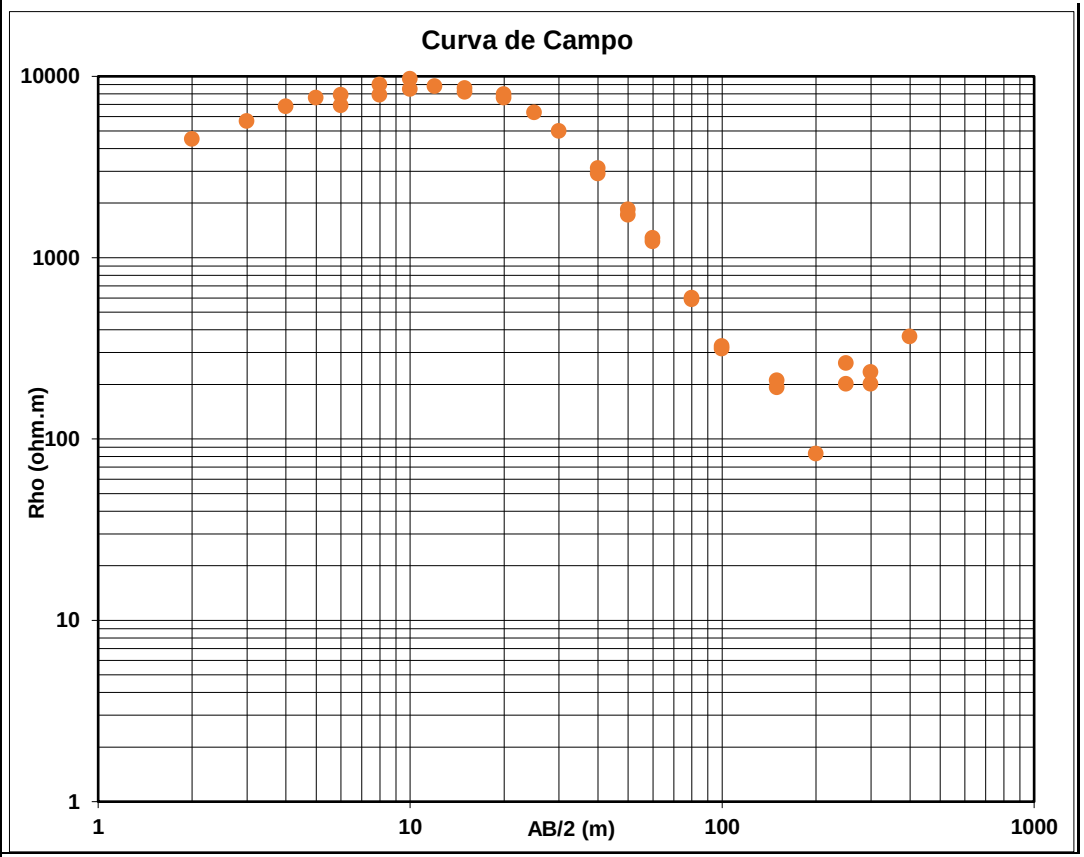
	150	10	3518,58	3,3	55,4	212,1	-17,3
	200	5	12558,5	3,5	78,8	565,3	
	200	10	6267,47	4,5	79,3	359,9	
	250	5	19627,1	1,2	101,7	237,8	39,2
	250	10	9801,77	2,2	104,4	214,7	-21,5
	300	5	28266,5	8,7	122,8	110,5	32,7
	300	10	14121,5	1,6	123,8	181,2	73,1
	300	15	9401,22	2,3	124,3	176,9	98,6

Tabela 19. Dados brutos da SEV-2

	SEV:	2	Equip:	IAG/USP			
	AB/2	**MN/2**	**K**	**DV**	**I**	**Rho**	**M**
	1,5	0,5	6,28	OVERLOAD			
	2	0,5	11,78	4519	11,81	4508,5	3,6
	3	0,5	27,48	1962,1	9,52	5663,4	4,4
	4	0,5	49,48	1468,1	10,65	6820,5	5,3
	5	0,5	77,75	1572,3	16,04	7623,1	6
	6	0,5	112,31	908,6	12,9	7901,5	6,5
	6	1	54,98	1627,3	12,9	6918,6	6,5
	8	0,5	200,18	676,2	15,04	9005,8	7,5
	8	1	98,91	1199,9	15,03	7900,8	7,5
	10	0,5	313,35	602,7	19,54	9665,3	8,3
	10	1	155,43	1065,7	19,54	8481,7	8,3
	12	1	224,51	441,8	11,28	8800,8	8,7
	15	1	351,68	290,5	11,89	8594,4	9,1
	15	2	173,57	563,7	11,97	8173,8	9,1
	20	1	626,75	134,7	10,61	7957,8	9,9
	20	2	311,01	255,2	10,45	7599,3	9,8
	25	2	487,73	200,2	15,45	6320,2	10,2
	30	2	703,71	169,2	23,8	4990,2	10,7
	40	2	1253,49	81,7	35,2	2906,3	11
	40	5	494,8	227,2	36,05	3119,2	11,7
	50	2	1960,35	22,3	25,5	1717	11,6
	50	5	777,54	59,8	25,3	1839,3	12,1
	60	5	1123,11	76,3	69,8	1227,7	13,1
	60	10	549,77	165,5	70,8	1285,4	13,1
	80	5	2020,7	24,8	84,6	587,6	13
	80	10	989,1	50,4	82,96	601	13,3
	100	5	3133,74	5,03	48,63	324,3	-11,5
	100	10	1555,09	9,9	49,18	315	-2
	150	5	7060,72	2,1	68,1	210	-59,3
	150	10	3518,58	3,7	67,37	192,1	-41,6
	200	10	12558,5	1,15	87,35	82,9	252,4

Observações

SEV realizada em 21/10/2018. BRO - Fazenda Monte Alegre - próximo ao P18. NA(P18) = 16.46 m. Operador: Vinicius Santos



$$K = \pi/2 \,.\, [(AB/2)^2 - (MN/2)^2] / MN/2$$

Tabela 19 (Continuação). Planilha de campo da SEV-2

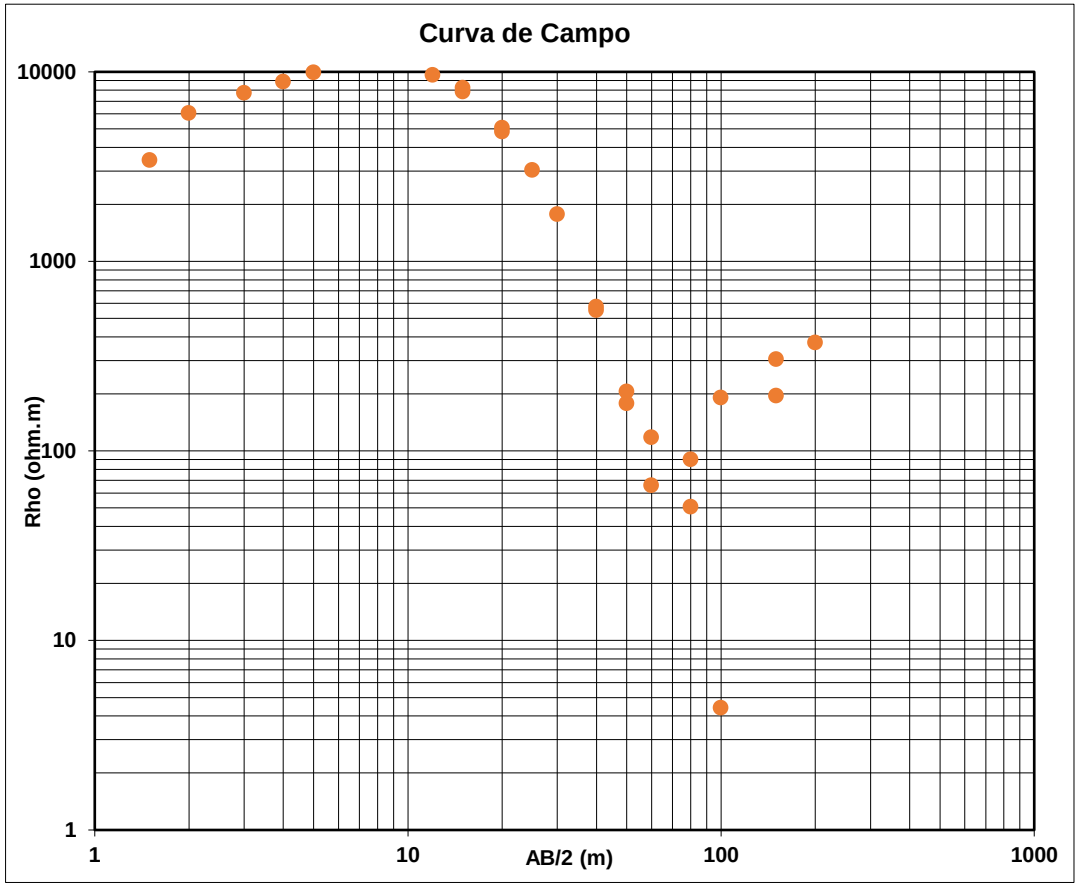
	250	10	6267,47	1,88	70,42	262,3	
	250	25	3887,72	3,88	75,1	201	-78,4
	300	25	5615,6	1	60,5	233,8	-42,9
	300	10	14121,5	2,13	59,64	200,8	-24
	400	25	10013,8	1,8	48,5	367,1	-59,7

Tabela 20. Dados brutos da SEV-3

SEV:3		Equip:	SyscalR2			
AB/2	**MN/2**	**K**	**DV**	**I**	**Rho**	**M**
1,5	0,5	6,28	2534,2	4,67	3406,1	115,8
2	0,5	11,78	4329,8	8,44	6041,8	39,1
3	0,5	27,49	2190	7,8	7713,3	38,9
4	0,5	49,48	1793,1	10,01	8859,3	39,1
5	0,5	77,75	1040	8,15	9923,5	38,3
6	0,5	112,31	918,6	9,72	10619,3	38,5
6	1	54,98	2177,1	11,15	10734,2	37,6
8	0,5	200,28	572,7	10,53	10892	38,5
8	1	98,96	1191,5	10,71	11007,5	37,7
10	0,5	313,37	359,4	10,97	10271,3	38,9
10	1	155,51	750	11,22	20953,2	37,7
12	1	224,62	930,7	21,8	9588,1	38,6
15	1	351,86	425,1	19,1	7853	39,4
15	2	173,57	908,1	19,1	8233	40,3
20	1	626,75	163,85	21,3	4823,7	37,8
20	2	311,02	346,88	21,3	5062,1	39,5
25	2	487,73	156,19	25,15	3029,1	42,7
30	2	703,72	31,13	12,37	1770,6	54,1
40	2	1253,50	9,2	20,97	550	76,1
40	5	494,80	24,7	21,28	574	54
50	2	1960,35	1,44	15,87	177,9	214,8
50	5	777,54	4,33	16,38	205,5	88,2
60	5	1123,12	0,6	10,31	65,6	885,1
60	10	549,78	1,11	5,21	117,4	164,9
80	5	2002,77	0,38	14,94	50,6	962,3
80	10	989,60	1,36	14,99	90	156,4
100	5	3133,74	0,53	8,57	190,3	-99,9
100	10	1555,09	0,03	10,17	4,4	999,9
150	5	7060,73	1,34	31,02	303,9	-99,9
150	10	3518,58	1,8	32,49	195,3	-99,9
200	10	6267,48	1,63	27,42	371,8	-99,9

Observações

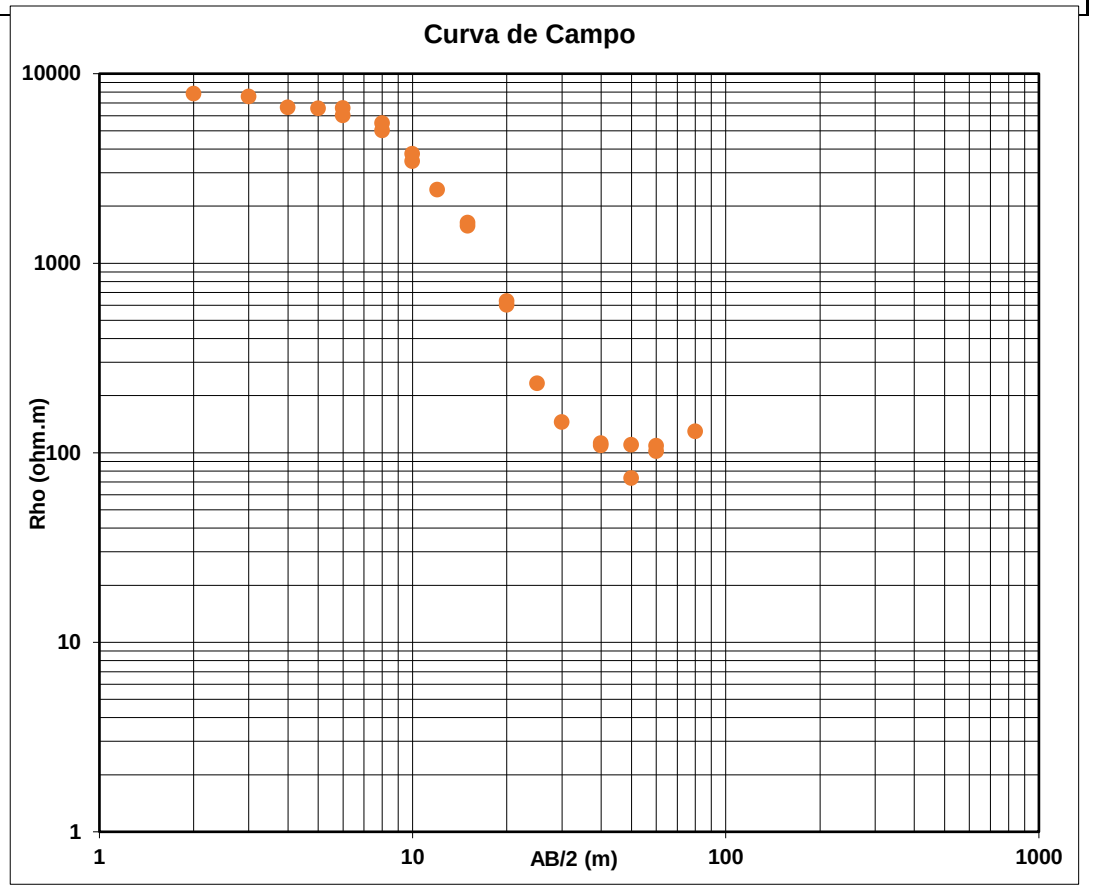
SEV realizada em 30/11/2017 em aula prática da disciplina do prof. Vagner. Solo arenoso, que produziu grande resistência de contato solo-eletrodo (atenuado com solução salina de NaC*l*). Localização entre os poços 16 (NA=3,26m) e 17 (NA~11m). Operador: Turma da disciplina.



$$K = \pi/2 \,.\, [(AB/2)^2 - (MN/2)^2] / MN/2$$

Tabela 21. Dados brutos das SEV-4

	SEV:	4	Equip:	Syscal R2			
	AB/2	**MN/2**	**K**	**DV**	**I**	**Rho**	**M**
	1,5	0,5	6,28	OVERLOAD			
100V	2	0,5	11,78	4395	6,6	7842	3,7
200V	3	0,5	27,48	2164	7,8	7559	3,3
	4	0,5	49,48	1779	13,2	6624	3,7
	5	0,5	77,75	1370	16,2	6557	4,3
	6	0,5	112,31	987	16,9	6564	4,5
	6	1	54,98	1897	17,3	6007	4,8
	8	0,5	200,18	366,5	13,3	5482	6
	8	1	98,91	655,7	12,9	5009	5,8
	10	0,5	313,35	146,5	12,1	3772	7,2
	10	1	155,43	279	12,6	3444	6,8
	12	1	224,51	192	17,7	2436	8
	15	1	351,68	61	13,1	1631	10,9
	15	2	173,57	123	13,6	1568	10
	20	1	626,75	19,9	19,8	631	11,5
	20	2	311,01	36,9	19	602	11,7
	25	2	487,73	3,6	7,6	232	20,2
400V	30	2	703,71	4,2	20,5	145	-2,8
	40	2	1253,49	1,4	17,1	109	65
	40	5	494,8	3,9	17,5	112	17,6
	50	2	1960,35	0,8	23,8	73,3	303
	50	5	777,54	3,3	23,2	110	55,2
	60	5	1123,11	1,6	18,4	101,5	119
	60	10	549,77	3,7	19,1	108,6	105
	80	5	2020,7	1,5	26,7	116,6,	72
	80	10	989,1	3,4	26	129,4	75,7

Observações

SEV realizada em 18/05/2017. O local é o mesmo da CMP1. Solo arenoso, que produziu grande resistência de contato solo-eletrodo (atenuado com solução salina de NaC*l*). O NA medido no dia está aproximadamente 1.3-1.5m de profundidade. Dado realçado em amarelo por aparentar ser medida anômala, mesmo quando repetida. Operador: Marcelo