

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**ANÁLISE GEOFÍSICA E HIDROGEOLÓGICA DE ÁREA
ÚMIDA NA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA
(MUNICÍPIO DE ARARAS-SP)**

Fernanda Teles Gomes Rosa

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Análise Geofísica e Hidrogeológica de Área Úmida na Depressão
Periférica Paulista (município de Araras-SP)

Fernanda Teles Gomes Rosa

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geociências.

Rio Claro (SP)
2022

R788a Rosa, Fernanda Teles Gomes
Avaliação geofísica e hidrogeológica de área úmida na depressão periférica paulista (município de Araras-SP) / Fernanda Teles Gomes Rosa. -- Rio Claro, 2022
142 f.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Cesar Augusto Moreira

1. Geofísica. 2. Área úmida. 3. Recarga. 4. Aquíferos. 5. Hidrogeologia. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

FERNANDA TELES GOMES ROSA

Análise Geofísica e Hidrogeológica de Área Úmida na Depressão
Periférica Paulista (município de Araras-SP)

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do Campus de
Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista
Júlio de Mesquita Filho, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Doutora
em Geociências.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Cesar Augusto Moreira

IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Marco Antônio Fontoura Hansen

UNIPAMPA / Bagé (RS)

Prof. Dr. Vagner Roberto Elis

IAG / USP/São Paulo (SP)

Profa. Dra. Vania Silvia Rosolen

IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Profa. Dra. Lena Simone Barata Souza

IGEO / UFRR/Boa Vista (RR)

Rio Claro, 22 de abril de 2022

A G R A D E C I M E N T O S

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por dar apoio financeiro para a realização de pesquisa no Brasil. À UNESP, Universidade da qual a pesquisa pode ser desenvolvida por intermédio de grandes profissionais que ali trabalham, à Rosângela da secretaria e a todos os demais servidores que realizaram seu trabalho e proporcionaram um espaço digno para nosso estudo.

Ao professor Dr. César Augusto Moreira, pela paciência, pelo estímulo à pesquisa e desenvolvimento, por acreditar e desenvolver os estudos geofísicos na região.

Aos meus colegas de trabalho que foram a campo e trabalharam arduamente para que cada dado fosse adquirido com todo critério e respeito ao planejamento de aquisição, em especial a Matheus Casagrande, Renata Bovi e Giulia, por estarem em todas as aquisições de dados, e mesmo com tantas tarefas, abriram espaço em suas agendas e realizaram o melhor.

Aos meus pais, Helio e Rita que são de fato as pessoas das quais eu realmente sou grata por ser e por estar. Por proporcionarem toda estrutura e apoio para que eu pudesse estudar o quanto eu quisesse. Ao meu companheiro André, por todo incentivo, paciência e gentileza, por suas idas a campo e à sua família, sempre presente e prestativa as minhas necessidades.

Às minhas amigas e amigos que ao longo de toda a minha trajetória que foram e são importantes. Pois, fazer parte das estatísticas baixa de ensino inteiramente público, e conquistar o título maior na academia, me deixa imensamente feliz e grata.

“Temos um grande problema se não entendermos
qual planeta devemos salvar”

Carl Sagan

RESUMO

Áreas úmidas isoladas são ecossistemas permanentemente ou periodicamente inundados, de relevância ecológica e para a conservação dos recursos hídricos devido à sua conectividade com aquíferos (recarga) e drenagens (descarga). Para compreender a função destas áreas no ciclo hidrológico e avaliar a dinâmica de fluxo da água em área úmida com grande influência antrópica, foram utilizados os métodos indiretos de geofísica como a gamaespectrometria e tomografia elétrica, além de medidas diretas do parâmetro de condutividade hidráulica e realização de posterior análise da distribuição e tipo de cobertura vegetal em uma área úmida no município de Araras-SP. Este trabalho teve por objetivo a análise do comportamento hidrogeológico desta área úmida, com fins de determinar na superfície os principais pontos de infiltração e a correlação com o comportamento hidrogeológico em subsuperfície, suportados por aquisições diretas de condutividade hidráulica no solo, dados da presença de radioelementos como ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K . Foi realizado em conjunto, a análise comparativa entre os dados de tomografia elétrica adquiridos por meio dos arranjos Schlumberger, Wenner e dipolo-dipolo relativos a leituras de resistividade elétrica, para desta forma avaliar o arranjo que melhor representa a realidade em termos de solo, rocha e a dinâmica de fluxo entre os mesmos. Os resultados apontam a existência de uma estrutura de acesso e recarga direta ao aquífero regional (Sistema Aquífero Tubarão), que apresenta baixos valores de resistividade $>100 \Omega.m$ no solo e saprolito em subsuperfície caracterizada como um caminho preferencial localizado no centro da área úmida, que torna evidente o arraste geoquímico de urânio e tório neste caminho. Os resultados em análise integrada permitiam determinar os caminhos preferenciais de recarga do aquífero e proporcionaram a criação de um modelo hidrogeológico estimado para os períodos de chuvas e estiagem, com evidência de funcionalidade da área úmida como área de recarga d'água e a distribuição de radioelementos. A comparação entre os arranjos de tomografia elétrica destaca a disposição de eletrodos na configuração Schlumberger possibilitou a melhor correlação, possivelmente pelo predomínio de fluxo de campo potencial elétrico horizontalizados, ótima relação sinal/ruído e capacidade de discriminação de estruturas de fluxo verticais.

Palavras-chave: aquíferos, recarga, tomografia elétrica, gamaespectrometria,

ABSTRACT

Isolated wetlands are ecosystems that are permanently or periodically flooded, of ecological relevance, and for the conservation of water resources due to their connectivity with aquifers (recharge) and drainage (discharge). To understand the function of these areas in the hydrological cycle and to evaluate the dynamics of water flow in a wetland with great anthropic influence, indirect methods of geophysics such as gamma spectrometry and electrical tomography were used, in addition to direct measurements of the hydraulic conductivity parameter and realization for further analysis of the distribution and type of vegetation cover in a wetland in the city of Araras-SP. The objective of this work was to analyze the hydrogeological behavior of this wetland, to determine the main infiltration points on the surface, and the correlation with the hydrological behavior in the subsurface, supported by direct acquisitions of hydraulic conductivity in the soil, data on the presence of radioelement ^{40}K , ^{238}U and ^{232}Th . A comparative analysis was carried out between the electrical tomography data acquired through the Schlumberger, Wenner, and dipole-dipole arrays related to electrical resistivity readings, to evaluate the array that best represents the reality in terms of soil, rock, and soil the flow dynamics between them. The results point to the existence of a structure of access and direct recharge to the regional aquifer (Tubarão Aquifer System), which presents low resistivity values $>100 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$ in the soil and subsurface saprolite characterized as a preferential path located in the center of the wetland, which makes evident the geochemical carryover of uranium and thorium in this path. The results of the integrated analysis allowed the determination of the preferred aquifer recharge paths and provided the creation of an estimated hydrogeological model for the rainy and dry periods, with evidence of the wetland functionality as a water recharge area and the distribution of radioelements. The comparison between the electrical tomography arrays highlights the arrangement of electrodes in the Schlumberger configuration allowed the best correlation, possibly due to the predominance of horizontal electric potential field flux, excellent signal-to-noise ratio, and ability to discriminate vertical flux structures.

Keywords: aquifers, recharge, electrical tomography, gamma spectrometry

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Posição das áreas úmidas em relação à superfície freática a) acima da superfície freática; b) abaixo da superfície freática e; c) área de recarga e descarga (fluxo)	22
Figura 2 - Diferentes espécies vegetativas em áreas úmidas de acordo com nível da água	23
Figura 3 - Modelos de inversão gerados para a área estudada a) Resultados de inversão 2D e; b) Interpretação dos dados	26
Figura 4 - Medidas de resistividade ao longo da linha para oito tempos diferentes, localizadas no Prado Norte e Sul	27
Figura 5 - Mapas de classificação de cobertura do solo nos anos referentes de: a) 1975; b) 1988; c) 1996 e d) 2002	28
Figura 6 - Modelo hidrogeológico conceitual para área úmida em diferentes épocas do ano a) estação seca e; b) estação chuvosa	29
Figura 7 - Perspectiva da situação hídrica em diferentes anos a) situação atual, b) após 20 anos, c) após 40 anos e d) após 80 anos	30
Figura 8 - Modelo de caminho de fluxo de água. O detalhe mostra o fluxo de água por meio de fraturas	31
Figura 9 - Mapa de superfície de condutividade hidráulica, com a localização dos perfis do solo, e mapas de resistividade elétrica para profundidades de 2 m, 4 m e 9 m	32
Figura 10 - Mapa de localização, com destaque para o município de Araras e a área úmida estudada.....	33
Figura 11 - Perfil geomorfológico esquemático do estado de São Paulo	39
Figura 12 - Localização das drenagens na Bacia Hidrográfica do rio Mogi Guaçu a) Drenagens presentes na UGHRI 9 b) Recorte das drenagens presentes no município de Araras-SP	41
Figura 13 - Dados relativos ao volume de chuvas precipitadas no município de Araras-SP ao longo dos meses no decorrer de 2017 a 2021	42
Figura 14 - Perfil dos aquíferos presentes nos estados de São Paulo e do Paraná	43
Figura 15 - Mapa de localização dos poços de água cadastrados na plataforma SIAGAS-CPRM próximos a área úmida estudada destacada em vermelho.....	44
Figura 16 - Cálculo da área da área úmida em diferentes meses ao longo dos anos de 2009 e 2020 a) junho/2020 b) maio/2020 c) junho 2013 d) março/2009	47
Figura 17 - Maquinário utilizado em campo para injeção de insumos no solo	48

Figura 18 - Classificação ambiental e toxicológica dos registros de insumos para cultivo de cana-de-açúcar.	51
Figura 19 - Séries radioativas de decaimentos dos elementos de ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th	56
Figura 20 - Distribuição teórica média de radioelementos presentes nas rochas	57
Figura 21 - Perfis de distribuição de radioelementos em solos, perfis de intemperismo e rochas	58
Figura 22 - Valores médios de resposta dos radioelementos de acordo com a variação da geomorfologia	59
Figura 23 - Espectros de energia gama para os elementos K, eU e eTh	60
Figura 24 - Modelo de determinação de resistência elétrica em um fio.....	64
Figura 25 - Visualização da técnica de sondagem elétrica vertical em superfície e propagação na subsuperfície	66
Figura 26 - Ilustração da técnica de tomografia elétrica em aquisições na superfície e a medição na subsuperfície	66
Figura 27 - Fração de corrente que penetra abaixo da profundidade Z para uma determinada separação de eletrodos	67
Figura 28 - Disposição dos eletrodos na superfície a partir dos arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo	69
Figura 29 - Sensibilidade dos arranjos na distribuição de corrente visto em corte a) Schlumberger b) Wenner c) Dipolo-dipolo	70
Figura 30 - Aquisição de dados de condutividade hidráulica a) mapa de distribuição dos pontos de aquisição; b) canos de pvc utilizados para aquisições; e c) instalação do equipamento em campo	72
Figura 31 - Esquema de aquisição de dados de condutividade hidráulica	73
Figura 32 - Aquisição de dados de gamaespectrometria a) Mapa de distribuição dos pontos de aquisição b) equipamento utilizado em campo	75
Figura 33 - Mapa de curvas de nível na área úmida.....	80
Figura 34 - Mapa da área úmida e locais de coletas dos dados de permeabilidade, gamaespectrometria, tradagens e linhas de tomografia elétrica.....	76
Figura 35 - Modelo de processamento de dados utilizado pelo <i>software</i> Res2Dinv com representação dos blocos com larguras iguais	77
Figura 36 - Mapa de superfície gerado a partir dos resultados obtidos para o parâmetro de condutividade hidráulica sobreposta a imagem de satélite	79
Figura 37 - Dados de ^{40}K sobreposto a imagem de satélite da área de estudos.....	81

Figura 38 - Dados de ^{232}Th sobreposto a imagem de satélite da área de estudos.....	82
Figura 39 - Dados de ^{238}U sobreposto a imagem de satélite da área de estudos	83
Figura 40 - Vegetação presente ao redor da área úmida a) vista da área úmida b) foto panorâmica da área c) estrada que corta a área d) vista de um dos pontos da área e) vista de dentro da área úmida	85
Figura 41 - Imagens da variação vegetativa dentro da área úmida a) Transição da vegetação b) Vegetação baixa c) Vegetação alta d) Vegetação herbácea e) Ponto de transição da vegetação f) Ponto com galhos g) Vegetação removida h) Ponto de alagamento	86
Figura 42 - Mapa de localização da área com destaque para a vegetação da área úmida ao longo dois perfis.....	87
Figura 43 - Resultados 2D para o arranjo Schlumberger, linhas 1 á 5	90
Figura 44 - Resultados 2D para o arranjo Schlumberger, linhas 6 á 10	91
Figura 45 - Resultados 2D para o arranjo Schlumberger, linhas 11 á 15	92
Figura 46 - Resultados 2D para o arranjo Wenner, linhas 1 á 5.....	93
Figura 47 - Resultados 2D para os arranjos Wenner, linhas 6 á 10.....	94
Figura 48 - Resultados 2D para o arranjo Wenner, linhas 11 á 15.....	95
Figura 49 - Resultados 2D para o arranjo DD, linhas 1 á 5.....	96
Figura 50 - Resultados 2D para o arranjo DD, linhas 6 á 10.....	97
Figura 51 - Resultados 2D para o arranjo DD, linhas 11 á 15.....	98
Figura 52 - Correlação entre dados de tomografia elétrica e condutividade hidráulica para o arranjo Schlumberger.....	99
Figura 53 - Correlação entre dados de tomografia elétrica e condutividade hidráulica para o arranjo Wenner.....	100
Figura 54 - Correlação entre dados de tomografia elétrica e condutividade hidráulica para o arranjo Dipolo-dipolo.....	100
Figure 55 - Correlação entre dados de tomografia elétrica em arranjo SC e superfície freática	102
Figura 56 - Correlação entre dados de tomografia elétrica em arranjo WN e superfície freática	103
Figura 57 - Correlação entre dados de tomografia elétrica em arranjo DD e superfície freática	103

Figura 58 - Modelo geofísico-hidrogeológico de infiltração proposto para a área de estudos.

Dados de período de chuvas foram inferidos a partir da análise do comportamento da
área a) modelo de inversão b) modelo de estiagem c) modelo de chuvas 105

Figura 59 - Arranjo SC linha 4 109

Figura 60 - Arranjo WN linha 4 109

Figura 61 - Arranjo DD linha 4 110

Figura 62 - Arranjo SC linha 5 110

Figura 63 - Arranjo WN linha 5 110

Figura 64 - Arranjo DD linha 5 110

Figura 65 - Arranjo SC linha 7 110

Figura 66 - Arranjo WN linha 7 111

Figura 67 - Arranjo DD linha 7. 111

Figura 68 - Arranjo SC linha 8. 111

Figura 69 - Arranjo WN linha 8. 111

Figura 70 - Arranjo DD linha 8 111

Figura 71 - Arranjo SC linha 11. 112

Figura 72 - Arranjo WN linha 11. 112

Figura 73 - Arranjo DD linha 11. 112

Figura 74 - Arranjo SC linha 12. 112

Figura 75 - Arranjo WN linha 12. 112

Figura 76 - Arranjo DD linha 12. 113

Figura 77 - Correlação entre dados de k e tomografia elétrica 2,5 D 116

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Ingredientes ativos permitidos no cultivo de cana-de-açúcar e suas respectivas classes	49
Tabela 2 - Valores máximos permitidos ($\mu\text{g/L}$) estabelecidos pelas Resoluções CONAMA 357/2005 e 396/2008 e pela Portaria MS 2.914/2011 para os agrotóxicos permitidos para uso na cultura de cana-de-açúcar no Brasil.....	50
Tabela 3 - Dados completos de condutividade hidráulica (k)	134

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Dados da qualidade da água no municípios de Araras-SP	45
Quadro 2 - Distribuição do uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica do rio Mogi Guaçu, com destaque para a região de estudos	46
Quadro 3 - Valores empíricos de condutividade hidráulica dos solos	52

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	15
1.1 Justificativa.....	17
1.2 Hipóteses	18
1.3 Objetivos.....	18
2 ÁREAS ÚMIDAS	19
2.1 Definição de Áreas Úmidas.....	19
2.2 Hidrologia de Áreas Úmidas	20
2.3 Pesquisas aplicadas à Áreas Úmidas	24
3 ÁREA DE ESTUDO.....	33
3.1 Localização	33
3.2 Contexto Geológico.....	35
3.2.1 Bacia Sedimentar do Paraná	35
3.3 Geomorfologia.....	37
3.3.1 Depressão Periférica Paulista	38
3.4 Hidrologia e Hidrogeologia	41
3.4.1 Qualidade das águas e disponibilidade hídrica.....	44
3.5 Uso e Ocupação do Solo.....	45
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	52
4.1 Permeabilidade do solo.....	52
4.2 Métodos Geofísicos	53
4.2.1 Gamaespectrometria	54
4.2.2 Eletrorresistividade.....	61
5 MATERIAIS E MÉTODOS	72
5.1 Permeabilidade do solo.....	72
5.2 Métodos Geofísicos	74
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	79
6.1 Dinâmica Superficial	79
6.2 Hidrodinâmica da Área Úmida.....	88
6.3 Comparação entre arranjos de tomografia elétrica	107
7 CONCLUSÕES.....	118
REFERENCIAS	120
ANEXOS A.....	134
ANEXOS B.....	135

1 INTRODUÇÃO

O Brasil é um país privilegiado quanto a disponibilidade de água superficial com cerca de 12% do volume mundial, embora com distribuição irregular em seu território. A maior concentração está na região norte do país, mas estados mais populosos estão concentrados nas regiões sul e sudeste e apresentam cerca de 3% deste total (ANA, 2020). As principais atividades que demandam água no país são a irrigação 52%, abastecimento industrial 9,1% e público 23,8%, bem como geração de energia 3,8%, mineração 1,6%, entre outros. (ANA, 2019). A gestão comprometida da água é um dos fatores preocupantes do século XXI, pois as consequências de diminuição comprometem a qualidade e quantidade do recurso hídrico para o abastecimento da população (TUCCI, 2009; ANA, 2020).

Devido à maior demanda pelo uso da água e à oferta ser variável ao longo do país, a procura por água subterrânea é intensificada por meio da utilização de poços de captação (BICUDO, 2011). Este cenário de aumento de demanda pelo recurso subterrâneo impõe pressões de uso nos aquíferos e fazem com que áreas de recarga sejam fundamentais para manutenção desse recurso. Ecossistemas denominados de áreas úmidas representam as inundações permanentes ou sazonais em superfície deprimidas no relevo, onde os solos permanecem saturados na superfície tempo suficiente para permitir diversos processos físicos, químicos e biológicos, muitos dos quais em ambientes anaeróbicos (McLAUGHLIN *et al.*, 2014; JUNK *et al.*, 1989). Sua função como potencial zona de recarga de aquífero torna este ambiente particularmente relevante no ciclo hidrológico e na persistência dos aquíferos em longo prazo.

Tais zonas alagadas são formadas em períodos em que a precipitação na época chuvosa ultrapassa a capacidade de drenagem do sistema e da evaporação, o que resulta em acúmulo na superfície de forma permanente ou sazonal. Embora a localização na paisagem determine a característica hidrológica do sistema, variações sazonais na taxa de precipitação e evaporação de determinada região estão intrinsicamente ligadas às mudanças de profundidade da superfície freática e, conseqüentemente, são determinantes na permanência e persistência da superfície alagada (TINER & BURKE, 1995).

Áreas úmidas antropizadas são locais onde podem ocorrer inversão ou cessamento da maioria dos processos ecológicos que deveriam estar relacionados à área úmida, bem como redução da recarga de água, devido a desvios ocasionados por atividades agrícolas e industriais,

como consequência do pouco conhecimento e compreensão dos valores destas áreas (DAVIDSON *et al.*, 1991) (SHUQUIN *et al.*, 2007).

A dinâmica hidrogeológica pode ser avaliada pontualmente por técnicas diretas e indiretas de investigação. Podem ser realizadas análises da condutividade hidráulica através de permeâmetros ou poços de monitoramento, além de técnicas indiretas de aquisição de dados como os métodos geofísicos (COSCIA *et al.*, 2012; ZHANG *et al.*, 2016; FURLAN *et al.*, 2020). Dentre os métodos geofísicos, em particular os geoelétricos e gamaespectrométricos são indicados diante dos resultados satisfatórios pela alta densidade amostral de leituras de parâmetros físicos sensíveis à dinâmica hidrogeológica e hidroquímica do ambiente (CASAGRANDE *et al.*, 2021, FURLAN *et al.*, 2021a; MOREIRA *et al.*, 2021).

A Eletrorresistividade é por vezes utilizada por meio da técnica da tomografia elétrica, para visualização bidimensional ampla do ambiente subterrâneo. O parâmetro físico da resistividade elétrica é variável no ambiente geológico de forma condicionada ao tipo de rocha, arquitetura deposicional, descontinuidades estruturais, composição mineralógica, mas essencialmente devido ao teor de umidade (REYNOLDS, 1997; MUSSET & KHAN, 2000). É empregado tanto nas pesquisas de prospecção mineral quanto na área ambiental e hidrogeologia, por vezes, em associação a poços de monitoramento, sondagens, tradagens etc. (HELENE *et al.*, 2020; MUZIRAFUTI *et al.*, 2020; SAĞIR *et al.*, 2020).

Pesquisas desenvolvidas ao longo das décadas de 1980 a 2010 abordam a relevância da configuração de eletrodos, na questão da profundidade de investigação, e, na etapa de processamento de dados de tomografia elétrica, da adição de um modelo inicial geológico e/ou estrutural para que a resposta do modelo geofísico final possa ser a mais confiável possível (BARKER, 1981; GRIFFITHS & BARKER, 1993; OLAYINKA & YARAMANCI, 2000b; SEATON & BURBEY, 2002; AIZEBEOKHAI *et al.*, 2011; ZHOU *et al.*, 2014).

O método da gamaespectrometria mede a energia gama liberada a partir do decaimento radioativo dos isótopos de urânio, tório e potássio (DENTITH & MUDGE, 2014). A determinação da variação de ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K nos primeiros 30 cm de profundidade do solo pode determinar a mobilidade dos elementos e a capacidade de co-precipitação destes em determinados solos. Ainda podem auxiliar tanto na caracterização de diferentes litologias quanto na identificação de processos supérgenos como intemperismo e erosão que possam ser causadores da remoção e remobilização destes elementos a partir da desintegração de uma rocha pretérita com concentração destes elementos (DICKSON & SCOTT, 1997; WILFORD *et al.*, 1997).

A possível utilização do método gamaespectrométrico para entendimento de anomalias provocadas pela utilização intensa de fertilizantes agrícolas, que se tornam evidentes no arraste geoquímico dos radioelementos presentes em solos de textura argilosa (FERREIRA, 1991; SOUZA & FERREIRA, 2005). A conversão de áreas naturais em terras cultiváveis principalmente de monocultura e a intensificação da utilização de fertilizantes transforma o solo como as perdas de nutrientes importantes, erosão e compactação e podem causar a contaminação de sistemas hídricos. A maior disponibilidade de fertilizantes fosfatados no solo a base de radioelementos gera impactos negativos ao ecossistema e áreas úmidas de recarga podem ser locais de acúmulo e conexão destes metais pesados (MATEO-SAGASTA *et al.*, 2018; CASAGRANDE *et al.*, 2021; FURLAN *et al.*, 2021a). A zona rural do município de Araras-SP desde a década de 1940 desenvolve a monocultura, antes com o cultivo de café e desde 1960 o cultivo ininterrupto de cana-de-açúcar.

As áreas úmidas isoladas presentes em climas tropicais podem servir como zonas de recarga direta de aquíferos. Nestes locais, a precipitação e infiltração ocorrem em taxas maiores que a evapotranspiração e perda de água superficial. A utilização de métodos geofísicos no entendimento da hidrodinâmica destes ecossistemas é cada vez mais apropriada e satisfatória para compreender a relação entre áreas úmidas, a delimitação de camadas do solo, contato solo/rocha e o desenvolvimento do intemperismo nas camadas.

1.1 JUSTIFICATIVA

Áreas úmidas são ecossistemas de alta biodiversidade e extrema importância em vários serviços ecossistêmicos ao redor do planeta, haja vista que são tidas como “janelas” hídricas de aquíferos e, assim, a integridade ambiental das áreas úmidas tem o poder de influenciar, de maneira significativa, a qualidade hídrica da água subterrânea em escala regional. Assim, a compreensão da dinâmica hidrogeológica das áreas úmidas é uma etapa fundamental em ações de gerenciamento e manejo sustentável, e a geofísica é relevante como uma ferramenta amplamente utilizada em estudos hidrológicos, embora, de acordo com Greer *et al.* (2019), configura um campo pouco explorado em estudos de Zonas Críticas e que possuem certas peculiaridades quanto aos parâmetros de aquisição de dados.

Com o crescente aumento da população mundial e atrelado a este a maior demanda pelos recursos hídricos, sejam eles superficiais ou subterrâneos, pesquisas que permeiam o delineamento de áreas de recarga de aquíferos são de grande importância para o meio ambiente, para o desenvolvimento econômico e social. Para tanto, o estudo de áreas úmidas isoladas

caracterizadas por serem locais sem conexão com qualquer corpo hídrico superficial, tomam devido destaque.

1.2 HIPÓTESES

Nesta pesquisa é baseada em duas premissas sequenciais:

- Áreas úmidas são depressões de relevo que acumulam águas provenientes do escoamento superficial e podem servir como zonas de infiltração aceleradas e, conseqüentemente, como áreas de recarga de aquíferos.
- O uso da terra nas adjacências de áreas úmidas e o manejo de agrotóxicos e fertilizantes exercem grande influência na composição química das águas de superfície acumuladas em áreas úmidas, com impacto direta na qualidade e eventual contaminação das águas de recarga dos aquíferos.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral desta pesquisa é analisar a dinâmica hidrogeológica da área úmida como função de área de recarga para aquíferos de escala local, e evidenciar a importância deste ecossistema de alta biodiversidade.

Esta pesquisa tem como objetivos específicos:

- a) Estimar os principais pontos de infiltração de água no solo;
- b) Quantificar a variação dos isótopos de urânio, tório e potássio na área úmida em relação a área de cultivo de cana-de-açúcar, através do método da gamaespectrometria;
- c) Analisar a propagação de campo potencial elétrico em solo insaturado e saturado para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo em ensaios de tomografia elétrica;
- d) Propor um modelo geofísico-hidrogeológico que represente a variação da superfície freática para a área, tanto para a época chuvosa quanto a de estiagem, através da integração das análises entre dados de permeabilidade e tomografia elétrica.

2 ÁREAS ÚMIDAS

2.1 DEFINIÇÃO DE ÁREAS ÚMIDAS

Áreas úmidas são ecossistemas com inundações permanentes ou sazonais onde os solos permanecem saturados na superfície o tempo suficiente para permitir processos físicos, químicos e biológicos típicos de ambientes anaeróbicos. A denominação do termo “Áreas úmidas” é usado para caracterizar distintas classes de corpos de água que não compõem a rede fluvial regular (CUNHA *et al.*, 2015).

Áreas úmidas naturais são resultados das diferenças entre ambientes geológicos e fatores hidrológicos específicos, e a variabilidade da distribuição espacial das áreas úmidas está ligada a fatores geológicos como camadas estratificadas e superficiais planares associadas a zonas de recarga e/ou descarga de água subterrânea, e fatores geomorfológicos assim como vegetação, topografia, solos e clima (NRC, 1995; CAMPOS *et al.*, 2013). Estas áreas podem ocorrer de forma natural ou artificial, podem ser permanentes ou temporárias, com água doce, salobra ou salgada, estagnada ou corrente, e áreas de água marítima com menos de seis metros de profundidade na maré baixa.

No ano de 1996 estas áreas foram incorporadas na Legislação Brasileira pela promulgação do Decreto nº 1.905/96, e, ao longo do tempo, o tema teve abrangência e pôde promover a conservação e o uso sustentável bem como o bem-estar das populações humanas que delas dependem (BRASIL, 2019). Para os países signatários da convenção de Ramsar, assim como o Brasil, é estipulado um acordo de proteção ao Meio Ambiente, incluído este, dentro dos tratados de direitos humanos, considerado como direito relativo ao Meio Ambiente como uns dos direitos fundamentais de cada pessoa (RAMSAR, 2016). Conforme explícito na Constituição Brasileira de 1988, através da Emenda Constitucional nº45/2004), e presente no Código Florestal Brasileiro, estas áreas são definidas como áreas de proteção ambiental (BRASIL, 2019).

Áreas úmidas são ecossistemas na interface entre ambientes terrestres e aquáticos, continentais ou costeiros, naturais ou artificiais, permanentemente ou periodicamente inundados por águas rasas ou com solos encharcados, doces, salobras ou salgadas, com comunidades de plantas e animais adaptadas à sua dinâmica hídrica (BRASIL, 2019).

Para que a preservação seja consciente é necessário que todos os setores, desde pessoas sem cargos de chefia, usuários e beneficiários deste ecossistema, a chefes de Estado, tenham maiores informações quanto a sua gênese, desenvolvimento e função hidrológica, principalmente em relação às áreas úmidas brasileiras. Portanto, é importante a delimitação

destas áreas através de parâmetros que sejam científicos e não arbitrários, e que este conhecimento ultrapasse os documentos especializados e seja acessível para população, com destaque para população rural.

2.2 HIDROLOGIA DE ÁREAS ÚMIDAS

O conceito de pulso de inundação analisa e descreve o fluxo lateral de água entre os corpos de água de maior volume com as áreas alagáveis conectadas, ou áreas periodicamente alagadas pelas chuvas, e compreende também a oscilação periódica da superfície freática. Devido a esta alternância entre períodos de inundação e períodos secos, esses locais podem permanecer ou não alagados durante vários meses, o que caracteriza as denominadas áreas de transição aquático/terrestre, que constituem a maior parte das áreas úmidas brasileiras (JUNK *et al.*, 1989). Esses processos definem padrões de assinatura hidrológica e mudança das condições ecológicas na alternância entre os períodos de inundação e os períodos secos, considerados como segundo nível de classificação.

A classificação baseada nos pulsos de inundação, é definida como monomodal ou polimodal e como permanentes ou sazonais, critérios definidos a partir da origem e disponibilidade da água. São também classificados de maneira a surgirem como pulsos previsíveis, que favorecem o estabelecimento e desenvolvimento de organismos endêmicos, de modo que organismos aquáticos são mantidos durante a fase de inundações e organismos terrestres durante a fase seca, ou pulsos imprevisíveis, que surtem efeitos negativos para determinadas espécies de animais. Áreas periodicamente alagadas constituem a maior parte das áreas úmidas brasileiras (JUNK *et al.*, 1989; 2011).

A topografia é um fator relevante diante do forte controle que exerce sobre o balanço hídrico de determinada área úmida, devido a gradientes de declividade que podem favorecer ou não o escoamento superficial que irá regular a quantidade de água presente em determinados pontos da paisagem; portanto, formas de relevo configuram elementos morfológicos distintos com características hidráulicas diferentes.

Formas de relevo côncavas favorecem a acumulação e infiltração máximas da água em destaque principalmente para a ação do escoamento superficial, e consequente aumento do nível da superfície freática (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000). Mudanças sazonais no clima e regime de chuvas de determinada região estão intrinsicamente ligadas às variações da profundidade do nível freático e consequentemente determinam qual a função hidrológica em um determinado tempo de uma área úmida. Estas, podem ser classificadas como possíveis áreas

de recarga, de descarga ou ambas as funções a depender do desenvolvimento hidrológico da área (TINER & BURKE, 1995).

Em um modelo conceitual de recarga de aquíferos por intermédio de áreas úmidas, estas topograficamente elevadas, que cedem suas águas para aquíferos suspensos, são ditas como áreas úmidas de recarga (VAN DER KAMP & HAYASHI, 2009), os fatores hidrológicos de precipitação e evapotranspiração determinam o controle da recarga (WHITTECAR *et al.*, 2016). Este processo caracteriza o acúmulo de águas na superfície durante períodos de maior umidade e, através do escoamento vertical, o acúmulo de águas contribui de forma positiva para a umidade do solo (LISSEY, 1971). De modo antagônico, áreas úmidas em posições topograficamente rebaixadas cujas águas são provenientes dos aquíferos locais são denominadas de áreas úmidas de descarga. E áreas úmidas localizadas em posições intermediárias são classificadas como áreas úmidas de fluxo, e ocorrem quando o nível saturado oscila em níveis variáveis em subsuperfície (MILLER *et al.*, 1985; MCLACHLAN *et al.*, 2014).

A recarga da água superficial para a subterrânea é um dos principais mecanismos de reabastecimento de aquíferos. Áreas úmidas isoladas exercem papel importante no controle hidrológico a nível regional, desde o controle da entrada de água para o nível freático a partir da dinâmica da umidade do solo até a regulação do comportamento do fluxo de base na rede de drenagem regional (McLACHLAN *et al.*, 2014). Fatores hidrológicos de precipitação e evapotranspiração determinam o controle da recarga (WHITTECAR *et al.*, 2016).

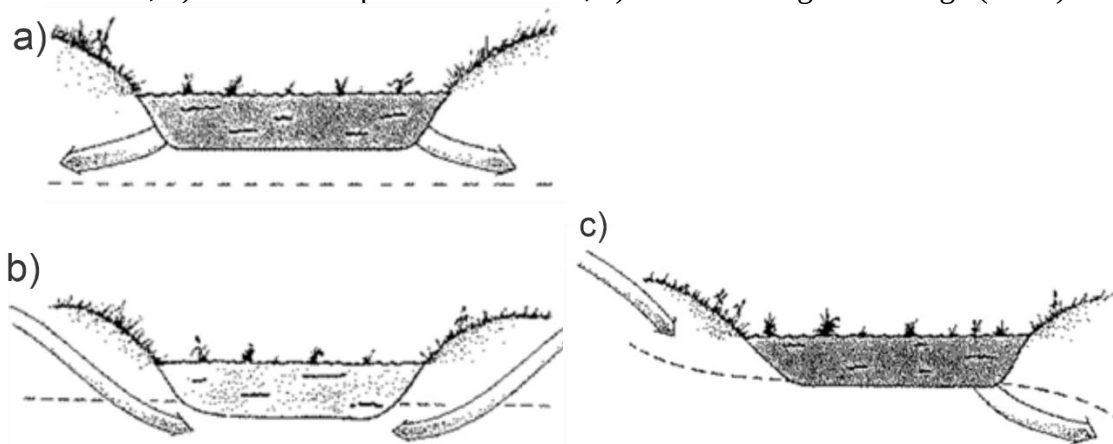
O processo de recarga em área úmida ocorre por meio do acúmulo de água na superfície durante períodos de saturação e por meio da saturação dos poros por completo. O movimento de infiltração é capaz de liberar lentamente as águas superficiais para a subterrânea, contribuindo de forma positiva para a umidade do solo, e o fluxo de água subterrânea muda consideravelmente ao longo do tempo, de acordo com a variação das estações ao longo do ano (Figura 1a) (WINTER & ROSENBERRY 1998; HAYASHI *et al.*, 1998). A estrutura e textura do solo são também determinantes para estabelecer o movimento de infiltração do meio saturado para o subsolo definido como o período de flutuação temporal dos níveis de água denominado de hidroperíodo de área úmida (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000). Estimativas da taxa de recarga de área úmida foram realizadas utilizando a concentração de cloreto em águas subterrâneas rasas em conjunto com dados climáticos para estimular as mudanças de nível de água área úmida nos Estados Unidos da América, e os resultados variam entre 1 mm e 45 mm por ano (HAYASHI *et al.*, 1998).

Determinadas áreas úmidas são também frequentemente áreas de descarga de águas subterrâneas e exercem papel importante como fonte local de água por vezes potável. A

descarga de água subterrânea ajuda a manter o equilíbrio de água e a química da água de uma área úmida (Figura 1b). Esta função é também crítica para a formação de solos hídricos e a manutenção de habitats de ecossistemas. Dentro das áreas úmidas, o pantanal brasileiro é o ecossistema de reconhecimento internacional nesse contexto.

Em muitos casos, a mesma área úmida pode servir para ambas as funções. Quando a superfície freática oscila em níveis variáveis em subsuperfície, em determinados locais de área úmida e esta condição de fluxo existe, as áreas úmidas são frequentemente chamadas de semipermanentes (ANRDEC, 2018). Algumas áreas úmidas têm entrada superficial de águas subterrâneas de um lado e vazão para o outro e são chamadas de áreas úmidas de fluxo contínuo (WINTER & ROSENBERRY, 1998) (Figura 1c).

Figura 1 - Posição das áreas úmidas em relação à superfície freática a) acima da superfície freática; b) abaixo da superfície freática e; c) área de recarga e descarga (fluxo)



Fonte: MILLER *et al.*, (1985)

O terceiro nível hierárquico de classificação é baseado na ocorrência ou não de plantas superiores e na estrutura de suas comunidades (JUNK *et al.*, 1989). A variação do nível freático e a extensão da área úmida tem forte relevância na composição do solo hídromórfico e consequentemente na vegetação emergente (VAN DER VALK, 2009). A compreensão das relações entre solo e paisagem são fundamentais para compreensão da hidrodinâmica das áreas úmidas (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000).

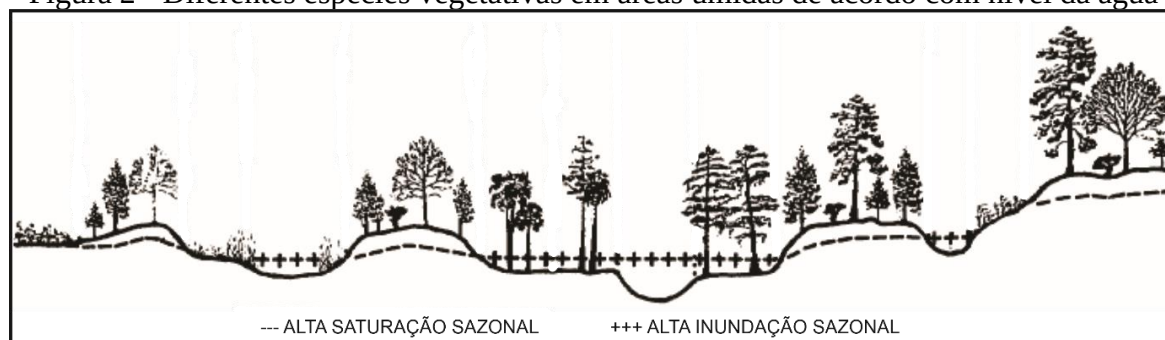
Os solos hidromórficos presentes no interior das áreas úmidas são diferentes dos solos presentes ao redor pois são formados sob condições anaeróbicas e se desenvolvem nos momentos em que o solo está saturado tanto por períodos curtos quanto por longos períodos. A mudança no estado do solo controlado pelo volume de água é capaz de induzir processos biológicos e químicos de um estado aeróbico e oxidado para o estado anaeróbico e reduzido (MITSCH, W.J & GOSSELINK, 2015).

A partir disso, os solos hidromórficos podem ser identificados através de características comuns, como acúmulo de carbono orgânico nos horizontes superficiais, horizontes cinzentos e por vezes produção de gases como sulfeto de hidrogênio (H_2S) e metano (CH_4).

As reações de oxidação-redução são baseadas na transferência de elétrons entre átomos doadores e receptores, a partir de períodos em que ocorra saturação do solo por determinado momento, e o solo possua carbono orgânico e tenha uma população microbiana ativa. Este processo é capaz de ser identificado em campo através da alteração da cor do solo. Portanto, essas condições anaeróbicas necessitam de que a vegetação seja adaptada a estas condições, pois a limitação ao O_2 pode estressar espécies não adaptadas. A acumulação de folhas, caules, raízes etc. de vegetação emergente leva à formação de camadas superficiais no solo com alto teor de matéria orgânica (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000).

Diferentes espécies de vegetação podem estar presentes, geralmente composta de plantas aquáticas e palustres quando em locais de saturação intensa, que servem como excelentes indicadores da saturação do solo por água (REED, 1988). De forma generalizada, as áreas úmidas podem ser agrupadas em classes gerais com base nas fontes de água como água doce ou estuarina, com a presença de vegetação característica como herbácea ou lenhosa e tipo de solo encontrado o mineral ou orgânico (Figura 2).

Figura 2 - Diferentes espécies vegetativas em áreas úmidas de acordo com nível da água



Fonte: RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000.

Este tipo de análise preliminar e generalizada fornece uma base teórica inicial para entender a relação entre as diferentes classes de áreas úmidas e as características do solo (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000).

A localização em relação ao relevo, às bacias hidrográficas, o tipo de solo, a vegetação característica, o movimento das águas superficiais e subterrâneas são variáveis que influenciam na disponibilidade hídrica de uma área úmida.

Diferentes usos do solo em uma área úmida podem alterar sua hidrodinâmica, (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000) e influenciam a propriedade hidráulica de solos

próximos à superfície que controlam a infiltração tanto em áreas úmidas provenientes de derretimento de neves quanto de áreas onde o escoamento é responsável pela recarga da água em área úmida (VAN DER KAMP *et al.*, 2003; RENTON *et al.*, 2015). Em determinadas áreas, a contaminação destes locais necessita de devida atenção, pois os solos podem servir de locais propícios para armazenamento de resíduos provenientes da agricultura intensiva realizada próximas à essas áreas (ROSOLEN *et al.*, 2015).

Os solos presentes nas áreas úmidas devem suportar a variedade de regimes hidrológicos de saturação completa do meio ou saturações parciais ao longo do tempo (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000). Os solos hidromórficos presentes na área úmida são formados em condições anaeróbicas.

O fator complicador para a caracterização destas áreas é a antropização local, devido a conversão destes ambientes em locais para a agricultura (JUNK *et al.*, 2013), o que pode resultar em inversão ou cessamento da maioria dos processos ecológicos que deveriam estar relacionados a estas áreas inicialmente. A inexistência de áreas úmidas como uma bacia de captura, os danos causados por inundações e a erosão causada pela água provavelmente poderão aumentar (JUNK *et al.*, 1989). A falta de diretrizes com foco em preservação das mesmas pode comprometer o abastecimento de água subterrânea, pela redução da recarga de água superficial, devido aos desvios ocasionados por atividades agrícolas e industriais (DAVIDSON *et al.*, 1991; SHUQUIN *et al.*, 2007; DIXIT *et al.*, 2021).

Como a água é fundamental para o desenvolvimento da sociedade, a qualidade e a quantidade dos recursos hídricos cada vez mais são evidenciados, devido à alta demanda, é fundamental delimitar os locais por onde ocorre o processo de reabastecimento e entender quais as potenciais questões envolvidas na gestão e preservação deste recurso. Cada vez mais a contaminação ou extinção de áreas úmidas, que sedem áreas para a agricultura e usufruem dos recursos hídricos para irrigação, faz com que a disponibilidade e a qualidade da água sejam comprometidas (DAVIDSON *et al.*, 1991; SHUQUIN *et al.*, 2007; EVANS, 2019; NI, 2021). Ainda, os resultados relativos a isótopos naturais instáveis de urânio, tório e potássio podem ser elevados quando inseridos em áreas de cultivo que utilizem grande quantidade de fertilizantes fosfatados (MARTINEZ-AGUIRRE & GARCIA-LEÓN, 1994).

2.3 PESQUISAS APLICADAS À ÁREAS ÚMIDAS

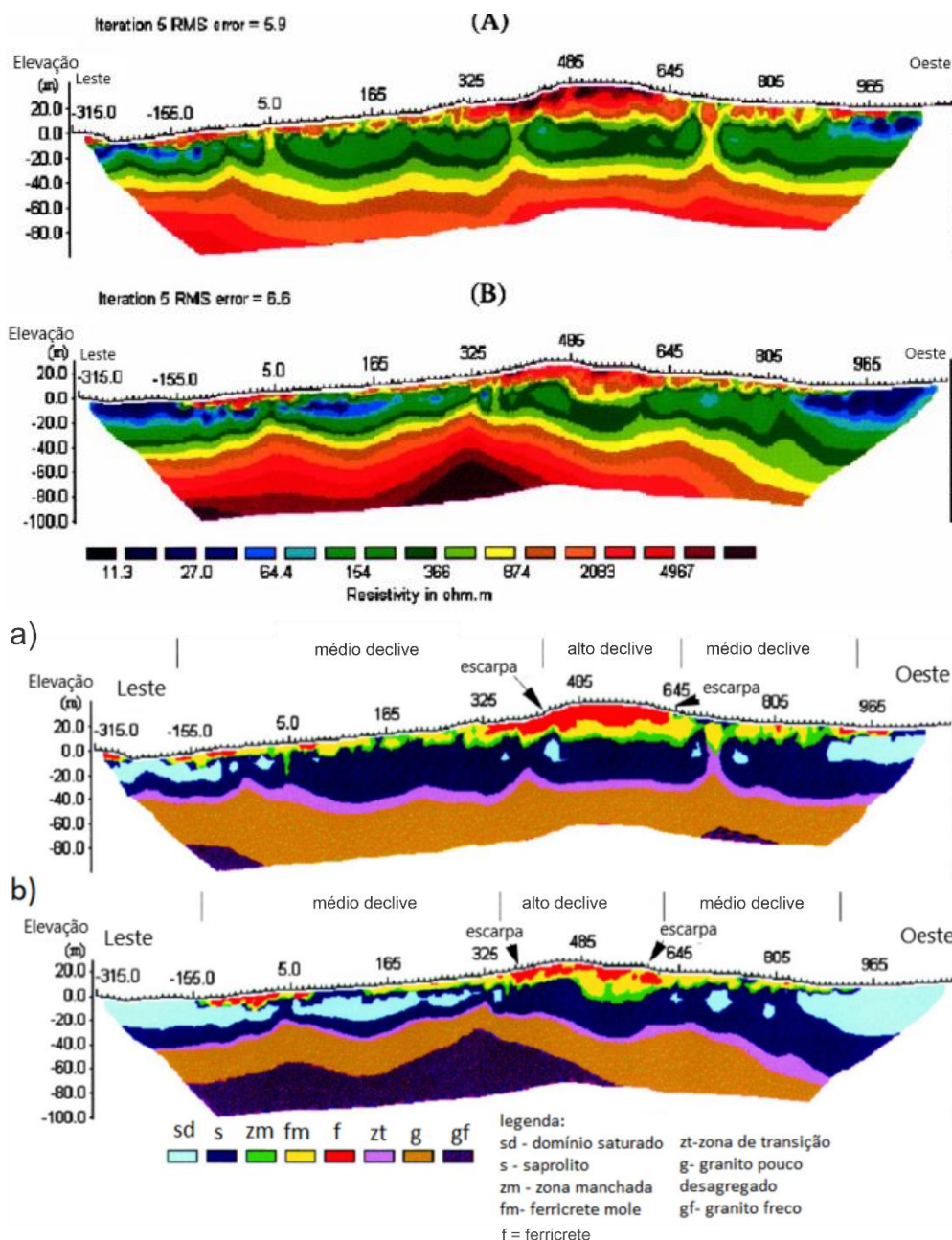
Métodos geofísicos em geral podem ser instrumentos valiosos para a caracterização da subsuperfície, pois são uma ferramenta menos invasiva comparados aos métodos convencionais de perfuração e amostragem, além de apresentam alta variabilidade espacial e temporal,

principalmente quando em relação a interface entre água superficial e a subterrânea. A determinação de pontos de recarga direta de um aquífero é de suma importância pois, além da movimentação da água, são transportados nutrientes, e a depender da localidade podem ocorrer o transporte de contaminantes como no caso dos agrotóxicos.

A utilização do método de Eletrorresistividade pode auxiliar de maneira rápida na compreensão do meio superficial para o subterrâneo, pela determinação da variabilidade dos valores de resistividade elétrica em solos e rochas em diferentes níveis de profundidade. Em Beauvais *et al.* (1999), o método é aplicado para a determinação valores de resistividade para cada estrato rochoso com diferente nível de desenvolvimento intempérico (Figura 3). Espessura de camadas e diferentes graus de intemperismo foram reconhecidos nas seções de inversão e, em conjunto com dados de poços, resultaram em diferentes faixas de valores de resistividade elétrica para cada camada de intemperismo, como a base quase ou nada desgastada de granito com valores mais altos de resistividade elétrica em torno de 4.000 $\Omega.m$, seguindo pelo granito pouco saturado, o saprolito saturado e insaturado entre 50 e 300 $\Omega.m$, a zona manchada aproximadamente 350 $\Omega.m$, o ferricrete mole 700 $\Omega.m$ e o ferricrete em torno de 3.000 $\Omega.m$.

O método da Eletrorresistividade foi aplicado para determinar a interação entre as águas superficiais e subterrâneas. A utilização do método da Eletrorresistividade foi fundamental para caracterização de duas camadas bem delimitadas em subsuperfície de turfa de uma área úmida ribeirinha sob sedimentos da Formação Seaford em Boxford, Berkshire, Reino Unido, representados por baixos valores de resistividade 20 $\Omega.m$ e nos cascalhos altos valores de resistividade em torno de 160 $\Omega.m$ (Figura 4). Durante o inverno/primavera a turfa apresentou aumento do valor da resistividade em torno de 30% e durante a primavera/verão houve uma diminuição de 60% na resistividade nas turfeiras próximas à superfície devido à transpiração da planta e/ou à atividade microbiana. Ainda foi possível concluir que a utilização de aquisições de dados geoeletricos pode ser usada para quantificar o movimento do solo na vertical (UHLEMANN *et al.*, 2016).

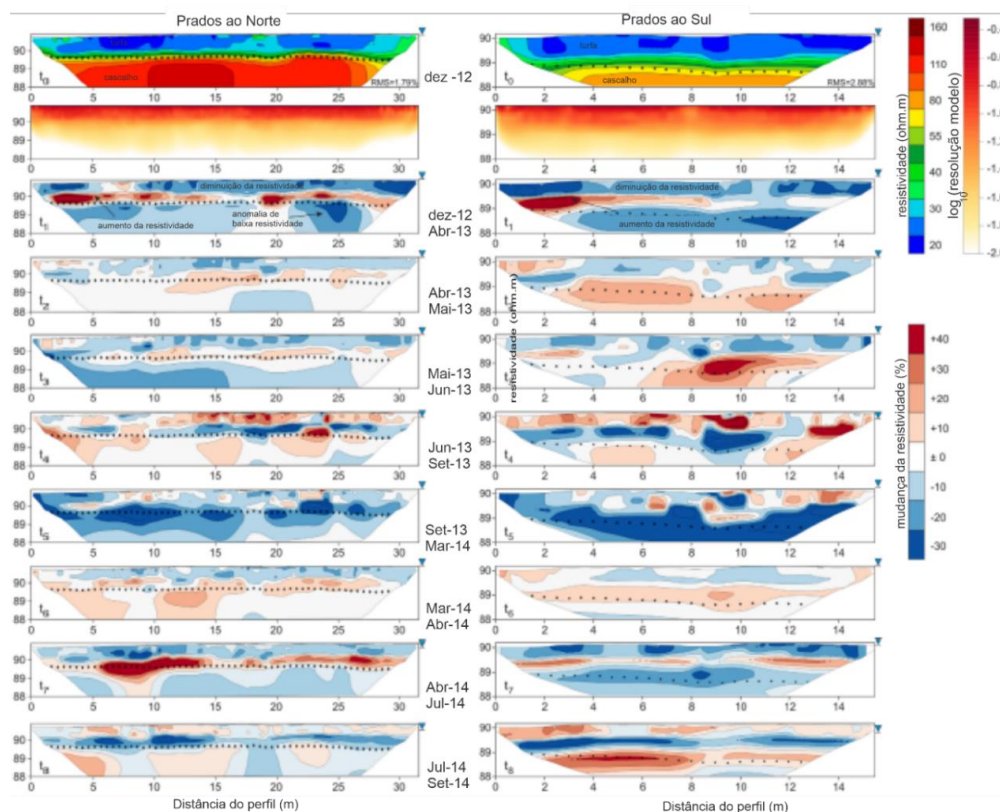
Figura 3 - Modelos de inversão gerados para a área estudada a) Resultados de inversão 2D e; b) Interpretação dos dados



Fonte: BEAUVAIS *et al.*, 1999.

A partir de um modelo teórico para as áreas úmidas isoladas, é possível inferir que o balanço hídrico se dá a partir da análise dos dados de precipitação da região estudada e de sua disponibilidade hídrica superficial, que representariam valores positivos do equilíbrio, assim como as taxas de evapotranspiração e infiltração de água no solo, que representariam os valores negativos (GILVEAR *et al.*, 2000).

Figura 4 - Medidas de resistividade ao longo da linha para oito tempos diferentes, localizadas no Prado Norte e Sul

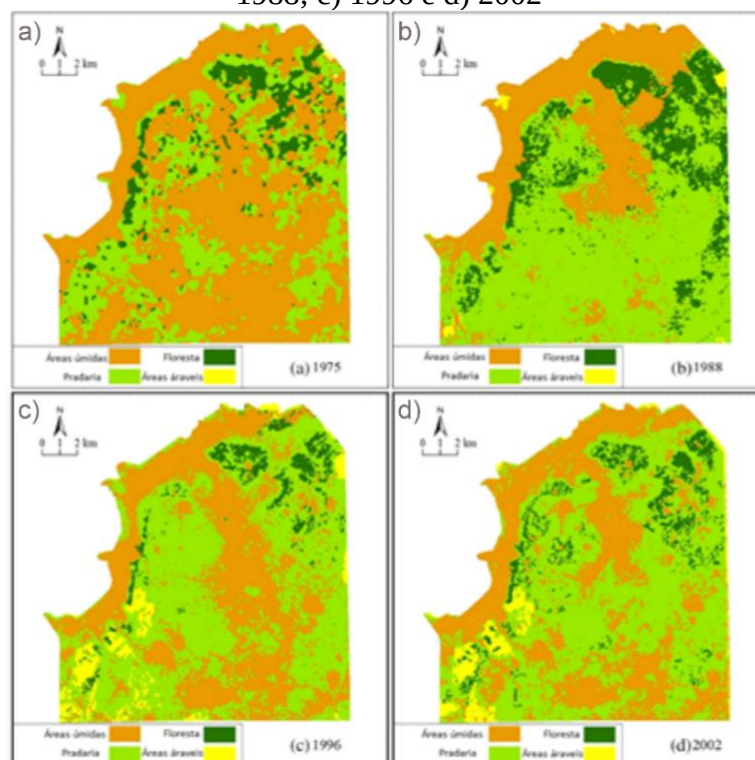


/Fonte: UHLEMANN *et al.*, 2016.

No trabalho de Ewing *et al.* (2012), são apresentados os resultados de um monitoramento realizado durante o período de 30 anos das propriedades químicas do solo em áreas úmidas, principalmente em locais onde a atividade agrícola foi intensa, o que evidencia a perda de nutrientes após anos de cultivo nos solos, e aumento significativo da solubilidade de fósforo, e outros elementos como Ca, Mg, Mn, Zn e Cu, que podem causar um possível crescimento de comunidades vegetais não desejáveis. Em conjunto com as condições anaeróbicas do solo que podem degradar também a qualidade da água, em comparação com outras áreas úmidas sem a presença de agricultura por perto. É sugerido neste trabalho que o elevado teor de P presente no solo seja liberado para a água subterrânea quando essas áreas forem restauradas e os solos se tornarem anaeróbicos. O tempo de atividade agrícola é determinante nas mudanças morfológicas, físicas e químicas do solo quando comparadas com os solos de área úmidas não utilizadas na produção agrícola. Quanto maiores os períodos das atividades agrícolas, maiores os valores obtidos para a saturação por bases e para a extração de nutrientes. Foi possível determinar três tipos distintos de solos, de orgânicos a histológicos e minerais.

No trabalho de Xiancang Wu *et al.* (2017), é analisada a evolução de áreas úmidas a partir da modificação da cobertura vegetal e consequentemente dos solos, devido a mudanças climáticas, em um clima atual mais quente e seco (Figura 5). O estabelecimento de um sistema de irrigação na área de estudo e a diminuição do nível freático resultaram em mudanças negativas no armazenamento de águas superficiais e consequente aumento na vulnerabilidade dessas áreas. Foi possível determinar através da análise de imagens de satélite que a água superficial presente nas áreas úmidas é quase totalmente recarregada por águas pluviais, que se infiltra no solo por meio de uma camada argilosa e encontra facilidade em perder e diminuir os níveis ideais para que seja evitada a degradação da área úmida.

Figura 5 - Mapas de classificação de cobertura do solo nos anos referentes de: a) 1975; b) 1988; c) 1996 e d) 2002

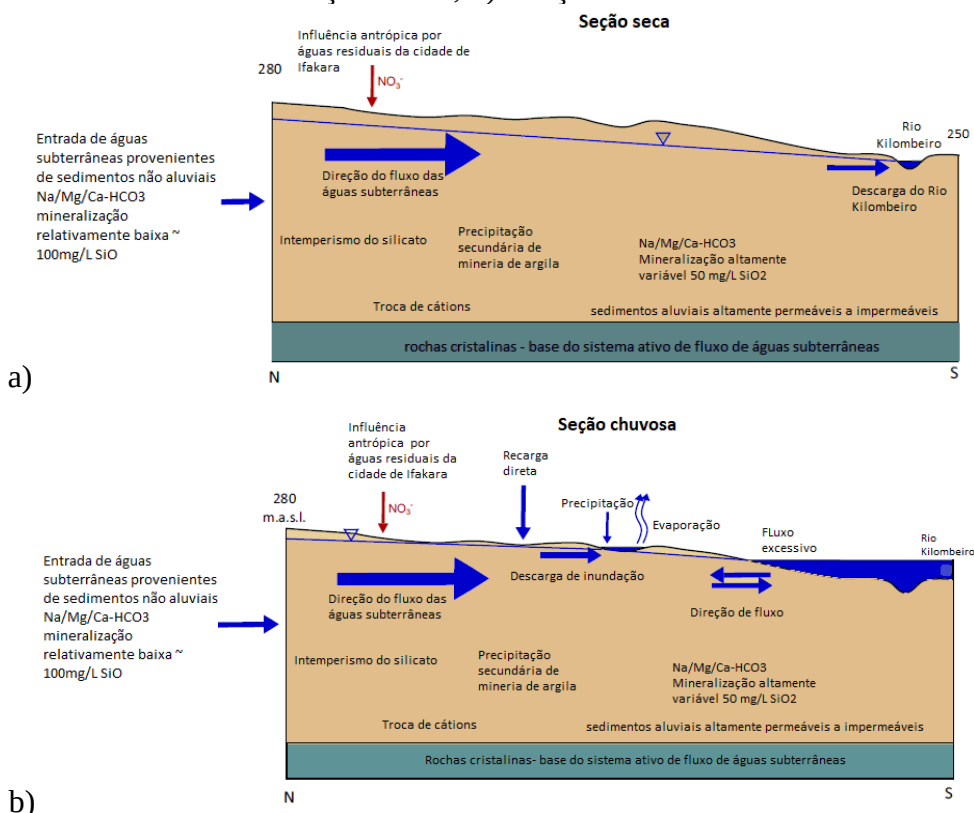


Fonte: XIANCANG Wu *et al.*, 2017.

No estudo realizado por Burghof *et al.*, 2018, são apresentados modelos hidrogeológicos para a estação seca (Figura 6a) e para a estação chuvosa (Figura 6b), que caracterizam a interação entre as águas superficiais e subterrâneas em um aquífero poroso e extremamente heterogêneo, sustentado por um aquífero fraturado profundo. O tempo de residência das águas e a química do meio pelo qual está caminha foram determinados devido à variabilidade da condutividade hidráulica do aquífero. Foram analisados os parâmetros hidrogeológicos e utilizados traçadores ambientais para determinação desta interação e construção do modelo

final. Os resultados compreendem que as interações entre as águas superficiais e subterrâneas são importantes tanto em termos de quantidade quanto da qualidade da água disponível. Em locais com intensa agricultura ao redor de áreas úmidas, podem ser transportados contaminantes para as águas subterrâneas, dada que essa ligação entre os dois meios seja conhecida e como apresentado neste estudo, pode ser realizada através da análise de isótopos estáveis como traçadores.

Figura 6 - Modelo hidrogeológico conceitual para área úmida em diferentes épocas do ano a) estação seca e; b) estação chuvosa

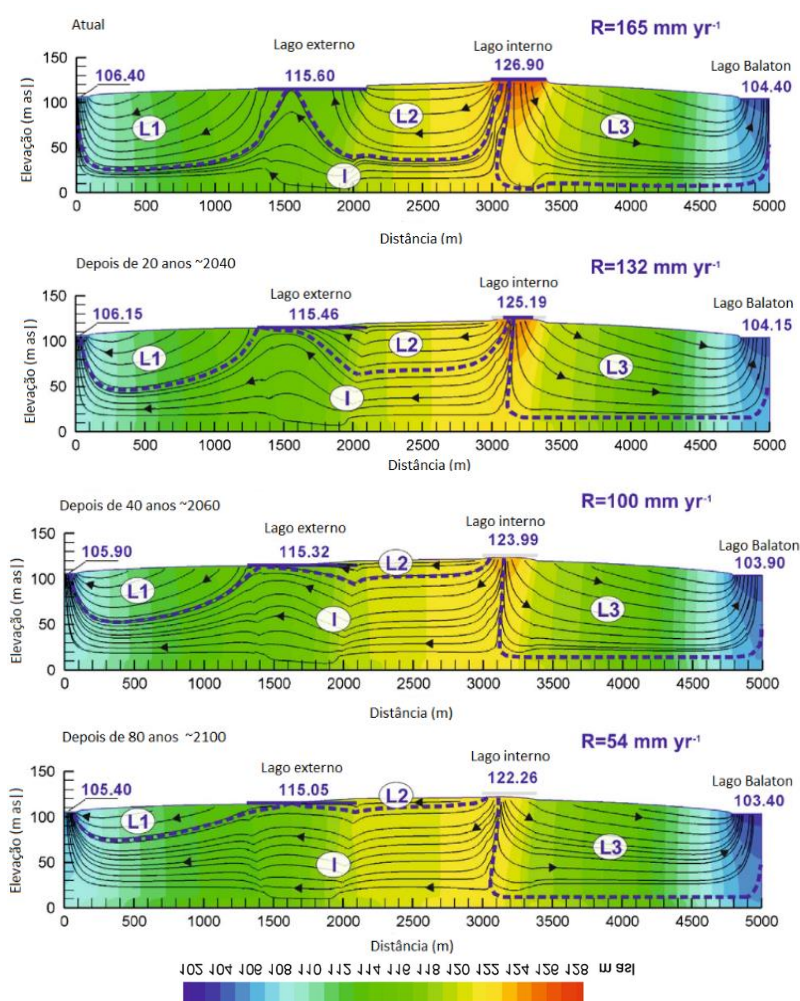


Fonte: BURGHOFF *et al.*, 2018.

Pesquisas que caracterizem a interação entre águas superficiais e subterrâneas em áreas úmidas são de fundamental importância para o entendimento de funções de recarga ou descarga nestas áreas. Em Rossman *et al.* (2018), é apresentado um modelo hidrogeológico da interação entre as águas subterrâneas e superficiais para uma região no semiárido na América do Norte. A partir de mapas de elevação de terreno, foi possível localizar os lagos e as áreas úmidas alimentados por águas subterrâneas. Neste trabalho foi possível obter um modelo de águas subterrâneas através de dados coletados a longo prazo, que determinaram que a recarga da água subterrânea é condicionada pelos fatores de topografia da superfície terrestre, pela condutividade hidráulica, transmissividade do aquífero e pela rede de drenagem.

Na pesquisa realizada por Havril *et al.*, 2018, foi determinada a influência da mudança climática nos sistemas de recarga de águas subterrâneas extrapolada de 20 anos a 80 anos. Os resultados comprovam que a resposta do comportamento hidráulico pode ser alterada, e segundo os resultados obtidos a previsão é que os fluxos serão diminuídos. É destacada que a mudança mais significativa dessa simulação seja a modificação da hierarquia do sistema de fluxo ao longo da seção estudada (Figura 7).

Figura 7 - Perspectiva da situação hídrica em diferentes anos a) situação atual, b) após 20 anos, c) após 40 anos e d) após 80 anos



Fonte: HAVRIL *et al.*, 2018.

À medida em que os níveis de água subterrânea diminuem, provavelmente o fluxo se tornará principalmente horizontal, o que afetaria a interação entre as águas superficiais e subterrâneas e resultaria diretamente na diminuição dos regimes de fluxo ecológicos significativos como no caso das áreas úmidas.

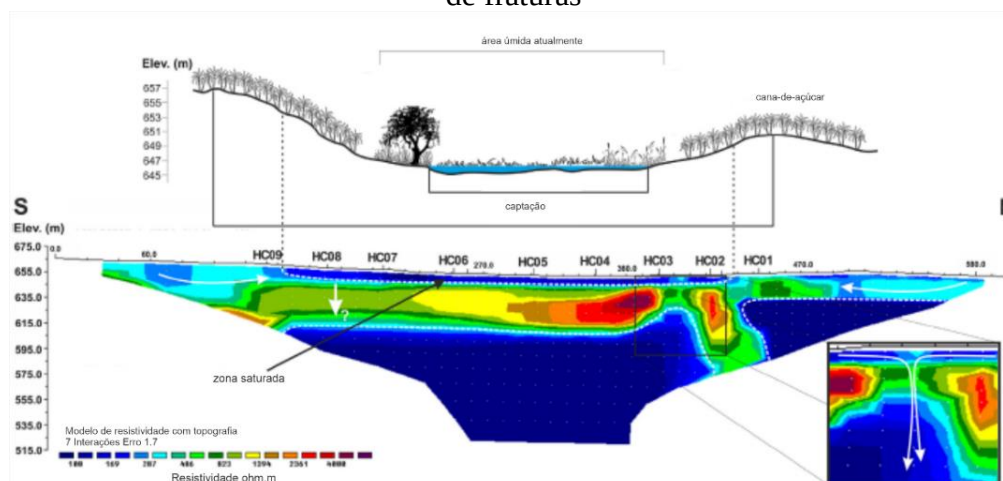
Em Furlan *et al.* (2020) foram utilizados o método geofísico de tomografia elétrica e veículos aéreos não tripulados para quantificar o volume de água retido dentro de uma área

úmida tropical bem como inferir a conexão entre a água superficial com a água subterrânea através de pontos preferenciais de infiltração para a caracterização da hidrodinâmica da área estudada.

Em Casagrande *et al.*, 2021, é apresentado um modelo de recarga de águas superficiais para área úmida interior, sem conexão com corpos hídricos em região de cultivo de cana-de-açúcar no estado de São Paulo através do mapeamento realizado de forma não invasiva. São propostas três áreas relacionadas à dinâmica hidrológica: área úmida atual, área de inundação e expansão potencial da área úmida (Figura 8). O caminho em destaque demonstra o fluxo preferencial da recarga.

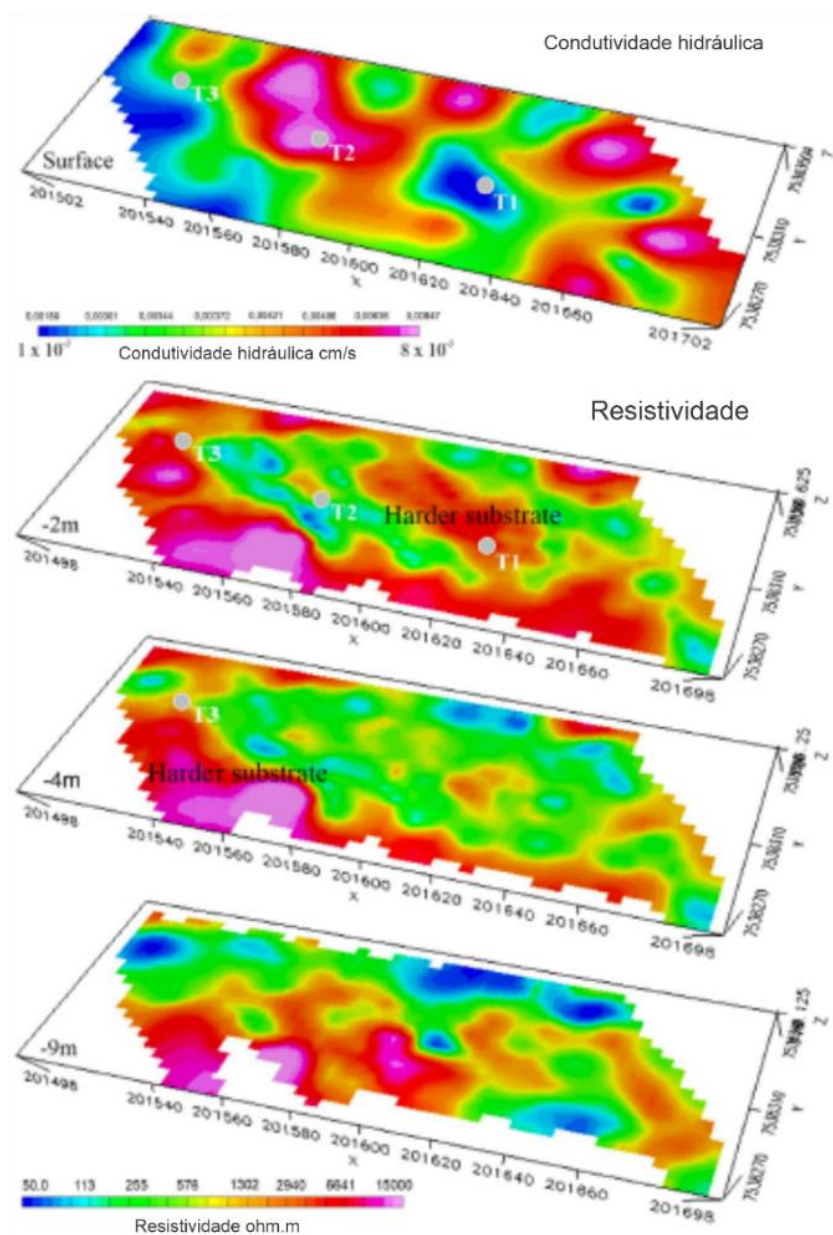
Em Moreira *et al.*, (2021) foram realizados estudos na estação ecológica de Itirapina-SP e aplicado o método da eletrorresistividade com intuito de caracterização de área úmida como zona de recarga para o aquífero profundo em conjunto com análises de solo (Figura 9). A hidrodinâmica local está associada à evolução geoquímica da cobertura do solo devido à complexidade estrutural adquirida pela dissolução da crosta ferrosa (laterita) que sustenta o relevo.

Figura 8 - Modelo de caminho de fluxo de água. O detalhe mostra o fluxo de água por meio de fraturas



Fonte: CASAGRANDE *et al.*, 2021.

Figura 9 - Mapa de superfície de condutividade hidráulica, com a localização dos perfis do solo, e mapas de resistividade elétrica para profundidades de 2 m, 4 m e 9 m



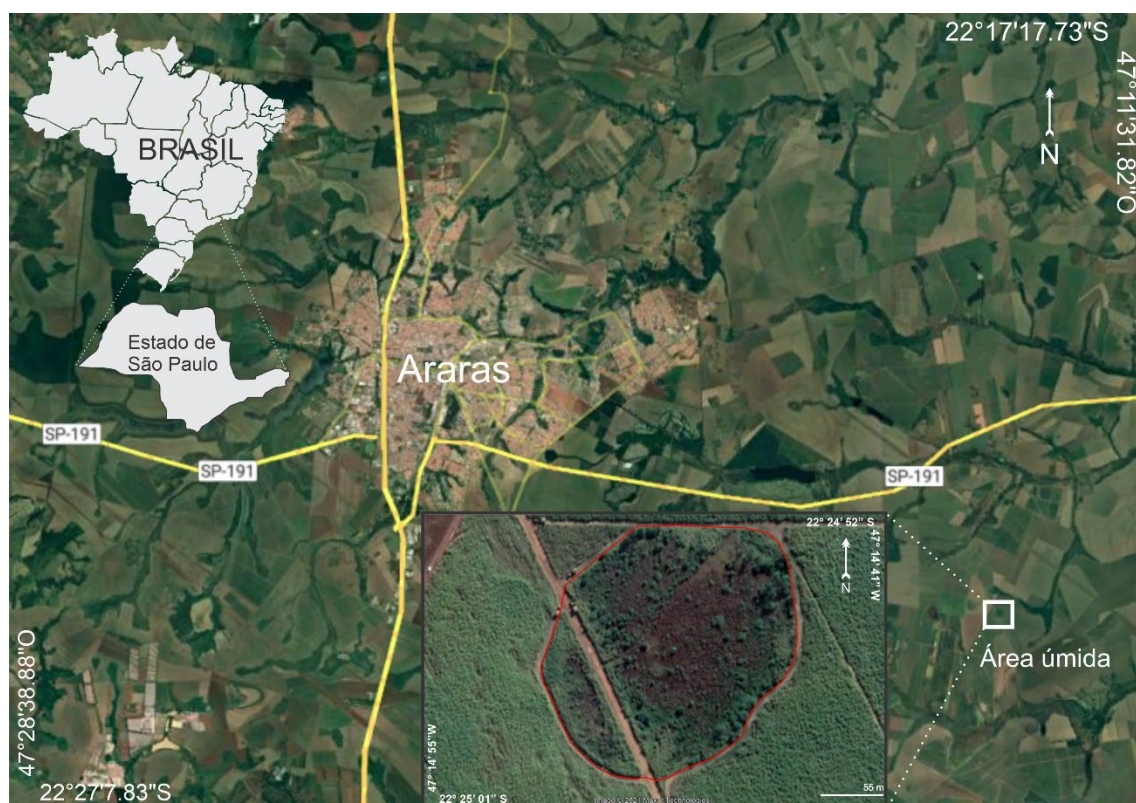
Fonte: MOREIRA *et al.*, 2021.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada no município de Araras no estado de São Paulo, distante cerca de 180 km da capital do estado (Figura 10). O município tem uma área estimada em 644.830 km² e população de cerca de 132.000 habitantes. O desenvolvimento econômico da cidade está ligado a atividades industriais. Segundo dados do IBGE 2019, o município apresenta cerca de 98,6% dos domicílios com esgoto sanitário adequado, 84,2% de domicílios urbanos em vias públicas com arborização e 34,9% de domicílios urbanos em vias públicas com urbanização adequada, quando são constatados a existência de bueiro, calçada, pavimentação e meio-fio (IBGE, 2019).

Figura 10 - Mapa de localização, com destaque para o município de Araras e a área úmida estudada



Fonte: MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

A área está inserida na Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI) 9, localizada na região nordeste do estado de São Paulo, na bacia do rio Mogi Guaçu. Abrange uma área geográfica de 59 municípios, dos quais 27 têm sua área totalmente contida na bacia. Possui área de mais de 15.000 km² divididos entre cinco sub-bacias denominadas: Alto Mogi,

que é referente a esta pesquisa, Peixe, Jaguari Mirim, Médio Mogi e Baixo Mogi, os dados pluviométricos desta sub-bacia estão em média de 1.343,4 mm ao ano em uma área de 4.058,69 km², apresenta clima tropical com as chuvas intensas nos meses de dezembro a março e temperatura média anual de 27,7°C (CBH-MOGI, 2017).

Os mananciais de grande porte presentes nesta unidade são: o rio Mogi Guaçu que banha 28 municípios, o rio Jaguari-Mirim (Águas da Prata, Santo Antônio do Jardim, São João da Boa Vista e Vargem Grande do Sul) e o rio do Peixe (Socorro, Serra Negra, Águas de Lindóia, Lindóia e Itapira). E de menor porte o ribeirão das Anhumas (Estiva Gerbi, Mogi Guaçu e Espírito Santo do Pinhal); rio da Itupeva (Espírito Santo do Pinhal, São João da Boa Vista e Aguaí); córrego Rico (Guariba e Jaboticabal); córrego da Forquilha (Araras e Conchal); córrego Monte Verde (Santa Lúcia e Américo Brasiliense); ribeirão Santa Rosa (Descalvado, Porto Ferreira e Pirassununga); ribeirão Areia Branca (Porto Ferreira e Descalvado); córrego Jaboticabal (Águas de Lindóia e Socorro); ribeirão do Meio (Leme e Araras); ribeirão do Pinhal (Engenheiro Coelho, Conchal, Mogi Mirim e Araras); ribeirão do Roque (Pirassununga, Santa Cruz da Conceição, Leme e Araras) e ribeirão da Penha (Serra Negra e Itapira) (CBH-MOGI, 2017).

A Província geomorfológica corresponde à Depressão Periférica Paulista caracterizada pela predominância de relevo suave, colinoso, sustentado pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Os principais rios são o Pardo, Mogi-Guaçu, Piracicaba e Tietê. No geral são rios consequentes em relação às camadas da Bacia do Paraná (MELO, 1995). O rio Mogi Guaçu tem partes da sua bacia situadas tanto no Planalto Atlântico (curso superior) quanto na Depressão Periférica (curso médio superior), nas Cuestas Basálticas (curso médio inferior) e no Planalto Ocidental (curso inferior) (CBH-MOGI, 2017).

Os solos com maior representatividade territorial na UGRHI 09 são os Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelhos Amarelos, que juntos possuem um percentual de aproximadamente 70,5% em relação à área total (CBH-MOGI, 2017). Especificamente os solos que predominam na região de interesse são os Latossolos Vermelhos, Latossolos Vermelho-Amarelos, Argilossolos Vermelho-Amarelo e Gleissolos nas áreas úmidas (ROSSI, 2017). A área de estudos está localizada sob bacia sedimentar do Paraná, na Formação Tatuí que representa os siltitos e arenitos micáceos.

Os aquíferos que estão presentes em toda a UGRHI 9 são desde os fissurais do Pré-Cambriano e Serra Geral até os granulares como o Tubarão, Guarani, Bauru e Passa Dois (por vezes denominado aquícluído), estes livres, com vazões desde 1 m³/h até em média 20 m³/h, e em alguns pontos até 100 m³/h e área correspondente a cada um deles varia desde 19,75% para

os aquíferos Guarani e Tubarão para 6,69% para o Passa Dois. Na região de estudos, está presente em maiores profundidades o aquífero Tubarão (CBH-MOGI, 2017).

Estão cadastrados na plataforma do SIAGAS-CPRM 115 poços tubulares no município de Araras-SP. As vazões dos poços no entorno dos locais de interesse variam entre 1 m³/h até 40 m³/h, devido principalmente à alta heterogeneidade geológica local (CPRM, 2018).

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.2.1 Bacia Sedimentar do Paraná

Presente em território sul-americano, a denominada bacia sedimentar do Paraná é uma extensa depressão deposicional, desenvolvida completamente sobre a crosta. É de caráter intercratônico, corresponde a mais de 1.500.000 km² e cobre geograficamente além do território brasileiro, o nordeste da Argentina, o norte do Uruguai e do Paraguai. Preenchida com sedimentos paleozóicos, mesozóicos, lavas basálticas e localmente rochas cenozóicas (SCHNEIDER *et al.*, 1974; ZALÁN *et al.*, 1987). A origem da denominação Bacia do Paraná é devido ao curso do rio Paraná paralelo ao eixo maior da bacia, na direção NNE-SSW, por aproximadamente de 1.500 km até que seja alterada a direção para leste-oeste, onde ocorre o cruzamento no arco de Assunção e a Formação da fronteira entre o Paraguai e a Argentina (Bacia Chaco-Paraná) (MAACK, 1952).

Tem formato alongado nas direções NNE-SSW e apresenta dois terços da porção pertencente ao território brasileiro cobertos por derrames de lavas basálticas com espessuras de até 1700m. Um terço da bacia é representada por um cinturão de afloramentos sedimentares que a preenchem. Estas porções que constituem a bacia representam a superposição de pacotes depositados ao menos em três diferentes ambientes tectônicos decorrentes da dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana. A bacia sedimentar é dividida em cinco estágios principais de deposição que variam desde o período do Siluriano ao Cretáceo.

As três sequências Paleozóicas Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I se referem aos ciclos de transgressão-regressão marinha (ZALÁN *et al.*, 1987). A sequência Siluriana é correspondente às Formações rio Ivaí, seguido pela Vila Maria com camadas marinhas e Furnas que cobre o fim deste ciclo com depósitos regressivos. Todo esse ciclo tem influência glacial e provavelmente foi depositada em um golfo completamente aberto. A sequência depositada no período Devoniano corresponde à Formação Ponta Grossa. A base é composta desde por arenitos transgressivos basais até folhelhos marinhos enriquecidos, gradativamente até o topo

com matéria orgânica. Esta sequência representa um possível mar restrito. Sequência Permo-Carbonífera é caracterizada pelos depósitos continentais da Formação Campo do Tenente e Aquidauana na parte superior da bacia da base do Grupo Itararé que rapidamente passam a ser depósitos marinhos da Formação Mafra e rio do Sul. Esta sequência tem forte influência glacial e indica a entrada de mar epicontinental pelo Sul, que cobre somente a metade da bacia.

No Eopermiano com o nível do mar ainda em subida é registrada uma retrogradação. Depósitos clásticos arenosos invadem o mar e se depositam em forma de pacotes deltaicos correspondentes a Formação rio Bonito. Uma vez cessado, os sedimentos indicam que houve transgressão marinha (Formação Palermo/Tatuí), que atinge o máximo de areia durante a deposição de folhelhos betuminosos da Formação Irati. Este ciclo representa um extenso mar epicontinental com entrada pelo Sul (ZALÁN *et al.*, 1987).

As sequências correspondentes a era Mesozóica são estritamente continentais (Formação Rosário do Sul e Pirambóia), que consistem em alternância de ambientes lacustres, fluviais e eólicos. A sequência Juro-Cretácea representa um mar gigantesco de dunas arenosas (Formação Botucatu), que posteriormente é coberto por um gigantesco derramamento de lava (ZALÁN *et al.*, 1987).

Uma alternativa complementar às teorias que já foram formuladas, apresentada por Milani (2007), a bacia foi dividida em seis sequências delimitadas no topo e na base por discordâncias. Estas seis unidades são descritas como pacotes rochosos, com intervalos temporais de dezenas de milhões de anos de duração denominados de Supersequências. As três primeiras Supersequências são o rio Ivaí do período Ordoviciano-Siluriano, Paraná no Devoniano, Gondwana I no Carbonífero-Eotriássico e estão associadas aos movimentos de transgressão e regressão do nível da linha de costa, devido às oscilações no nível do mar na época. As Supersequências Gondwana II do Meso a Neotriássico, Gondwana III no Neojurássico-Eocretáceo e Bauru do Neocretáceo correspondem aos pacotes sedimentares continentais e às rochas ígneas associadas (MILANI *et al.*, 1997). Dentre estas divisões, a Supersequência Gondwana I documenta o ciclo completo de transgressão-regressão e determina os pacotes sedimentares que caracterizam individualmente os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois (MILANI, 2007).

No estado de São Paulo as unidades litoestratigráficas são constituídas pelos grupos Itararé, Passa Dois, São Bento, Bauru e Paraná, além dos depósitos Cenozóicos. Na região específica do estudo, a unidade é limitada a Formação Tatuí.

3.2.2 Geologia Regional

3.2.2.1 Formação Tatuí

Inicialmente a denominação Tatuí foi proposta por (WASHBURN, 1930) para as rochas do permo-carbonífero, depositadas em ambiente pós-glacial. No estado de São Paulo este pacote não está tão bem preservado como no sul do país, onde é passível sua subdivisão dentro do Supergrupo Tubarão (CHAHUD, 2011). A Formação é composta de siltitos e arenitos micáceos, calcíferos e com pirita, intercalações de calcários, folhelhos e camadas conglomeráticas com fósseis de vertebrados (PETRI & FÚLFARO, 1983).

A Formação Tatuí, no estado de São Paulo, é, segundo Soares & Landim (1973) e Schneider *et al.* (1974), correlata ao Grupo Guatá na porção superior da Formação rio Bonito e toda a Formação Palermo. Quanto à estratigrafia, esta é formada por sucessão de siltitos que predominam em torno de 90% de toda área definida e arenitos finos bem selecionados, com presença de camadas de conglomerados de origem flúvio-deltaica (STEVAUX, 1986; ASSINE *et al.*, 2003). A Formação é dividida em membros inferior e superior, a partir da diferenciação visual de coloração vermelha a marrom para a porção basal e uma tendência de cores esverdeada a acinzentada e até siltitos pretos carbonosos, que refletem condições mais redutoras para o topo. Um diastema é a característica de mudança entre os pacotes (SOARES, 1972).

Autores distintos sugerem paleoambientes diferentes, embora sejam escassos os trabalhos para esta área como evidência principal. Almeida & Barbosa (1953) e Barbosa & Gomes (1958) defendem que as rochas presentes na Formação Tatuí sejam de origem marinha rasa, já Fúlfaro *et al.* (1984) e Perinotto (1987) defendem que ambiente de deposição é representado por uma plataforma marinha, um sistema costeiro e, localmente, por um sistema de leques deltaicos. Petri & Fúlfaro (1983) defendem que os depósitos teriam se formado em lagoas ou lagoas de salinidade variável, e Assine *et al.* (1999) tratam a porção superior da Formação Tatuí como um sistema de alto mar sobre uma plataforma marinha dominada por ondas com evidências de marés.

3.3 GEOMORFOLOGIA

A grande variabilidade geomorfológica brasileira descrita por King (1956) percorre desde vários planaltos de erosão e escarpas de serras a amplos vales e picos gnáissicos arredondados. Alguns desses aspectos podem ser produtos da erosão, de agitação, e outros relacionados ao tectonismo. Os modelos de evolução da paisagem estão condicionados a fatores

climáticos, tectônicos ou cíclicos/acíclicos. O resultado atual da paisagem brasileira é de uma planície, resultante da desnudação ocorrida entre o período Cretácio inferior e o Terciário-médio, quando foi soerguida, e mais tarde foi reduzida a um planalto dissecado pela erosão policíclica.

Vestígios desse planalto dissecado ainda são observados desde a Bacia do Paraná nos estados de Minas Gerais, Bahia e Espírito Santo, denominados por estes sucessivos processos ocorridos de peneplanação Sul Americana. As superfícies resultantes dos processos erosivos dessa época são: Gonduana, uma superfície aplainada com grandes inclinações durante o Cretácio inferior; Pós-Gonduana, com superfícies irregulares, com topografia acidentada e idade Cretácica superior; Superfície Sul-Americana, quase desértica com desenvolvimento local e de idade Triássica superior; e uma superfície denominada Velhas, que representa superfície fóssil, mais antiga de todas que emerge em rochas do tipo gonduânico com terrenos que sofreram glaciação antiga e de idade Carbonífera (KING, 1956).

Os ciclos ocorridos durante o Terciário superior são marcados pelo entalhamento epirogênicos do Terciário médio e posteriormente marcados pelo entalhamento e abertura de vales que destruíram a maior parte do planalto produzido pelo ciclo Sul-Americano e que ocupam atualmente quase toda a paisagem brasileira. Eventos posteriores que atuaram durante o Terciário superior e o Quaternário localmente atingiram uma fase mais avançada de aplainamento. Após tais eventos, um novo ciclo é iniciado imediatamente, denominado Velhas, que atingiu um nível de base no Terciário Superior, e é representado na forma de vales que dissecaram o planalto produzido pelo ciclo Sul-Americano. No nordeste brasileiro os últimos vestígios do aplainamento ocorrido foram destruídos pela erosão e atualmente é representado pelos tabuleiros (KING, 1956).

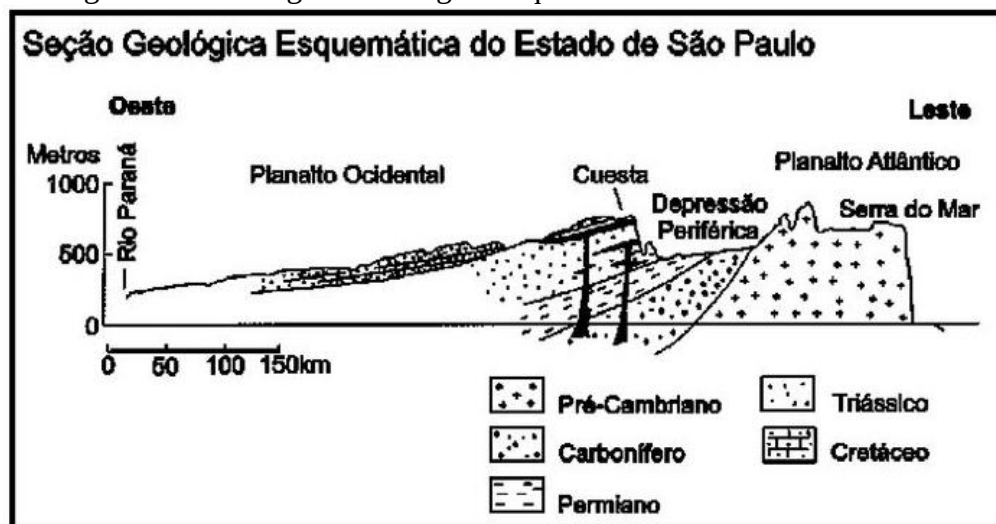
De modo geral as feições geomorfológicas encontradas no Brasil podem ser divididas em agradação presente nos extensos depósitos de aluviões da bacia Amazônica e mais comumente encontradas as feições de degradação como as chapadas e planaltos dissecados, como ocorrem no estado de Minas Gerais. Dentro dos estados brasileiros, as paisagens são representadas por antigos maciços do Brasil Atlântico e paisagens da bacia sedimentar do rio Paraná. São resumidas em área de transição nítida, entre o relevo das regiões cristalinas, acidentadas e altas, da porção sul-oriental do Planalto Brasileiro e as zonas mais suaves e homogêneas de relevos e estruturas peculiares ao Brasil Meridional (AB'SABER, 1953).

3.3.1 Depressão Periférica Paulista

No estado de São Paulo, o pesquisador Moraes Rego foi o primeiro a descrever e dividir regionalmente o estado de acordo com o relevo e apresentá-lo em formato de mapa, e posteriormente foi então proposta a divisão geomorfológica para o estado de São Paulo em: Litoral, Planalto Atlântico e Planalto Ocidental e a Depressão Periférica. Estas mesmas divisões são apresentadas em Almeida (1964), com o incremento de uma nova unidade geomorfológica as Cuestas Basálticas (AB'SABER, 1956).

O local de estudo está situado na Depressão Periférica Paulista entre as terras altas do Planalto Atlântico e as cristas das Cuestas Basálticas. Esta feição é definida como o principal compartimento topográfico de origem predominantemente desnudacional do estado de São Paulo. É considerada uma área rebaixada entre as terras altas do Planalto Atlântico e as cristas das Cuestas Basálticas e é extremamente sensível a erosão. Em sua origem, no oeste de Minas Gerais, a Depressão Periférica tem a forma de um corredor de cerca de 50 km com topografia colinosa. Quando na altura da zona do Médio Mogi Guaçu e do Paranapanema atinge cerca de 80 km a 100 km de largura e cerca de 120 km na região do Médio Tiete (AB' SABER, 1956) (Figura 11).

Figura 11 - Perfil geomorfológico esquemático do estado de São Paulo



Fonte: AB'SABER, 1956

A topografia é pouco acidentada com desníveis entre 20 m e 50 m, e em raros casos superiores a 100 m. Este compartimento recobre os sedimentos paleozóicos em regiões superficiais, corpos intrusivos magmáticos na forma de *sills* e diques de diabásio descontínuos. Estas camadas mergulham na direção noroeste e apresentam inclinações variáveis. No Grupo Tubarão as camadas basais são maiores, de aproximadamente 20 km, e no Grupo Passa Dois

são menores, no máximo 7 km. Esta estrutura em conjunto com a litologia variada representa as camadas mais resistentes evidentes na topografia (PENTEADO, 1976).

É notável a presença em toda a área da Depressão Periférica Paulista níveis intermediários em dois ou quatro patamares desdobrados entre o topo aplainado das colinas e o assoalho, geralmente plano das várzeas. São cobertos por cascalheiras que indicam fases sucessivas de aplainamento lateral e entalhe a partir das alternâncias climáticas e do tectonismo positivo e lento, pós sub-nivelamento geral inter-planáltico, até épocas mais recentes no Pleistoceno e o Holoceno. O formato levemente convexo das estruturas e a presença de vegetação natural, quase que totalmente modificada atualmente, são resultados dos processos morfoclimáticos. Na fase quente e úmida, mesmo que de curta duração no tempo geológico, não conseguem amenizar totalmente as paleoformas resultantes da atuação mais secas do clima passado (PENTEADO, 1976).

Toda esta região contém uma rede de drenagem organizada de forma hierárquica e caráter dendrítico, que se procede das terras elevadas do Planalto Cristalino; são os rios Tiete e afluentes, os rios Piracicaba e Sorocaba. Os sedimentos presentes no Grupo Tubarão, divisa entre as bacias dos rios Piracicaba e Mogi Guaçu, apresentam campos cimeiros nivelados entre 620 m e 650 m de altitude. Também nas áreas de Cuestas nos sedimentos da série Passa Dois, esse tipo de nivelamento é observado (ALMEIDA, 1964).

A Depressão Periférica é subdividida em três seguimentos, conforme descrito por Deffontaines (1935): Zona do Mogi Guaçu, Zona Média do Tietê e Zona do Paranapanema.

A Zona do Médio Tietê no sentido da Zona do Mogi Guaçu corresponde a cerca de 2/5 da área total da Depressão Periférica, onde as camadas mergulham na direção noroeste com inclinações crescentes no Grupo Tubarão de 20 m/km e nos arenitos triássicos presentes nos derrames basálticos de 3 m/km. Apresenta topografia pouco acidentada com desníveis locais raros que excedem 200 m. Predominam colinas baixas de formas suavizadas, separadas por vales jovens. Possui uma rede de drenagem bem-organizada com três rios principais: o Tietê, o Piracicaba e o Sorocaba, todos procedentes de elevações do Planalto Cristalino (ALMEIDA, 1964).

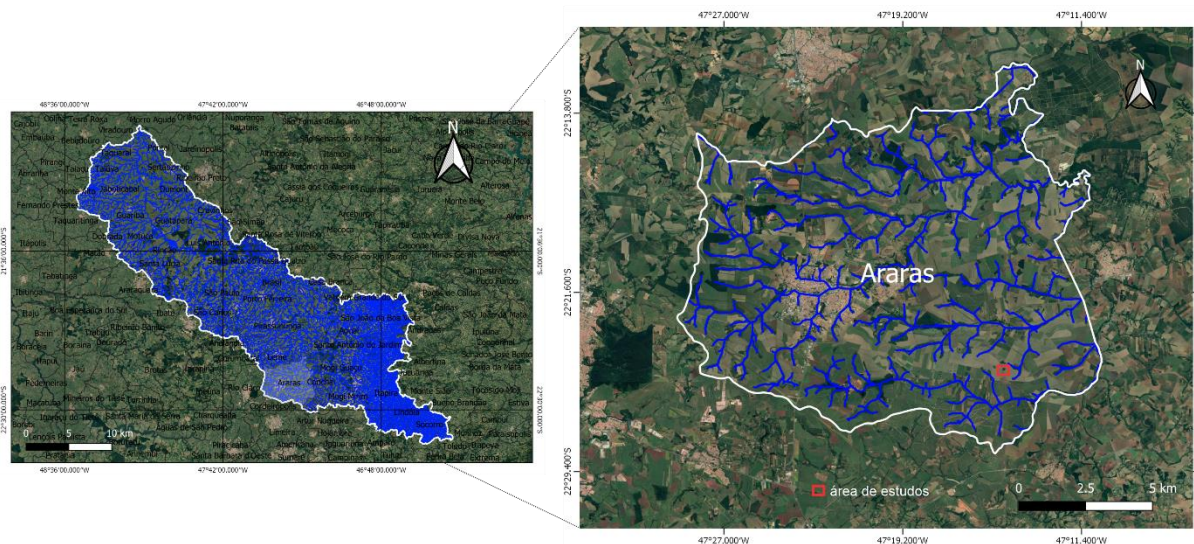
Na Zona do Paranapanema as formações presentes nesta unidade são idênticas à Zona do Médio Tietê com o acréscimo da Formação Furnas. É um pacote de camadas arenosas, resistentes com espessas camadas com mais de 200 m. Apresenta maiores altitudes de rochas paleozoicas no estado de São Paulo por estarem depositadas sob rochas cristalinas. Mergulham para noroeste no mesmo sentido mergulha a Formação (ALMEIDA, 1964).

A Zona do Mogi Guaçu é menor área da Depressão Periférica Paulista. É caracterizada como uma típica depressão topográfica, pois seu relevo varia de 530 a 720 m de altitude. A cerca de 900 m a leste é dominada pelas elevações do Planalto Atlântico e a oeste pelos campos cimeiros da Cuesta Basáltica externa. Os rios Pardo e Mogi Guaçu compõem toda a rede hidrográfica (ALMEIDA, 1964).

3.4 HIDROLOGIA E HIDROGEOLOGIA

A unidade de gerenciamento de recursos hídricos do estado de SP (UGHRI), de número 9 contempla a Bacia Hidrográfica do rio Mogi Guaçu, composta pelo rio de mesmo nome que corta o município a norte e seus afluentes, o mais próximo da área úmida é o Ribeirão Bonito. Esta unidade é subdividida em outras cinco sub-bacias, das quais a Sub-bacia Alto Mogi é referente ao local de desenvolvimento desta pesquisa (Figura 12).

Figura 12 - Localização das drenagens na Bacia Hidrográfica do rio Mogi Guaçu a) Drenagens presentes na UGHRI 9 b) Recorte das drenagens presentes no município de Araras-SP

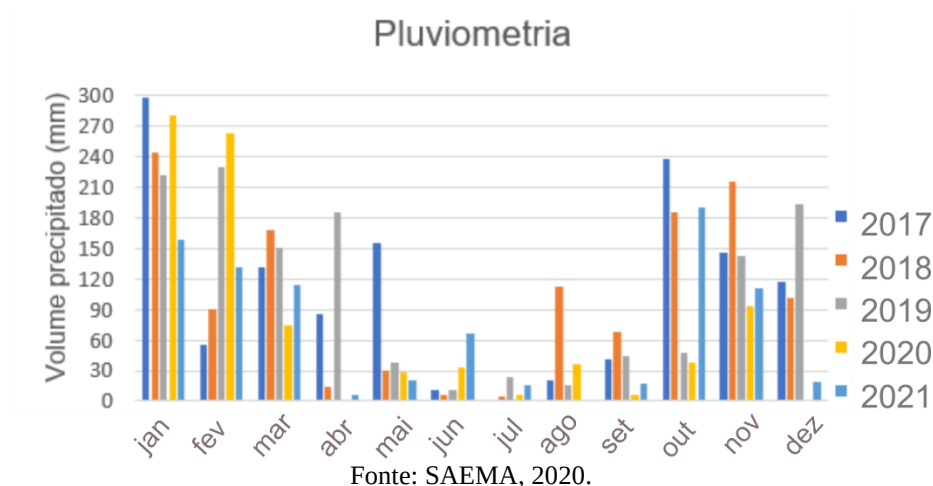


Fonte: Dados IBGE, 2020.

O volume de chuvas para o município tem variado nos últimos anos, conforme é apresentado no gráfico abaixo (Figura 13). Com série de dados analisados entre os anos de 2017 e 2020 a média anual de precipitação é de 1297 mm para 2017, 1238,6 mm para 2018, 1302,7 mm para o ano de 2019. O ano de 2019, início de aquisição de dados da pesquisa na área úmida, os valores apresentam maior volume pluviométrico entre os apresentados. Os meses de maio, junho, julho, agosto e setembro são os meses com menores volumes de precipitação ao longo dos anos, meses estes, de estação seca, salvo os determinados meses que o volume precipitado

é discrepante como ocorrem em abril no ano de 2019, maio do ano de 2017 e agosto do ano de 2018.

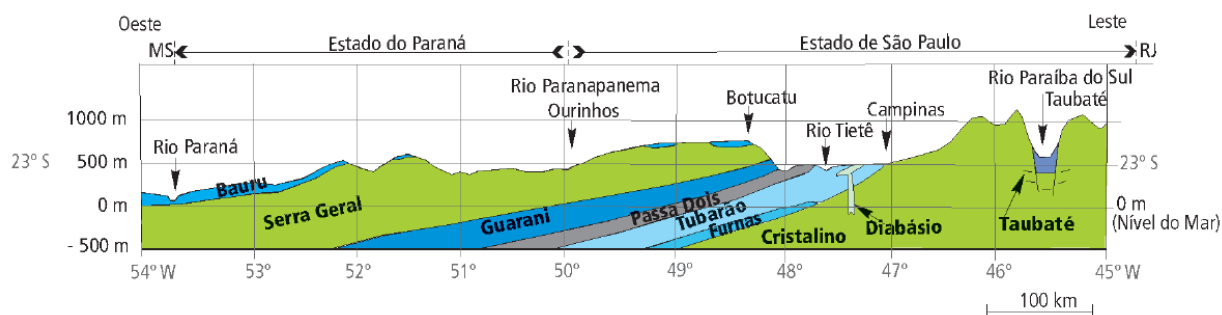
Figura 13 - Dados relativos ao volume de chuvas precipitadas no município de Araras-SP ao longo dos meses no decorrer de 2017 a 2021



Os sistemas aquíferos presentes em toda a UGHRI 9 são: Pré-Cambriano, Serra Geral, Tubarão, Guarani, Bauru e o aquíclode Passa Dois. Cada sistema aquífero apresenta diferentes parâmetros quanto a classificação das águas subterrâneas (CBH-MOGI, 2017).

A região da área úmida está sob o aquífero Tubarão, profundo, granular de porosidade primária e em condições de confinamento e/ou semiconfinamento (ODA *et al.*, 2012), com predominância de águas ácidas e pouco mineralizadas com baixos valores de condutividade elétrica e baixa concentração de sólidos totais dissolvidos, dureza, sódio e cloreto, que compreende uma área total de 19% da região da bacia. Por ser um aquífero de origem glacial, com rochas bastante heterogêneas, desde o Grupo Itararé, a Formações Tatuí e rochas intrusivas, o seu comportamento como aquífero é extremamente irregular ao longo de aproximadamente 20.000 km² com espessuras de atingem 1.000 metros (CETESB, 2018) (Figura 14). Está inserido na província geomorfológica da Depressão Periférica Paulista e está presente em diversas unidades de gerenciamento de águas subterrâneas do estado de São Paulo (4, 5, 9, 10 e 14) (SÃO PAULO, 2005).

Figura 14 - Perfil dos aquíferos presentes nos estados de São Paulo e do Paraná



Fonte: SÃO PAULO, 2005.

Quanto à hidroquímica do aquífero, as águas são classificadas como fracamente salinas, bicarbonatadas sódicas e secundariamente bicarbonatadas cálcicas ou mistas. O pH varia de 4,8 a 8,9 e o resíduo sólido de 21 mg/L a 421 mg/L, o que as caracterizam como adequadas para o abastecimento público (DAEE *et al.*, 2005). Quanto à espessura deste aquífero, em direção ao interior da bacia, no contato entre o aquífero com embasamento pré-Cambriano, a espessura aumenta na direção oeste e o contorno estrutural da base evidencia desníveis no embasamento, principalmente nas regiões de Salto de Pirapora, Itu e Campinas, porção média da bacia do rio Piracicaba e das cidades de Tietê, Capivari e Mombuca (CBH-MOGI, 2017).

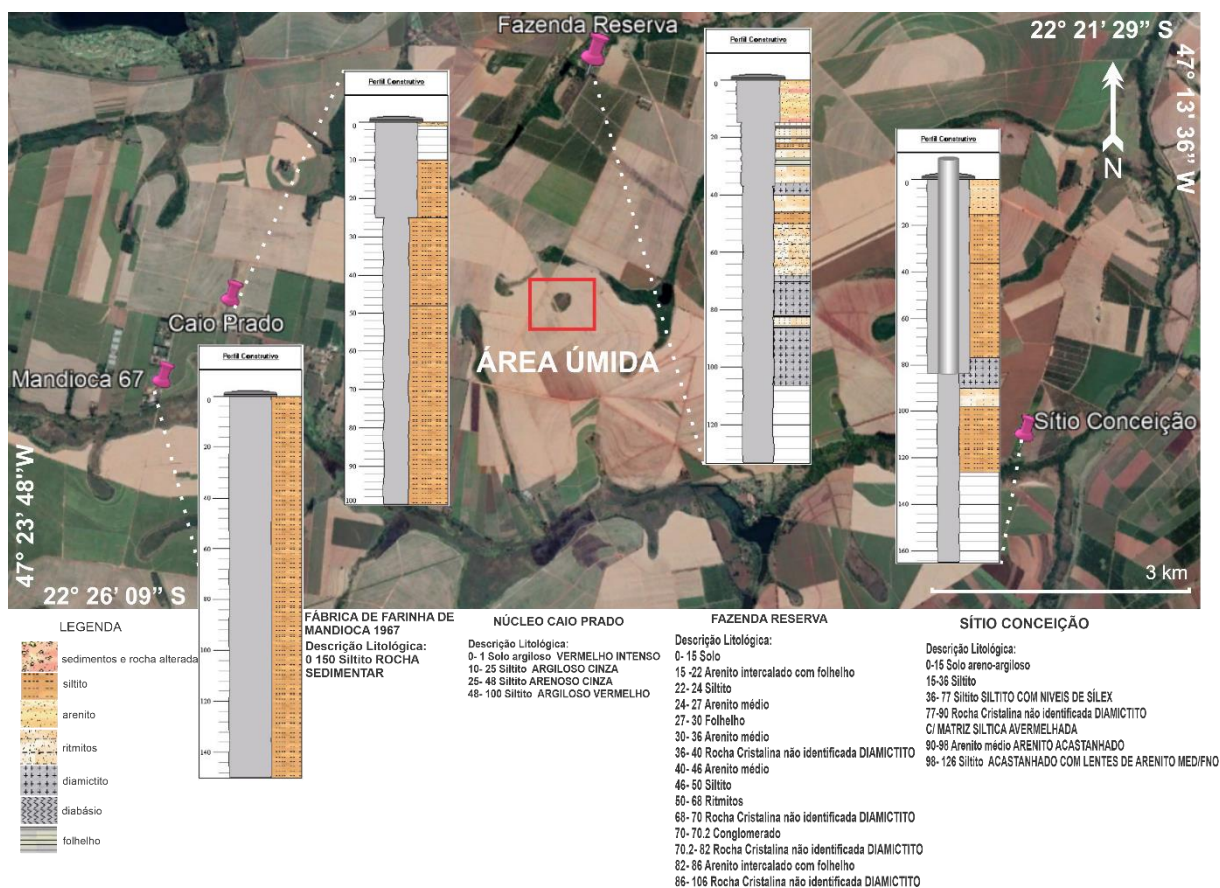
Com o intuito de determinar as principais características hidrogeológicas da área de forma regional, foram analisados poços de captação d'água cadastrados na plataforma SIAGAS-CPRM próximos a região de estudo. Os poços destacados (Figura 15) apresentam perfil litológico correspondente, os perfis e dados descritivos representam as informações contidas na plataforma SIAGAS-CPRM dos quais dados referentes a construção de poços, estimativa de vazão, por vezes, são omitidos e a descrição litológica

O perfil da Fazenda Reserva, distante cerca de 2,77 km, apresenta até os 15 m uma camada descrita como solos 15 m a 22 m arenito com intercalação de folhelho, dos 22 m a 36 m ocorrem intercalações entre siltito, arenito e folhelho, a partir dos 36 m aos 40 m diamictito, dos 46 m aos 70 m arenito, siltito e ritimitos, consecutivamente, dos 68 m aos 106 m intercalações entre diamictito, conglomerado e arenito. O teste de bombeamento destaca o nível estático em 15 m e vazão após a estabilização de 9 m³/h.

O sítio Conceição está a 5,72 km de distância da área úmida e é descrito por apresentar uma camada superficial de solo silto-arenoso até 15 m, dos 35 m aos 90 m siltito, de 77 m a 99 m rocha cristalina, arenito de 90 m a 98 m e por fim dos 98 m a 126 m siltito novamente. Nenhuma informação quanto a parâmetros hidrogeológicos ou a teste de bombeamento foi divulgada. O perfil descrito como Caio Prado, distante 3,93 km, apresenta a camada de solo de

1 m de espessura com descrição de solo argiloso e siltitos descritos até 100 m, sem maiores informações de demais parâmetros. O poço descrito na Fazenda de Farinha de mandioca, distante cerca de 4,87 km, é descrito desde a superfície até 150 m de siltitos, com vazão especificada de 5,8 m³/h (CPRM, 2020).

Figura 15 - Mapa de localização dos poços de água cadastrados na plataforma SIAGAS-CPRM próximos a área úmida estudada destacada em vermelho



Fonte: Adaptado com dados do SIAGAS - CPRM 2020.

3.4.1 Qualidade das águas e disponibilidade hídrica

Os municípios desta unidade de gerenciamento 9, existe o relatório de qualidade das águas superficiais do estado de São Paulo (Quadro 1) em relação ao município de Araras-SP no ano de 2008 e 2009 foram classificadas como péssima e ruim respectivamente, e entre 2010 e 2015 como regular. Os resultados que se referem aos anos de 2016 e 2017 são classificados como péssimos.

A classificação dos dados são estimados pelo indicador de coleta e tratamento de esgoto da população urbana de município (ICTEM), desenvolvido pela CETESB, formado pelos elementos de coleta, tratamento e eficiência de remoção, eficiência global de remoção, destino

adequado de lodos e resíduos de tratamento, efluente de estação não desenquadra a classe do corpo receptor, que representam as condições a serem avaliadas no sistema público de tratamento de esgotos de modo a permitir a transformação dos valores nominais de carga orgânica em valores de comparação entre situações distintas dos vários municípios, refletindo a evolução ou estado de conservação de um sistema público de tratamento de esgotos (CETESB, 2018).

Quadro 1 - Dados da qualidade da água no municípios de Araras-SP

MUNICÍPIO	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
ARARAS	2,7	1,4	5,3	6,31	5,6	5,6	5,6	5,6	1,5	1,5

Legenda

0 < ICTEM < 2,5 PÉSSIMO
2,6 < ICTEM < 5,0 RUIM
5,1 < ICTEM < 7,5 REGULAR
7,6 < ICTEM < 10 BOM

Fonte: CETESB, 2018.

A disponibilidade hídrica superficial apresenta dados de vazões média em torno de 199 m³/s e vazões mínimas de 48 m³/s em toda a extensão da UGHRI 9. A captação de água superficial de modo geral é realizada em todos os municípios, com tendência a ser mais explorada a oeste na unidade de gerenciamento UGHRI 9. A demanda por água subterrânea é mais restrita a alguns municípios e é mais evidente na porção leste. No geral a captação da água está relacionada a usos específicos como o abastecimento público, de indústrias, uso rural e soluções alternativas como abastecimento de hotéis, condomínios entre outros. Nos municípios das áreas de estudo, o maior uso da água é na zona rural, seguido pelas soluções alternativas, industriais e abastecimento público (SÃO PAULO, 2017).

De modo geral na UGRHI 9, o balanço hídrico como resultado da quantidade de água que entra e sai do sistema em um determinado intervalo de tempo é definido como positivo em três dos cinco compartimentos da unidade, no peixe, baixo e médio Mogi. Na região do Jaguari Mirim e Alto Mogi (área deste estudo) o balanço hídrico é negativo, o que torna o sistema deficitário em algum componente de água, subterrânea ou superficial.

3.5 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

Os diferentes usos do solo em toda a extensão da UGRHI 9 determinaram o agrupamento do solo em diferentes classes, como: agricultura, pastagem, silvicultura, áreas

urbanas, áreas de cobertura vegetal, e outros como (corpos d'água e mineração). O quadro 2 apresenta a distribuição do uso do solo em toda a região do Mogi com predomínio do cultivo da cana-de-açúcar (CBH-MOGI, 2017).

Quadro 2 - Distribuição do uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica do rio Mogi Guaçu, com destaque para a região de estudos

Distribuição dos usos do solo (%)					
Tipo de usos do solo	ALTO MOGI	PEIXE	JAGUARI MIRIM	MÉDIO MOGI	BAIXO MOGI
Agrícola	62,78	14,44	51,82	63,90	86,02
Cobertura nativa	15,30	25,05	18,36	20,27	10,18
Silvicultura	5,39	1,12	3,04	9,23	0,45
Pastagem	10,93	53,27	22,36	3,98	0,49
Urbanizada	4,10	3,63	2,09	1,84	2,12
Outros	1,50	2,49	2,34	0,78	0,74

Fonte: CBH-MOGI, 2017.

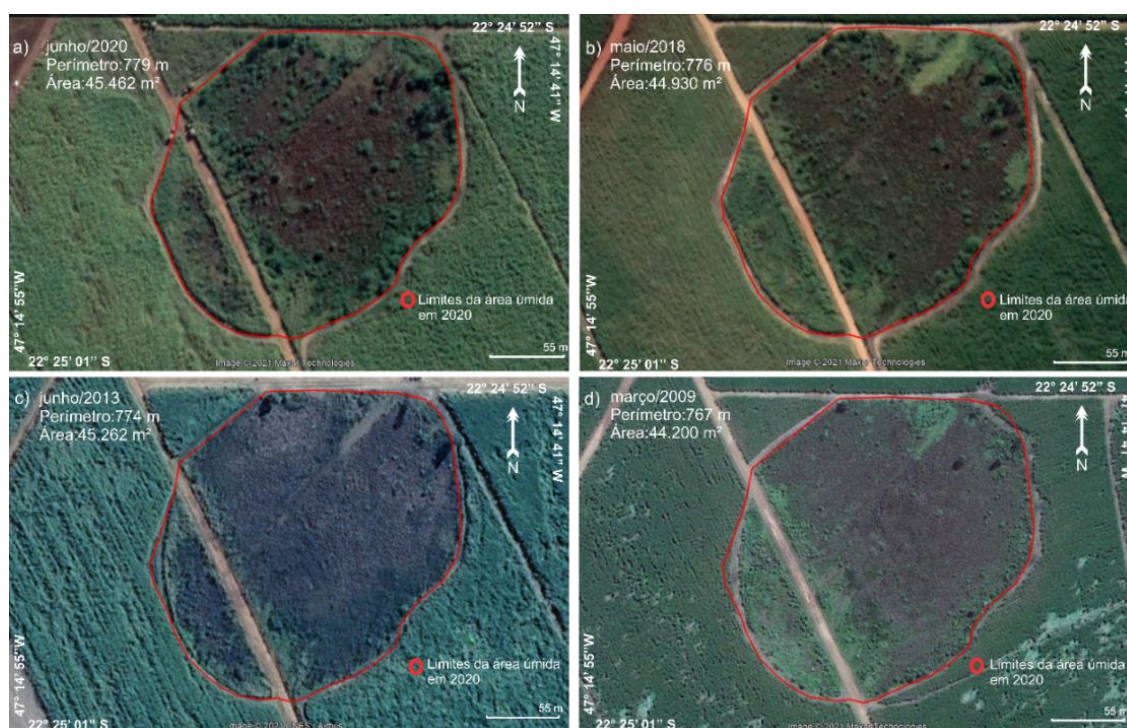
No município de Araras estão presentes os Latossolos constituídos por material mineral, tanto o Latossolo Vermelho e Latossolo Vermelho-Amarelo, que são desenvolvidos em relevos planos ou suavemente ondulados, com capacidade alta de drenagem, e por serem profundos e porosos, apresentam condições adequadas para um bom desenvolvimento radicular em profundidade. O Organossolo Mésico corresponde a solos constituídos de material orgânico, pouco evoluídos, de coloração preta, cinzenta muito escura, resultantes de acumulações de restos vegetais em graus variáveis de decomposição, em ambientes de drenagem restrita ou em locais úmidos de altitudes elevadas, que estão saturados com água por poucos dias no período chuvoso (EMBRAPA, 2003) (Figura 13). A área de estudos, hoje ocupada pelo cultivo da cana-de-açúcar, já foi terreno de cultivo de café, principal produção agrícola do estado de São Paulo em meados de 1860, iniciado com a vinda dos imigrantes europeus. Teve auge em 1877, com os trilhos da Companhia Paulista de Estrada de Ferro, responsável pelo crescimento da região e consequente progresso da cidade de Araras (ARARAS, 2019). Com o passar dos anos o cultivo de café foi substituído para o plantio de cana-de-açúcar.

A área rural da cidade de Araras é onde está a maior concentração atual de plantação de cana-de-açúcar. A área desta pesquisa está em terreno que pertence a Usina São João, distante 14 km da área de estudos. A história da família que comanda a empresa é de cinco gerações e foi iniciada com a vinda de Antônio e Caterina Ometto da Itália em 1887, o casal iniciou o trabalho no cultivo de cana no interior paulista. Em 1944 o filho do casal, José Ometto, compra

a Fazenda São João em Araras e logo é iniciada as atividades de plantio de cana e início do Grupo Usina São João (USJ, 2020).

Na área de estudo foram analisadas imagens de satélite em diferentes meses ao longo dos anos de 2009, 2013, 2018 e 2020. Na figura 16 foi demarcada a área da área úmida e realizado o cálculo do perímetro e área destacados em vermelho na imagem. Esta análise foi realizada a partir da delimitação imposta pelo cultivo de cana-de-açúcar, portanto, não correspondendo as margens naturais da área úmida.

Figura 16 - Cálculo da área da área úmida em diferentes meses ao longo dos anos de 2009 e 2020 a) junho/2020 b) maio/2020 c) junho 2013 d) março/2009



Fonte: GOOGLE EARTH, 2020.

Em julho de 2020 o perímetro da área corresponde a 779 m e área 45.462m², em maio de 2018 o perímetro é de 779 m e área de 44.930 m² (Figura 16b), em julho de 2013 o perímetro corresponde a 774 m e área 45.262 m² (Figura 16c) e em março de 2009 o perímetro corresponde a 767 m e a área 44.200 m² (Figura 16d).

A área de estudos está cercada pelo cultivo agrícola e consequentemente o uso de insumos ativos é intensificado (Figura 17). Como esta pesquisa visa a análise da interação entre a água superficial com a subterrânea, o uso de herbicidas, inseticidas e fungicidas entre outros simplificados chamados de agrotóxicos, é relevante, e o seu devido conhecimento e

preocupação com o tipo e quantidade de agrotóxicos lançados na área e, por isso, devem ser considerados.

Figura 17 - Maquinário utilizado em campo para injeção de insumos no solo



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Os agrotóxicos e afins são definidos como substâncias químicas sintéticas utilizadas em cultivos agrícolas sob a justificativa de evitar prejuízos financeiros aos agricultores, de forma a prevenir e combater organismos que diminuem a produtividade e/ou qualidade da plantação (INCA, 2021). São definidos de acordo com a Lei no 7.802 de 11 de julho de 1989 que:

Dispõe sobre a pesquisa, a experimentação, a produção, a embalagem e rotulagem, o transporte, o armazenamento, a comercialização, a propaganda comercial, a utilização, a importação, a exportação, o destino dos resíduos e embalagens, o registro, a classificação, o controle, a inspeção e a fiscalização de agrotóxicos, seus componentes e afins, e dá outras providências (BRASIL, 1989).

Bem como, o Decreto nº4.074 de 4 de janeiro de 2002, que dispõe sobre:

Produtos e agentes de processos físicos, químicos e biológicos, destinados ao uso nos setores de produção, no armazenamento e beneficiamento de produto agrícolas, nas pastagens, na proteção de florestas nativas ou plantadas e, de outros ecossistemas e em ambientes urbanos, hídricos e industriais, cuja finalidade seja alterar a composição da fauna e da flora, a fim de preservá-las da ação danosa de seres vivos consideradas nocivos, bem como, as substâncias e produtos empregados como desfolhantes, dessecantes, estimulantes e inibidores de crescimento (BRASIL, 2002).

A demanda por agrotóxicos para o cultivo da cana-de-açúcar em termos de quantidade de ingrediente ativo (o ingrediente principal do produto) está maior e cresce cada vez mais em quase toda atividade agrícola do estado de São Paulo (SPADOTTO *et al.*, 2004; ABRASCO, 2012).

Segundo o sistema do Governo Federal de Agrotóxicos Fitossanitário - AGROFIT, órgão vinculado ao Ministério da Agricultura Pecuária e Abastecimento desde 2013 ocorreu aumento no registro de agrotóxicos para uso no cultivo da cana-de-açúcar no país. No ano de 2016 foram incluídos 77 registros, em 2017 o valor sobe para 184, em 2018 aumenta para 202 e até metade do ano 2019 (AGROFIT, 2014).

No ano de 2019, o número de registros aumentou em cerca de 262 novos cadastros de produtos formulados, dentre estes são inclusos os acaricidas, herbicidas, inseticidas, fungicidas, feromônios sintéticos, reguladores de crescimento, agentes biológicos de controle e inseticidas (Tabela 1) (AGROFIT, 2020).

Tabela 1 - Ingredientes ativos permitidos no cultivo de cana-de-açúcar e suas respectivas classes

Classe	Ingrediente Ativo
Herbicida	2,4D, Acetocloro, Alaclor, Ametrina, Amicarbazona, Asulam, Atrazina, Bispiribaque-sódico, Carfentrazona-etilica, Cianazina, Cletodim, Clomazona, Dicloreto de paraquete, Diclosulam, Diuron, Etoxissulfurom, Flazasulfurom, Fluazifope-P-butilico, Flumioxazina, Glifosato, Glifosato-sal de isopropilamina, Halossulfurom-metilico, Hexazinona, Imazapique, Imazapir, Iodosulfurom-metilico, Isoxaflutol, MCPA, Mesotriona, Metolacolor, MSMA, Oxadiazona, Oxifluorfem, Paraquate, Pendimetalina, Picloram, Simazina, S-metolacolor, Sulfentrazona, Sulfometurom-metilico, Sulfosato, Tebutiuron, Tiazopir, Trifloxissulfurom-sódico, Trifluralina.
Inseticida	Alfa-cipermetrina, Cadusafós, Clorantiraniliprole, Etiprole, Fipronil, Imidacloprido, Lambda-cialotrina, Novalurom, Terbufós, Tiametoxam Triflumurom.
Fungicida	Epoxiconazol, Azoxistrobina, Ciproconazol, Fludioxonil, Metalaxil-M, Picoxistrobina, Triadimefom, Triadimenol.
Acaricida/ Inseticida	Abamectina, Aldicarbe, Bifentrina, Carbofurano, Endossulfam, Fluazinam, Lufeniuron, Triclorfom.
Feromônio sintético	Acetato de (Z)-7-dodecenila, Acetato de (Z)-9-tetradecenila, N-2'S-metilbutil-2-metilbutilamida, Acetato de (Z)-11-hexadecenila.
Regulador de crescimento	Ácido giberélico, Etefom, Trinexapaque-etilico.
Inseticida biológico/ microbiológico	<i>Bacillus thuringiensis</i> , <i>Metarhizium anisopliae</i> , <i>Steinernema puertoricense</i> .
Agente biológico de controle	<i>Cotesia flavipes</i> (Cameron, 1891).

Fonte: AGROFIT, 2014.

O Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) apresenta resoluções específicas quanto à utilização de agrotóxico em determinada cultura, e na cana-de-açúcar está estabelecido pelas resoluções CONAMA 357/05, CONAMA 396/08 e pela Portaria MS 2.914/11 (Tabela 2).

Alguns dos valores apresentados na resolução CONAMA 357/11, sofreram alteração e, os valores máximos permitidos para a substância de alacloro atualmente é 20 µg/L e para o metolacoloro 10 µg/L (CONAMA, 2005).

Tabela 2 - Valores máximos permitidos (µg/L) estabelecidos pelas Resoluções CONAMA 357/2005 e 396/2008 e pela Portaria MS 2.914/2011 para os agrotóxicos permitidos para uso na cultura de cana-de-açúcar no Brasil

Agrotóxico	CONAMA 357/2005	CONAMA 396/2008	Portaria MS 2.914/2011
Alaclor	0,5	0,1	20
Atrazina	2,0	0,5	2,0
2,4 D	4,0	2,0	30
Glifosato	65	30	500*
Metolacoloro	0,1	0,1	12
Simazina	2,0	1,0	2,0
Trifluralina	0,2	0,1	20
Aldicarb	-	3,0	20
Carbofurano	-	5,0	7,0
Pendimetalina	-	0,1	20
Diuron	-	-	90
Terbufós	-	-	1,2

* Glifosato + ácido aminometilfosfônico (AMPA)

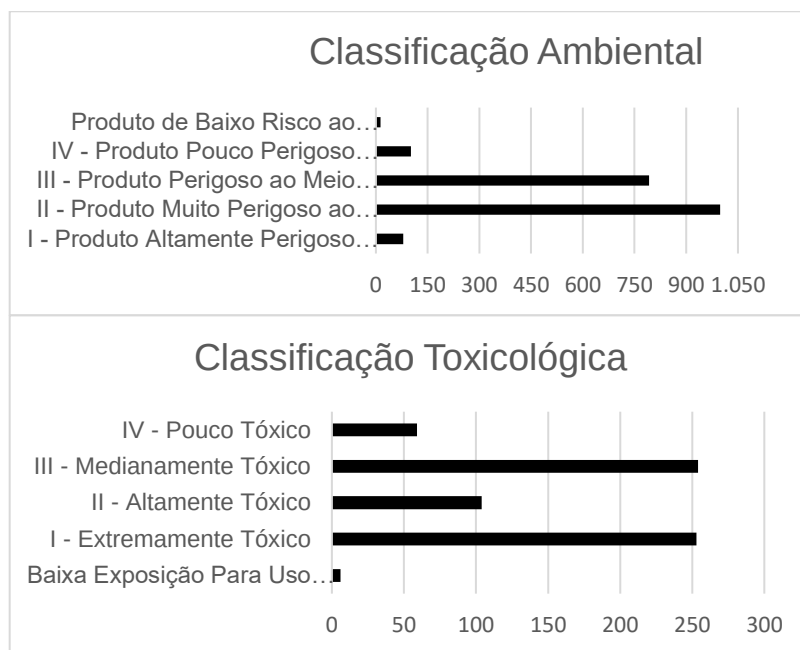
- Não incluído na regulamentação

Fonte: CONAMA, 2005

Estes registros são classificados também quanto ao perigo ao meio ambiente e aos seres humanos devido à sua toxicologia (Figura 18). Cerca de 1000 registros realizados para o cultivo de cana-de-açúcar são considerados produtos muito perigosos ao meio ambiente e cerca de 800 são classificados como produtos perigosos à espécie humana (AGROFIT, 2014).

É importante determinar que todas as substâncias químicas apresentam toxicidade, porém medidas de segurança são tomadas para minimizar os efeitos no organismo. Quanto à toxicidade, que é uma medida do potencial tóxico de uma substância (FIOCRUZ, 2017), mais de 500 registros são classificados como moderadamente e extremamente tóxicos (AGROFIT, 2014).

Figura 18 - Classificação ambiental e toxicológica dos registros de insumos para cultivo de cana-de-açúcar.



Fonte: AGROFIT, 2014.

Além dos danos diretos à saúde, o uso de agrotóxicos pode relacionar sua aplicação em determinados locais com a percolação espacial do insumo em locais como corpos de água adjacentes. No trabalho de Acayaba (2017) foram avaliados os principais agrotóxicos utilizados no cultivo de cana-de-açúcar com sua presença em corpos d'água no estado de São Paulo ao longo dos anos de 2015 e 2016. Os resultados identificaram mais frequentemente os agrotóxicos diuron (100%), tebutiuron (95%), hexazinona (95%), ametrina (76%) e imidacloprido (76%). O herbicida tebutiuron foi o composto detectado em maior concentração (214 mg/L), enquanto o diuron foi o único agrotóxico detectado em todas as amostras analisadas.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 PERMEABILIDADE DO SOLO

A propriedade física de condutividade hidráulica determina a capacidade de movimentação da água através dos poros dos solos e rochas, com dimensão de velocidade em m/s; é uma medida da facilidade do movimento da água através de um material poroso. A condutividade hidráulica dos materiais geológicos não é uma função só das propriedades físicas do material poroso, mas também das propriedades de migração do fluido. As propriedades do material geológico influenciarão significativamente a isotropia e homogeneidade da distribuição da condutividade hidráulica (HISCOCK, 2005).

Em geral, materiais de granulometria grossa e materiais fraturados têm altos valores de condutividade hidráulica, aproximadamente 10^2 , enquanto sedimentos de granulometria fina e argilas têm baixos valores, em torno de 10^{-8} , porém os valores tendem a aumentar principalmente com o aumento da porosidade e do tamanho dos grãos (Quadro 3), especialmente os não consolidados, como no caso dos argilominerais e diminui conforme o aumento da compactação e cimentação dos poros (SCHÖN, 2004).

Quadro 3 - Valores empíricos de condutividade hidráulica dos solos

K (cm/s)	10^2	1	10^{-2}	10^{-4}	10^{-6}	10^{-8}
SOLO	pedregulhos		areias	areias finas siltosas e argilosas, siltes argilosos		argilas

Fonte: MELLO, 1967.

A classificação de valores estimados para investigações hidrológicas proposta por Hölting determina que valores de condutividade hidráulica em torno de 10^{-8} m/s a 10^{-6} m/s são baixos e correspondem a materiais impermeáveis, já os permeáveis estão em torno de 10^{-6} m/s a 10^{-4} m/s e os materiais muito permeáveis a 10^{-4} m/s (SCHÖN, 2004).

A aquisição de dados de permeabilidade para leitura do parâmetro de condutividade hidráulica (K) foi realizada de forma pontual com a finalidade de determinar a capacidade de absorção ou infiltração dos solos quanto aos coeficientes de condutividade de acordo com o local específico. O parâmetro de solo a ser determinado por estes ensaios é estimado com base na granulometria dos solos, através de fórmulas, como a de *Hazen*, ou através da experiência do técnico (MELLO & TEIXEIRA, 1967).

Os ensaios podem ser classificados de acordo com a forma de aquisição dos dados, tanto a nível constante ou variável e quanto à diferença de pressão exercida, positiva quando recarga e negativa quando descarga sobre o aquífero (ABGE, 2013).

Para a realização do ensaio, é necessário a utilização das recomendações propostas ABGE (2013a):

- A área onde será realizado o ensaio deve estar limpa, para permitir a realização das operações sem que haja obstáculos;
 - A aquisição deve ser iniciada preferencialmente com o trado do tipo concha, e quando o avanço com o trado do tipo concha ser difícil, utilizar o helicoidal; e
 - Quando não for necessária a remoção de amostras, como em caso de materiais duros e areias sem coesão, deve ser adicionado um pouco de água de forma a facilitar a perfuração;
- É recomendado o fim do ensaio quando:
- Atingir a profundidade programada;
 - Ocorrerem desmoronamentos sucessivos no furo;
 - O avanço do trado foi inferior a 5 cm em 10 min de operação; e
 - Quando o terreno for impenetrável ao trado, devido a cascalhos, matacões ou rocha.

Nesses casos, serão necessários ensaios adicionais, deslocados cerca de 3 m de para qualquer direção.

4.2 MÉTODOS GEOFÍSICOS

São definidos como um conjunto de métodos e técnicas fundamentadas nas propriedades físicas e ajustes matemáticos, aplicados na superfície para delimitar a subsuperfície. Em qualquer tipo de aplicação dos métodos geofísicos, é necessário o contraste entre as propriedades físicas do meio a ser estudado e através destas análises é possível determinar a variação tanto vertical e/ou lateral das estruturas de interesse (ORELLANA, 1972; KEAREY *et al.*, 2002).

Os métodos são divididos entre os que fazem uso dos campos naturais da Terra (ou potenciais) que utilizam os campos gravitacional, magnético, elétrico e eletromagnético da Terra, e aqueles que necessitam da geração de campo artificial, campos elétricos ou eletromagnéticos locais que possam ser usados de modo análogo ao dos campos naturais ou à geração de ondas sísmicas (KEAREY *et al.*, 2002). A utilização destes métodos não dispensa a necessidade de perfurações e outros tipos de análises, mas minimiza o tempo de pesquisa e exploração.

4.2.1 Gamaespectrometria

Este método geofísico passivo mede a energia natural radioativa de determinados elementos na crosta. O principal grupo é o dos isótopos instáveis, de ocorrência natural e por vezes raros; dentre eles, os de maiores interesses em exploração são o potássio (^{40}K), urânio (^{238}U), e o tório (^{232}Th). Em cada decaimento radioativo, a energia de radiação gama é medida em conjunto com as emissões alfa ou beta. Quando identificada essa quantidade de energia, é possível determinar a presença dos elementos radioativos. Assim, a gamaespectrometria auxilia na identificação destas janelas de energia obtidas pelos elementos radioativos de um material geológico (DENTITH & MUDGE, 2014).

4.2.1.1 Princípios físicos fundamentais

Nos constituintes do átomo, os prótons e nêutrons formam o núcleo, do qual são emitidas as diferentes radiações e são estes os responsáveis pelo peso presente no átomo. Os elétrons são os constituintes do átomo com carga negativa e movimento externo que gera corrente elétrica, responsáveis pela formação de uma nuvem em torno do núcleo chamada de nuvem eletrônica (HALLIDAY *et al.*, 2009).

Elementos com mesmo número de nêutrons são denominados isótonos, enquanto os isóbaros são elementos com o mesmo número de massa. Mas, para esse método, os elementos importantes são os isótopos, que consistem em elementos com o mesmo número de prótons e diferentes números de massa. A grande maioria dos núcleos dos isótopos são estáveis, ou seja, as forças nucleares mantêm suas partículas reunidas dentro do núcleo, e são ditos instáveis quando ocorrem mudanças na razão entre os prótons e nêutrons, o que torna o núcleo instável e gera a liberação de energia na forma de partículas ou de radiação eletromagnética. A desintegração atômica e emissão de radiação pode acontecer de diferentes formas como: emissão de partículas alfa ou decaimento alfa, transformação de nêutron em próton ou decaimento beta, captura elétrica orbital, transformação de próton em nêutron e a fissão nuclear (HALLIDAY *et al.*, 2009).

O decaimento radioativo consiste em um elemento inicial instável denominado pai, que gera um elemento filho, este diferente do inicial, e emite algum tipo de radiação (alfa, beta ou gama). A taxa de decaimento de um átomo pai é proporcional ao número de átomos restantes no tempo (HALLIDAY *et al.*, 2009).

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Onde, N é o número de átomos restantes após um tempo t de um número inicial N_0 no tempo $t=0$, e λ é a constante de decaimento característico do elemento específico.

A meia vida de um elemento é definida como o tempo em que metade dos elementos pai tenha sido transformado em elementos filhos

$$t = T_{1/2} \quad (2)$$

e

$$N = \frac{1}{2}N_0 \quad (3)$$

As equações 8 e 9 relacionam a meia vida de um elemento com sua constante de decaimento (HALLIDAY, 2009).

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$\frac{1}{2} N_0 = N_0 e^{-\lambda T_{1/2}}$$

$$\ln(\frac{1}{2}) = -\lambda T_{1/2}$$

$$\ln 2 = \lambda T_{1/2}$$

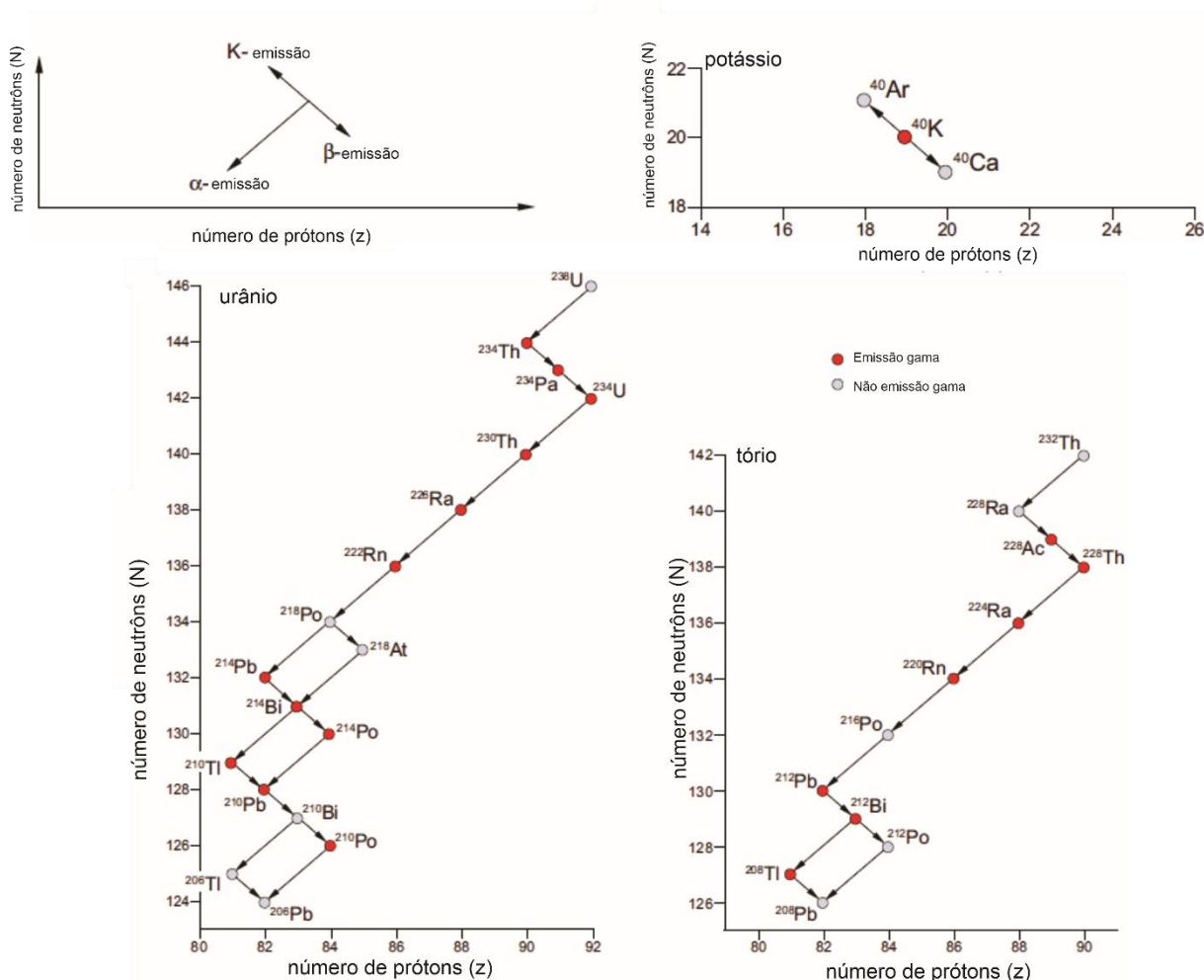
$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \text{ ou } \lambda = \frac{0,693}{T_{1/2}} \quad (4)$$

4.2.1.2 Series radioativas

Um elemento instável quando decai emite radiações alfa, beta e gama até que alcance um nível energético estável. As denominadas séries radioativas são as desintegrações sucessivas de elementos que não decaem diretamente para o elemento final, como no caso do urânio e tório em que o elemento estável final é o chumbo (Pb), mas existem uma grande quantidade de elementos filhos cuja meia vida é curta.

Em cada decaimento é liberada uma determinada quantidade de energia gama (Figura 19) da qual é possível detectar diferentes elementos radioativos, em conjunto com as emissões alfa e beta. Diferentes valores de energia são liberados em cada um dos elementos de tório, potássio e urânio (HALLIDAY *et al.*, 2009).

Figura 19 - Séries radioativas de decaimentos dos elementos de ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th



Fonte: DENTITH & MUDGE, 2014.

4.2.1.3 Radioatividade das rochas e solos

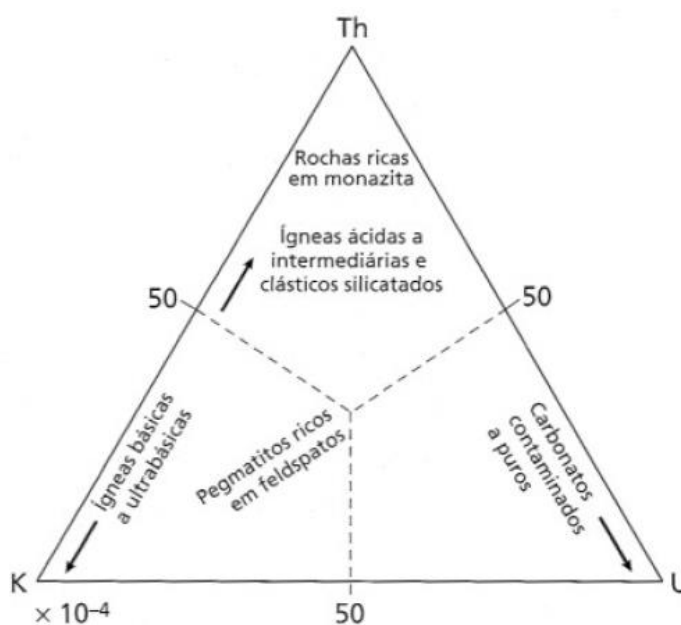
Dentre os principais elementos radioativos potássio (^{40}K), urânio (^{238}U), o tório (^{232}Th), o potássio é o mais abundante nos minerais por estar associado principalmente aos feldspatos, micas e ilitas alcalinas. O urânio e o tório possuem grandes raios iônicos, consequentemente são carregados e substituem outros elementos em minerais de silicato comum e formam seus próprios minerais. Minerais abundantes na crosta terrestre como feldspatos, muscovitas, aluminas e silvitas são as principais ocorrências do isótopo de potássio, que ocorrem principalmente em rochas ígneas ácidas e pegmatitos e, por vezes, da alteração em rochas vulcânicas. A monazita, a torianita, e uranotorita, entre outros minerais, são os mais abundantes em tório e ocorrem principalmente em rochas graníticas, gnaisses e pegmatitos. O elemento radioativo urânio está presente nos minerais uranita, carnotita e gumita, com ocorrência, assim

como o tório, tanto em granitos, pegmatitos, arenitos e em veios, como em determinados minerais como de ouro, cobre entre outros (KEARY *et al.*, 2002).

Os três grupos de rochas apresentam distintos valores médios medidos de atividade radiativa em unidade de medida de curies/g $\times 10^{-12}$. Rochas ígneas como granitos tem 0,7 curies/g a 4,8 curies/g $\times 10^{-12}$ e os basaltos com valores próximos a 0,5 curies/g $\times 10^{-12}$. Rochas metamórficas como o quartzito com 5 curies/g $\times 10^{-12}$. E as rochas sedimentares como dolomitos com 8 curies/g $\times 10^{-12}$ e arenitos com valores próximos de 2 a 4 curies/g $\times 10^{-12}$ (TELFORD *et al.*, 1990).

Quanto à distribuição destes elementos na crosta, as rochas máficas a félsicas apresentam diferentes distribuições dos elementos K, U e Th e devido principalmente à quantidade de sílica presente em sua composição (Figura 20).

Figura 20 - Distribuição teórica média de radioelementos presentes nas rochas

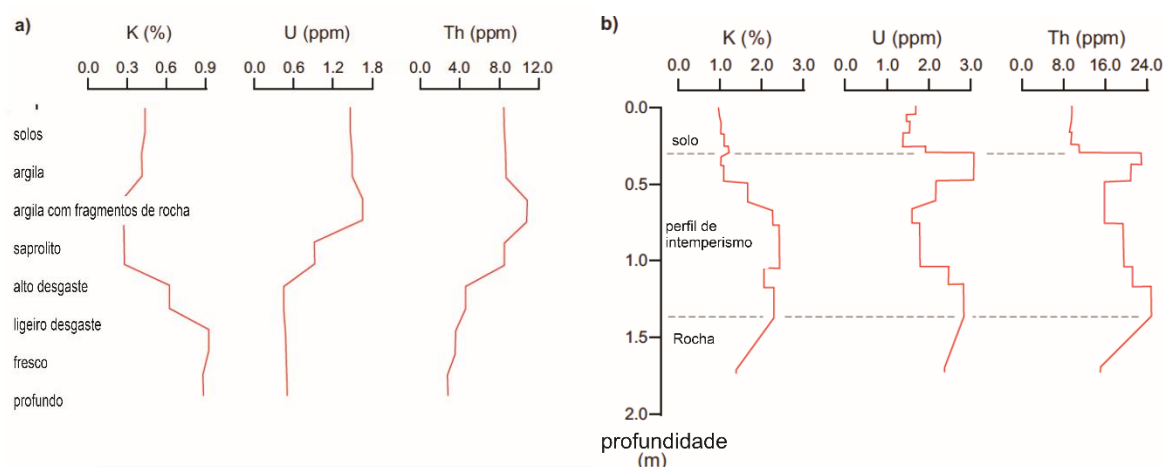


Fonte: KEARY *et al.*, 2002.

Rochas máficas e ultramáficas apresentam baixas quantidade de radioelementos nas rochas, principalmente as concentrações de U e Th que são extremamente baixas e tendem a ocorrer de forma residuais em minerais comuns formadores de rochas. Em rochas félsicas a quantidade de radioelementos é alta devido à quantidade maior de minerais acessórios presentes como o zircão (KEARY *et al.*, 2002) (Figura 21).

Em relação à detecção e à determinação da variação geoquímica dos elementos de K, U e Th nos 30 cm superficiais, a resposta radiométrica nos solos está condicionada ao resultado do intemperismo *in situ* de uma rocha originária.

Figura 21 - Perfis de distribuição de radioelementos em solos, perfis de intemperismo e rochas



Fonte: DENTITH & MUDGE, 2014.

Alguns dos processos próximos à superfície afetam a resposta radiométrica. O processo de pedogênese afeta diretamente o conteúdo de radioelementos presentes nos solos. O fator climático é determinante na decomposição de minerais, como a ação da precipitação, da temperatura, pH e salinidade da água afetam o comportamento dos radioelementos. Como ocorre com os minerais que hospedam o potássio, como biotita, feldspato alcalino e a muscovita, que o liberam e são absorvidos por minerais presentes nas argilas. O intemperismo do urânio tende a ocorrer na precipitação do radioelemento principalmente nos óxidos de ferro e minerais argilosos. O tório é liberado pela ação do intemperismo e pode ser encontrado em óxidos e hidróxidos de ferro ou titânio e, assim como o urânio, em minerais argilosos. Tanto o U quanto o Th somente permanecem estáveis no zircão e na monazita (WILFORD *et al.*, 1997).

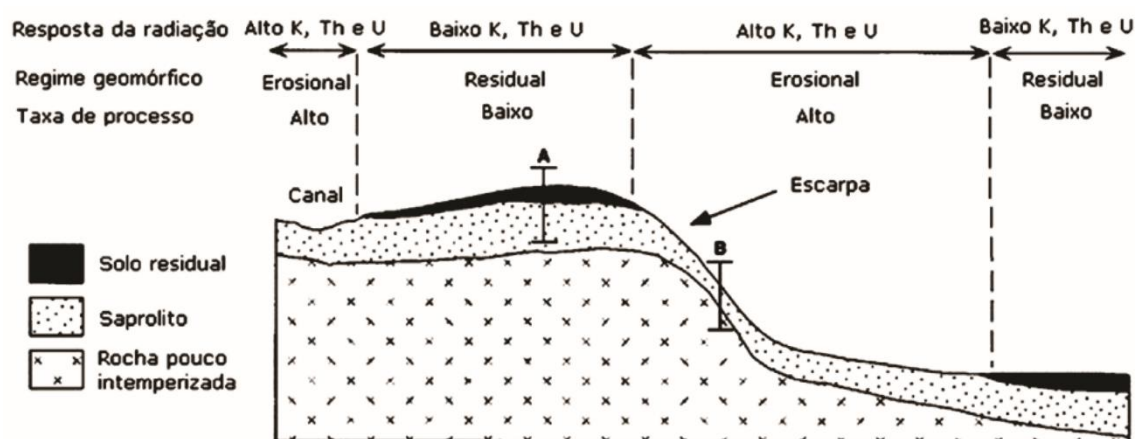
Os condicionantes climáticos são específicos em cada local estudado, o que pode variar as respostas dos radioelementos. Com o aumento significativo do k-feldspato no início do processo de intemperismo, mas sob condições específicas de muita chuva e perda de minerais, a caolinização pode causar perda substancial de K. Quando o urânio está presente em minerais menos resistentes ou ao longo dos grãos pode ser carregado com facilidade. Sedimentos com baixas concentrações iniciais de isótopos, como calcários e arenitos limpos, geralmente produzem solos com concentrações igualmente baixas. Sedimentos orgânicos recentes podem ser ricos em urânio (WEIJDEN & WEIJDEN, 1995).

É importante considerar que a distribuição dos radioelementos não é constante ao longo do perfil de solo, pois a resposta à presença dos radioelementos está condicionada a distribuição vertical deles em cada profundidade específica. O processo de mobilização é mais propenso a ocorrer em sedimentos superficiais menos litificados, ou seja, no solo, do que em profundidades

um pouco maiores, onde o processo de litificação é mais intenso e torna a desintegração menos significativa. A presença de argilas e óxidos de ferro podem fazer prevalecer a maior concentração de (^{238}U) e (^{232}Th) por exemplo (Figura 22).

O urânio em climas quentes e úmidos é lixiviado e, devido à grande circulação das águas geralmente ácidas com conteúdo significantes de oxigênio e dióxido de carbono dissolvidos, faz com que os minerais sejam hidrolisados, oxidados e lixiviados na forma do íon hidroxila (UO_2^{2+}) com alta mobilidade em ambientes oxidantes onde ocorre a deposição no solo (WEIJDEN & WEIJDEN, 1995).

Figura 22 - Valores médios de resposta dos radioelementos de acordo com a variação da geomorfologia



Fonte: WILFORD *et al.*, 1997.

Fatores hidrológicos também são significativos para avaliação dos radioelementos. Os materiais saturados pela água são mais densos dos que os insaturados e, portanto, podem afetar a capacidade dos raios gama escaparem para a atmosfera. Em locais de descarga da água subterrânea ocorre a concentração de ^{238}U e ^{232}Th principalmente devido ao efeito do Ra dissolvido. Assim a vegetação atenua consideravelmente os valores obtidos. Em grandes áreas inundadas, os radioelementos estão distribuídos tanto nos grãos minerais quanto em solução e serão redefinidos caso ocorra a evaporação (DENTITH & MUDGE, 2014).

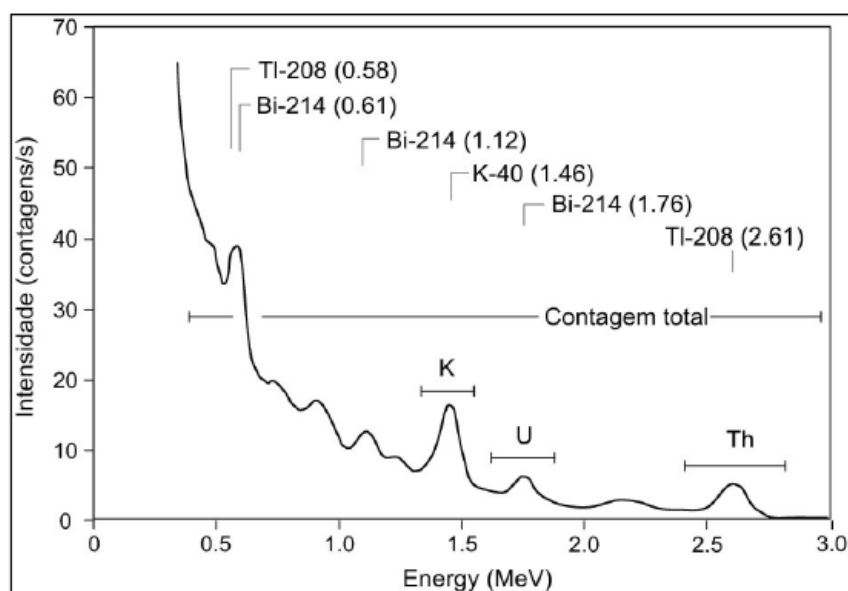
4.2.1.4 Detecção de radioelementos no solo

Os elementos (^{40}K), urânio (^{238}U), o tório (^{232}Th) são quantificados nos gamaespectrometros através de janelas de energia, medidas a partir da desintegração do elemento pai para a formação do elemento filho. Nesse processo ocorre a liberação da energia

gama, medida pelos equipamentos em intervalos de 0,41 MeV a 8,81 MeV, a depender das especificações de cada aparelho de medição (TELFORD *et al.*, 1990) (Figura 23).

O ^{40}K corresponde ao único isótopo natural radioativo e registra o pico de energia em 1,46 MeV, o ^{232}Th e o ^{238}U não são capazes de emitir radiação gama. O processo ocorre quando há o decaimento radioativo dos elementos para ^{214}Bi e ^{208}Tl e estes emitem raios gama com energias centradas em 1,76 MeV e 2,61 MeV. Portanto, os resultados obtidos para as concentrações de (^{238}U), e (^{232}Th) são estimativas e referidas como equivalentes de urânio (eU) e equivalentes de tório (eTh) (WILFORD *et al.*, 1997).

Figura 23 - Espectros de energia gama para os elementos K, eU e eTh



Fonte: WILFORD *et al.*, 1997.

Equipamentos portáteis denominados gamaespectrômetros são eficientes em identificar as janelas de radioelementos e fornecem os dados relativos à quantidade de radiação em contagem por minuto ou por segundo (dependendo da intensidade de desintegrações). A vantagem desse tipo de equipamento em relações à cintilômetros e ao contator Geiger-Müller é que as contagens por minuto ou por segundo podem ser convertidas em valores percentuais e partículas por milhão (ppm) dos elementos oriundos na rocha e, assim, estabelecer uma certa estimativa da quantidade destes elementos.

Em campo, os equipamentos portáteis favorecem aquisições de dados de maneira dispersa, e permite que as zonas de maior interesse possam ser mais adensadas e, portanto, terem uma cobertura de dados mais satisfatória.

4.2.2 Eletrorresistividade

Dentre os métodos geofísicos apresentados, a prospecção geolétrica envolve a detecção das respostas produzidas pela passagem do fluxo de corrente elétrica na subsuperfície, esses, são divididos em: método da eletrorresistividade, método do potencial espontâneo (SP), polarização induzida (IP) e eletromagnético (EM). Eles são frequentemente classificados de acordo com a fonte de energia envolvida, seja natural ou artificial (TELFORD *et al.*, 1990).

As principais aplicações desses métodos estão ligadas a determinação da profundidade, espessura e propriedades dos aquíferos, à determinação de fraturas e falhas em rochas cristalinas, no mapeamento do fluxo preferencial de águas subterrâneas quando estes relacionados à hidrogeologia. Quanto à determinação de áreas contaminadas, elas exercem um papel fundamental no mapeamento de plumas de contaminação. São métodos utilizados na engenharia civil para a classificação de material coeso/não coeso, em diques e barragens, e é também utilizado na determinação da profundidade do embasamento rochoso para fins de fundação, por causa da capacidade de fornecer informações sobre o grau de saturação dos materiais em subsuperfície (KNÖDEL *et al.*, 2007; KEAREY *et al.*, 2002).

4.2.1.1 Princípios Físicos Fundamentais

Cargas elétricas podem ser negativas (elétrons) e positivas (prótons) e podem sofrer atração quando o sinal das cargas é oposto e repulsão quando as cargas são iguais. Alguns materiais podem ser divididos quanto a condutividade destas cargas ou o isolamento (YOUNG & FREEDMAN, 2009).

Semelhante à Lei da gravitação, formulada por Newton, onde a força sempre é atraente, na Lei de Colomb, formulada em 1785, a força é atrativa ou repulsiva, fator que depende da natureza das cargas. O módulo da força eletrostática de atração ou repulsão entre duas esferas carregadas é proporcional ao produto das cargas elétricas individuais e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os centros das esferas:

$$F = K \frac{Q_1 Q_2}{r^2} \quad (5)$$

Onde: Q_1 e Q_2 são cargas elétricas e r é a distância de separação entre seus centros e k é uma constante eletrostática. Essas são leis do inverso do quadrado da distância e ambas envolvem uma propriedade de interação entre partículas tanto de massa quanto de carga (HALLIDAY *et al.*, 2009).

Um material condutor de eletricidade permite que ocorra movimento entre as cargas, ao contrário de um material isolante que barra este movimento. Geralmente os metais são os melhores condutores e os não-metais são ótimos isolantes. Fluxo de carga elétrica, denominado como corrente elétrica, é o resultado da movimentação de elétrons livres e a direção de movimento é o fluxo positivo das cargas (YOUNG & FREEDMAN, 2009).

O campo elétrico é um campo vetorial que consiste em uma distribuição de vetores ao redor de um objeto carregado, tal como uma barra carregada. Para definir um campo elétrico em alguma região é necessário medir todos os pontos dessa região. O campo elétrico é possível de ser idealizado pelo conceito introduzido por Michael Faraday no século XIX, que imaginava o espaço ao redor de um corpo carregado preenchido por linhas de força que, embora não tenham significado físico real, fornecem um modo de visualização da configuração de campos elétricos (LOWRIE, 2007). As unidades de medida do campo elétrico no sistema internacional são newtons por coulomb (N/C) ou seu equivalente, volts por metro (V/m) (HALLIDAY *et al.*, 2009).

Os principais minerais formadores de rochas, como o quartzo o feldspato, mica e olivina, são considerados bons isolantes. A água pura também é isolante, mas no meio geológico, devido ao intemperismo sofrido, as águas contêm sais dissolvidos, assim, no final no processo a resistividade varia devido a fatores como porosidade da rocha e saturação dos poros por água. A porosidade pode ser considerada o controle principal da resistividade nas rochas e geralmente é alta quando ocorre a diminuição da resistividade (KEAREY *et al.*, 2002).

A condutividade da água depende do conteúdo de sais, e estes dependem do tipo da rocha desintegrada. Alguns minerais são condutores metálicos e conduzem, sem a presença de água. A resistividade é uma propriedade física bastante variável, e alguns minerais, como o grafite e os metais nativos, conduzem eletricidade pela passagem de elétrons (MUSSETT & KHAN, 2000). Há três formas principais de condução da corrente elétrica nos solos e rochas ocorre: eletrônica, dielétrica e eletrolítica (ORELLANA, 1972).

Na condução metálica ou eletrônica, devido a sua grande quantidade de elétrons móveis disponíveis em suas estruturas, aliada à alta mobilidade desses elétrons, no interior da nuvem eletrônica proporcionam aos condutores, sua elevada condutividade elétrica (ROBINSON & ÇORUH, 1988). São pouco abundantes os materiais na crosta terrestre que conduzem eletricidade por condução metálica. Entre eles estão o ouro, a prata, o cobre e o estanho, e a resistividade destes minerais está comprometida de acordo com o grau de impureza. Metais nativos apresentam elevada importância econômica, porém são de rara ocorrência. Materiais sulfetados são de ocorrência mais frequente na natureza e apresentam elevada importância

econômica, pois representam as fontes fundamentais de extração de diversos metais (Cu, Pb, Zn, Ni, Mo, As, Ag, entre outros) (ORELLANA, 1972).

Na condução dielétrica a resistividade do mineral é menor do que a de um condutor, mas é maior que o material isolador e assim, por consequência, é chamado de semicondutor. Diferentes tipos de semicondutores são possíveis. Os átomos apresentam poucos elétrons livres disponíveis para que ocorra a movimentação dentro da estrutura cristalina e suas bandas energéticas de valência e condução não estão tão próximas umas das outras ao ponto de fundirem, como acontece nos condutores. O resultado é uma condução significativa, mas de menor intensidade do que nos minerais metálicos (ORELLANA, 1972).

Nos semicondutores existe uma lacuna entre as bandas de valência, que dificulta a passagem dos elétrons entre bandas. Caso os elétrons sejam escassos e as energias de ativação sejam altas, o comportamento do semicondutor será mais próximo ao de um material isolante, como no caso da maioria dos minerais silicáticos (LOWRIE, 2007). A maioria dos minerais pertence a este grupo, assim como a calcita, feldspatos fluoritas, micas, olivinas e outros (ORELLANA, 1972).

A condução eletrolítica ou iônica ocorre quando a corrente elétrica é conduzida por meio dos íons dissolvidos na água. Ocorre em materiais mais superficiais por apresentarem poros preenchidos por água e a condução depende do quanto os materiais estão saturados. Fatores como conexão dos poros e salinidade influenciam diretamente (ORELLANA, 1972). Em uma solução salina, a molécula de cloreto de sódio (NaCl) é dissociada e dividida em íons de Na^+ e Cl^- , e esta solução é chamada um eletrólito. Os íons do eletrólito são mobilizados por um campo elétrico que faz com que uma corrente flua. A carga elétrica é transportada por íons positivos na direção do campo e íons negativos na direção oposta, e dependerá de fatores como a intensidade do campo elétrico, da temperatura, concentração e do tamanho dos íons presentes na solução (ORELLANA, 1972; LOWRIE, 2007).

Em materiais isolantes as cargas elétricas não estão livres para movimento e quando submetidas a um campo elétrico, nenhuma corrente é resultante pois os elétrons permanecem presos firmemente aos seus átomos ou moléculas. O campo elétrico somente é capaz de fazer um pequeno rearranjo das cargas elétricas dentro dos átomos (HALLIDAY *et al.*, 2009). Os minerais que isolam a passagem da corrente elétrica são a maioria dos minerais presentes nas rochas, mas quando os poros estão na presença de água e estão interconectados passam a ser tratados como materiais condutivos, e, por causa dessa propriedade, são capazes de conduzir corrente elétrica através da chamada condutividade iônica (MUSSETT & KHAN, 2000).

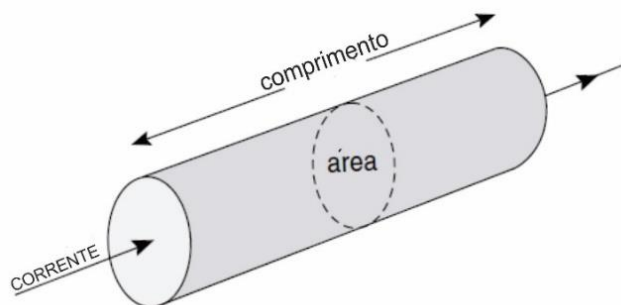
O método geoeletrico é definido por parâmetros físicos de resistividade e/ou condutividade a partir do uso do campo elétrico terrestre ou de campos gerados a partir de correntes artificiais injetadas no solo. Dessa maneira, sua resposta é obtida através da diferença de potencial gerada entre os meios geológicos (KEAREY *et al.*, 2002). Baseado na Lei de Ohm, o parâmetro de resistividade é definido como a razão do módulo do campo elétrico (E) e a densidade de corrente (J):

$$\rho = \frac{E}{J} \quad (6)$$

Nesse sentido, quanto maior for a resistividade, necessariamente deverá ser maior o campo elétrico para uma dada densidade de corrente, ou ao contrário, em que será menor a densidade de corrente gerada por um dado campo elétrico. A unidade de medida no sistema internacional é $\Omega.m$.

Para determinar o valor de resistência elétrica (Figura 24), é possível supor que um fio condutor de comprimento L e área A tenha uma diferença de potencial V entre uma extremidade com maior potencial e outra com menor potencial. A razão entre V e I (corrente) para um condutor é chamado de resistência elétrica (YOUNG & FREEDMAN, 2009).

Figura 24 - Modelo de determinação de resistência elétrica em um fio



Fonte: MUSSET & KHAN, 2000.

A resistência de um dado material condutor tem relação com a resistividade do material que obedece a seguinte equação:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (7)$$

$$\text{Resistividade } (\rho) = \frac{\text{Diferença de potencial (volts)}(V)}{\text{corrente (amps)}(I)} \quad (8)$$

Resistência(R) = resistividade (ρ) x comprimento(L)/ área da seção transversal (A)

Resistividade(ρ) = resistência (R) x área da seção transversal(A)/ comprimento (L)

A Terra é constituída por materiais heterogêneos e possui valores de resistividade diferentes para cada ponto e para cada profundidade, fator que depende do meio geológico. O valor de resistividade obtido através do cálculo da resistividade para um meio homogêneo e isotrópico é dito de resistividade “verdadeira”. Como a Terra apresenta heterogeneidades e não é isotrópica ou homogênea, o valor de resposta do parâmetro de resistividade elétrica é variável e a medida obtida é chamada de resistividade aparente, pois trata de várias medidas tidas ao longo da aquisição de dados. Quando na aquisição de dados em campo os eletrodos são aproximados uns dos outros, o valor da resistividade aparente é muito próximo ao valor teórico de resistividade verdadeira para o meio (ORELLANA, 1972; KEAREY *et al.*, 2002).

Para aplicação do método é necessário a utilização de equipamento apropriado para injeção de corrente elétrica, cabos de conexão e eletrodos (hastes de metal cravados na superfície do terreno).

4.2.1.2 Técnicas e arranjos de campo

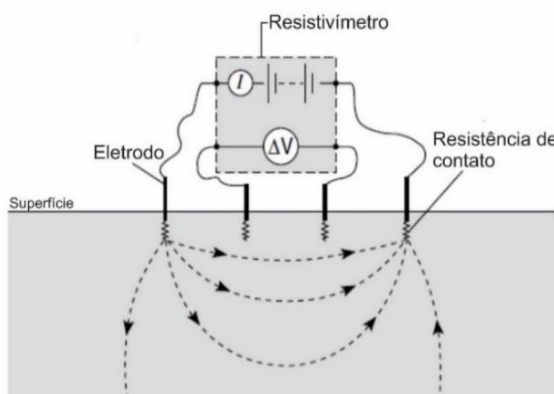
Técnicas de campo é a denominação que descreve a disposição dos equipamentos necessários para aplicação de determinado método geofísico. Para a aplicação do método da Eletrorresistividade é necessário escolher entre duas as técnicas de aquisição de dados: a sondagem elétrica vertical e a técnica de tomografia elétrica. A principal diferença entre as técnicas de SEV e tomografia elétrica, está na disposição dos eletrodos na superfície, o que, consequentemente muda a forma de aquisição, processamento e análise dos resultados.

A técnica de sondagem elétrica vertical (SEV) é utilizada principalmente em contexto geológico de terrenos sedimentares, onde predominam camadas horizontais ou sub-horizontais, com valores de resistividade distintas a cada camada. Também, com grande aplicação na delimitação da espessura de pacotes rochosos até a profundidade do embasamento (Figura 25). Para aquisição de dados o arranjo de eletrodos é aberto em torno de um ponto central.

A técnica de tomografia elétrica é capaz de delimitar variações verticais e/ou laterais de resistividade e sua variação em determinadas profundidades (MUSSET & KHAN, 2000). Fatores resultantes como o alvo a ser mapeado, a profundidade de alcance e a razão sinal/ruído geram diferentes configurações de eletrodos em campo (Figura 26). Na razão sinal/ruído, o sinal é referente à magnitude da diferença de potencial, que é lida entre os eletrodos de potencial (M e N) para um dado valor de corrente injetado no solo (A e B). Quanto maior a profundidade,

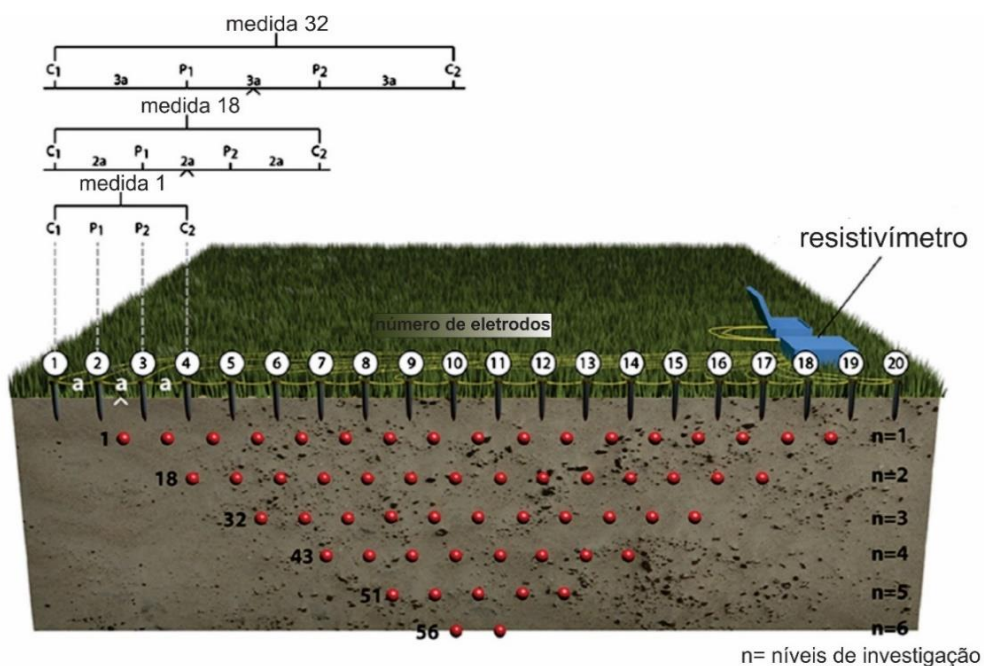
maior são os espaçamentos entre os eletrodos e consequentemente menor é essa razão sinal/ruído, que atenua a confiabilidade dos dados (Figura 27) (KEAREY *et al.*, 2002).

Figura 25 - Visualização da técnica de sondagem elétrica vertical em superfície e propagação na subsuperfície



Fonte: MUSSET & KHAN, 2000.

Figura 26 - Ilustração da técnica de tomografia elétrica em aquisições na superfície e a medição na subsuperfície

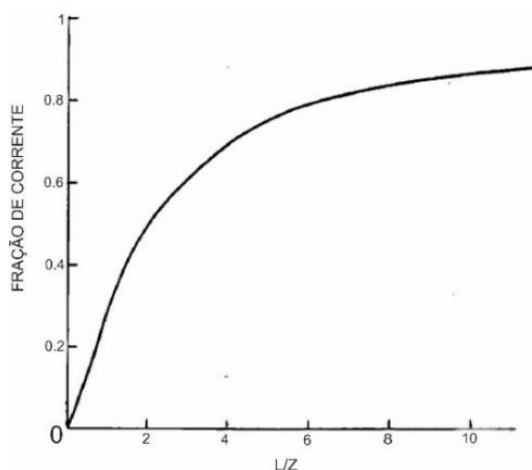


Fonte: Adaptado de LOKE *et al.*, 2013

No caso hipotético de um terreno homogêneo, a profundidade de penetração da corrente elétrica aumenta de acordo com o aumento do espaçamento entre os eletrodos. É chamado de “L” o espaçamento entre os eletrodos e “Z” é a profundidade, portanto, a relação quando $L = Z$ é de aproximadamente 30% da corrente elétrica flui abaixo de Z e quando $L = 2Z$ é cerca de 50% da corrente flui abaixo de Z. Logo, a separação dos eletrodos em superfície deve respeitar

este limite para obter bom sinal de energização em maiores profundidades e maiores serão os níveis de investigação (n) alcançados (Figura 25) (TELFORD *et al.*, 1990).

Figura 27 - Fração de corrente que penetra abaixo da profundidade Z para uma determinada separação de eletrodos



Fonte: TELFORD *et al.*, 1990.

Para obter resultados favoráveis, é necessário que a técnica em campo seja bem planejada e executada. Primeiramente é realizada a escolha do arranjo de campo apropriado para a resposta desejada através do conhecimento prévio do ambiente geológico. A disposição e o espaçamento dos eletrodos na superfície para obtenção do parâmetro físico de resistividade, são denominados de arranjos de aquisição de dados. De o modo de incidência de corrente elétrica é diferente em cada um dos arranjos e o modo do cálculo da resistividade varia de acordo com cada arranjo de campo (LOWRIE, 2007). Dos arranjos possíveis de serem realizados em campo serão detalhados: os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo.

Arranjo Schlumberger: a disposição dos eletrodos é simétrica em relação a um ponto central. Os eletrodos de corrente (AB) são externos e os eletrodos internos são de diferença de potencial (MN). Os eletrodos de corrente neste arranjo estão a uma separação bem maior que os de potencial (LOWRIE, 2007) (Figura 28a). É um arranjo mais relevante quanto à resolução de camadas horizontais, e a sensibilidade a efeitos laterais próximos a superfície é reduzida. Essa disposição dos eletrodos apresenta grande potencialidade para resolução de estruturas horizontais, e apresenta uma resolução vertical satisfatória (BARKER, 1981).

Cálculo da resistividade aparente para este arranjo:

$$\rho_a = \frac{\pi}{4} \frac{V}{I} \frac{(L^2 - a^2)}{a} \quad (9)$$

Arranjo Wenner: o espaçamento entre os eletrodos de corrente (AB) e os de potencial (MN) é simetricamente o mesmo. Logo após as medições, o conjunto de eletrodos é deslocado a outras distâncias até que o alcance a profundidade ideal. A profundidade de investigação aumenta com a abertura entre os eletrodos (a) (KEAREY *et al.*, 2002) (Figura 28b).

Cálculo da resistividade aparente para este arranjo:

$$\rho_a = 2\pi \frac{V}{I} a \quad (10)$$

Uma importante vantagem deste arranjo sobre os demais é a elevada razão sinal/ruído, devido ao espaçamento entre eletrodos de recepção ser maior em relação aos eletrodos transmissores, quando comparados aos arranjos Schlumberger e Dipolo-dipolo. A desvantagem da aplicação deste arranjo é também devido à abertura dos eletrodos, que gera rápida perda de cobertura em profundidade. Quando é necessário o aumento do espaçamento entre os eletrodos, a fim de alcançar maiores profundidades de investigação, a cobertura horizontal em subsuperfície diminui consideravelmente (LOWRIE, 2007).

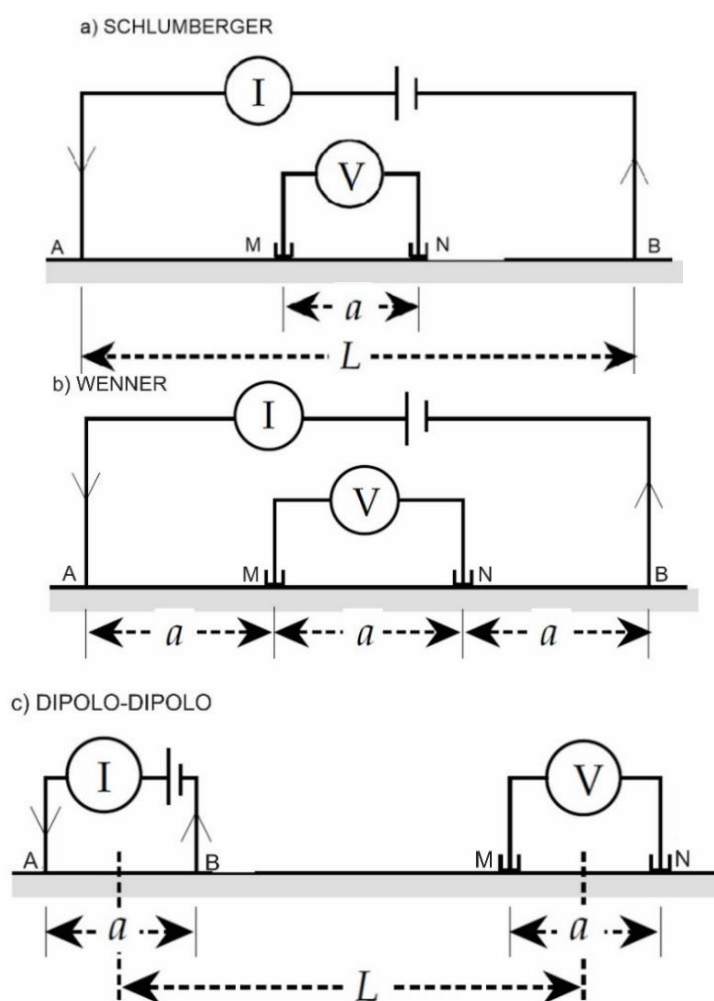
Arranjo Dipolo-dipolo: os eletrodos são dispostos em linha e o espaçamento ou abertura entre os eletrodos de corrente e potencial permanece fixo durante todo o levantamento. O espalhamento dos eletrodos de cada par é “ a ”, enquanto a distância entre seus pontos médios que é geralmente muito maior do que a é chamada de “ L ”. A profundidade de investigação cresce com a distância entre os eletrodos de potencial (MN) e os de corrente (AB) corresponde a $R/2$ (LOWRIE, 2007) (Figura 28c).

Cálculo da resistividade aparente para este arranjo:

$$\rho_a = \pi \frac{V}{I} \frac{L(L^2 - a^2)}{a^2} \quad (11)$$

Neste arranjo a aquisição de dados consiste em uma série de medidas onde os eletrodos de injeção de corrente (AB) e dos eletrodos de medidas de diferença de potencial (MN) estão fixos e a separação entre eles é aumentada de acordo com o fator “ $n.a$ ”, em que cada um desses afastamentos corresponde a um nível de investigação em profundidade. Quanto maior a separação e comprimento de linha, maiores serão as profundidades de investigação (LOWRIE, 2007).

Figura 28 - Disposição dos eletrodos na superfície a partir dos arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo



Fonte: LOWRIE, 2007.

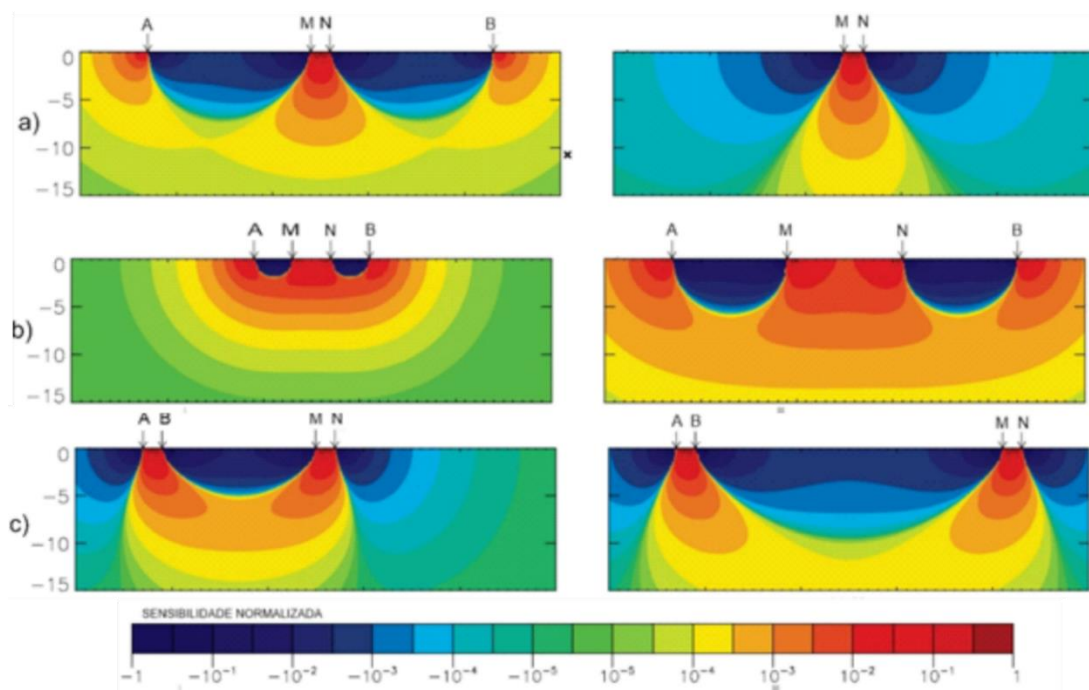
4.1.1.1 Propagação dos campos elétrico e potencial

Um fator importante a ser considerado é a mudança de espaçamento entre os eletrodos de corrente e eletrodos de potencial. Considerando que a distância entre os eletrodos de corrente seja duplicada, em um meio hipotético homogêneo, a resistência $\Delta V/I$ será reduzida à metade, pois esta razão é multiplicada pelo fator geométrico de cada arranjo. Os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo apresentam limitações e cada um deles apresentam diferentes características para melhores mapeamentos de determinados meios geológicos. Entender, as características de propagação de campo elétrico para cada arranjo ajudam na compreensão dos resultados diferentes para cada uma das seções, em relação a um mesmo meio de investigação (KNÖDEL *et al.*, 2007).

No arranjo Schlumberger, o conjunto de corrente está posicionado na extremidade do arranjo e o dipolo de potencial no centro, o que possibilita que os eletrodos de corrente sejam remanejados de forma a serem realizadas leituras crescentes para uma mesma abertura de eletrodos de potencial (Figura 29a). A propagação do campo elétrico para pequenos espaçamentos resulta em contornos que exibem uma curvatura ligeiramente mais acentuada abaixo do centro do arranjo, como formato de gota, e quanto maior a profundidade de investigação e abertura dos eletrodos de corrente, maior será a verticalização do campo elétrico. Esta disposição de eletrodos gera maior sensibilidade para estruturas horizontais.

No arranjo Wenner, os dipolos de corrente e potencial caminham juntos e necessitam de aberturas crescentes em todos os eletrodos na aquisição dos dados a cada leitura realizada (Figura 29b). Os contornos quase horizontais do arranjo Wenner delineiam a sensibilidade deste arranjo e a variações verticais de resistividade, o que o faz menos sensível a variações laterais. Quando o espaçamento entre os eletrodos é menor, maior é a horizontalidade do campo elétrico, e quanto maior o espaçamento entre os eletrodos o formato deste arranjo em profundidade é de um cone achatado, com horizontalidade das camadas (KNÖDEL *et al.*, 2007; MOREIRA *et al.*, 2016).

Figura 29 - Sensibilidade dos arranjos na distribuição de corrente visualização em corte
a) Schlumberger b) Wenner c) Dipolo-dipolo



Fonte: KNÖDEL *et al.*, 2007.

No arranjo Dipolo-dipolo, os eletrodos de corrente e de potencial são caracterizados por apresentarem uma separação crescente denominado de espaçamento (L) ao longo da linha de aquisição, e o espaçamento denominado (a) entre os dipolos de corrente e potencial permanece fixo durante todo o levantamento (Figura 29c).

A incidência da corrente elétrica é de forma inclinada, com característica de distorção lateral na propagação de campo elétrico, sob pequenas separações dos dipolos no caso de investigações rasas. Em maiores profundidades de investigação este arranjo continua com o mesmo formato de propagação da corrente com uma atenuação na medida do aumento do espaçamento (L) entre os eletrodos, e é reduzido de forma concomitante à sensibilidade ou sinal/ruído (KNÖDEL *et al.*, 2007; MOREIRA *et al.*, 2016).

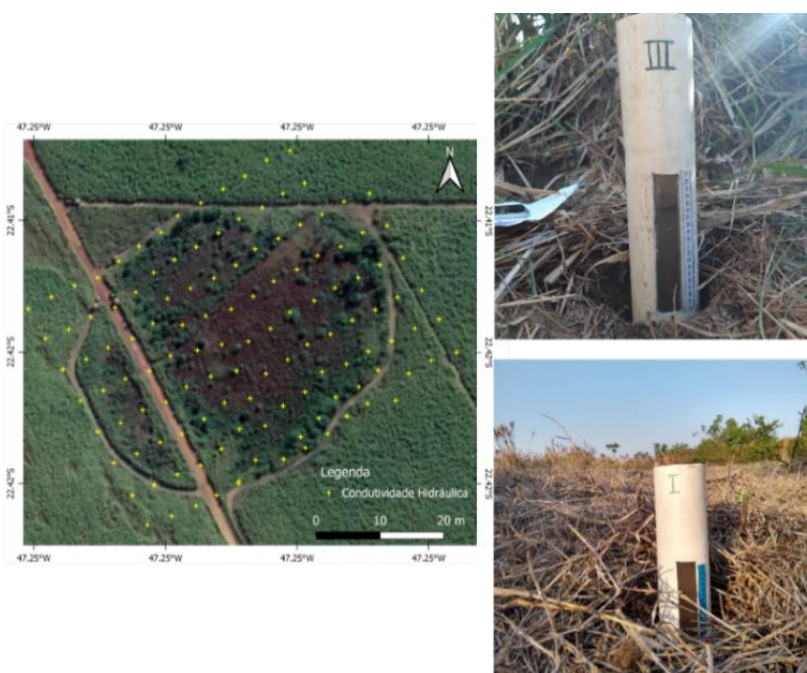
5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 PERMEABILIDADE DO SOLO

Para as etapas de planejamento, aquisição e tratamento de dados, cada método será abordado minuciosamente para explanação do desenvolvimento em campo, os materiais utilizados é de propriedade do laboratório de geofísica da UNESP-Rio Claro. Os dados de campo referentes à condutividade hidráulica foram divididos em cinco etapas, desde planejamento e aquisições em campo (etapas 1, 2 e 3), cálculo dos resultados (etapa 4) e interpolação dos dados para apresentação em mapa 2D (etapa 5).

O planejamento consistiu nas etapas prévias de análise e decisão sobre a aquisição de dados, desde a determinação da malha de aquisição dados melhor adaptados aos dados esperados e determinação da metodologia de trabalho de campo em que, para a coleta de dados foi adotado uma rotina de procedimentos padrão para todas as aquisições. A etapa de aquisição dos dados foi realizada nos meses de agosto e setembro de 2019, em linhas retas espaçadas entre si em 20 m e os pontos de aquisições dos dados foram espaçados a cada 30 m em uma mesma linha.

Figura 30 - Aquisição de dados de condutividade hidráulica a) mapa de distribuição dos pontos de aquisição; b) canos de pvc utilizados para aquisições; e c) instalação do equipamento em campo



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

O permeâmetro utilizado consiste em canos de PVC de 1 metro de comprimento e 10 cm de diâmetro com uma régua graduada ao lado de um plástico transparente de comprimento total de 20 cm. Foram utilizados um conjunto de oito permeâmetros (Figura 30).

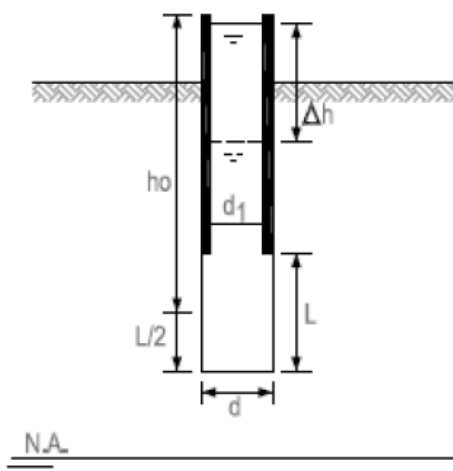
A primeira etapa consiste na abertura do espaço necessário para fixação do cano com auxílio de uma cavadeira manual de 100 mm de diâmetro para abertura do buraco no solo. Os permeâmetros foram fixados no solo até a medida da base da régua graduada.

A segunda etapa consiste no início do ensaio, quando o permeâmetro foi preenchido com água até o início da régua graduada (linha de topo) e então marcado o tempo do início do rebaixamento. No momento de aquisição de dados é considerado um fluxo estabilizado quando não ocorrem variações bruscas nos valores obtidos e a diferença entre leituras isoladas e o valor médio não supera 20%. Pontos em que a coluna d'água infiltrava lentamente não rebaixavam o total de água preenchida são monitorados por cerca de 2 a 3 horas e anotados os tempos de rebaixamento e respectiva medida na régua graduada.

A terceira etapa consiste na medida da infiltração da água no solo e marcação do devido tempo ocorrido para que sejam realizados os cálculos posteriores. Foi considerado finalizado o ensaio quando o tempo foi devidamente anotado, sem nenhuma interrupção.

A quarta etapa consiste no cálculo do valor de condutividade hidráulica para o meio, a partir da seguinte equação proposta (Figura 31):

Figura 31 - Esquema de aquisição de dados de condutividade hidráulica



Fonte: ABGE, 2013.

$$K = \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \frac{d_1^2}{8 \cdot h_0 \sqrt{dL}} \quad (12)$$

Onde:

K: constante da condutividade hidráulica (cm/s)

Δh : diferença da carga piesométrica (cm)

d1: diâmetro externo do furo (cm)

h0: comprimento do revestimento (cm)

Os dados referentes a Δh e Δt são os parâmetros obtidos durante a aquisição de dados nos ensaios de condutividade hidráulica, em que Δt é o tempo variável para cada local de aquisição. Os cálculos estão no anexo.

A quinta etapa consiste na interpolação dos resultados obtidos através do cálculo realizado anteriormente. O *software* utilizado é da plataforma da *Sequent* denominado *Oasis Montaj* e utilizado o interpolador da mínima curvatura, que gera uma superfície suavizada na qual abrange todos os resultados com contornos suaves fiéis aos dados originais com menor número de artefatos criados.

Este processo é capaz de criar dados onde não existiam a partir de dados já amostrados. Na matemática interpolar, uma função $f(x)$ consiste em aproximar essa função por uma outra função $g(x)$. São realizadas interpolações espaciais como procedimento matemático de ajuste de uma função aos pontos não amostrados, a partir de dados já amostrados (LANDIM, 2000). O resultado para esta pesquisa é um mapa 2D que representa a variação dos resultados em escala de cores determinada a partir do melhor realce entre os altos e baixos valores obtidos. O mapa gerado em etapa final foi sobreposto a imagem de satélite obtida pelo *Google Earth*.

Para sobreposição das imagens, os dados foram processados no *software Surfer 11* que gera pontos individuais delimitados e imagem de cores. Estes mapas foram inseridos e utilizados como balizadores com os pontos inseridos no *Google Earth* para geração da imagem final de sobreposição.

5.2 MÉTODOS GEOFÍSICOS

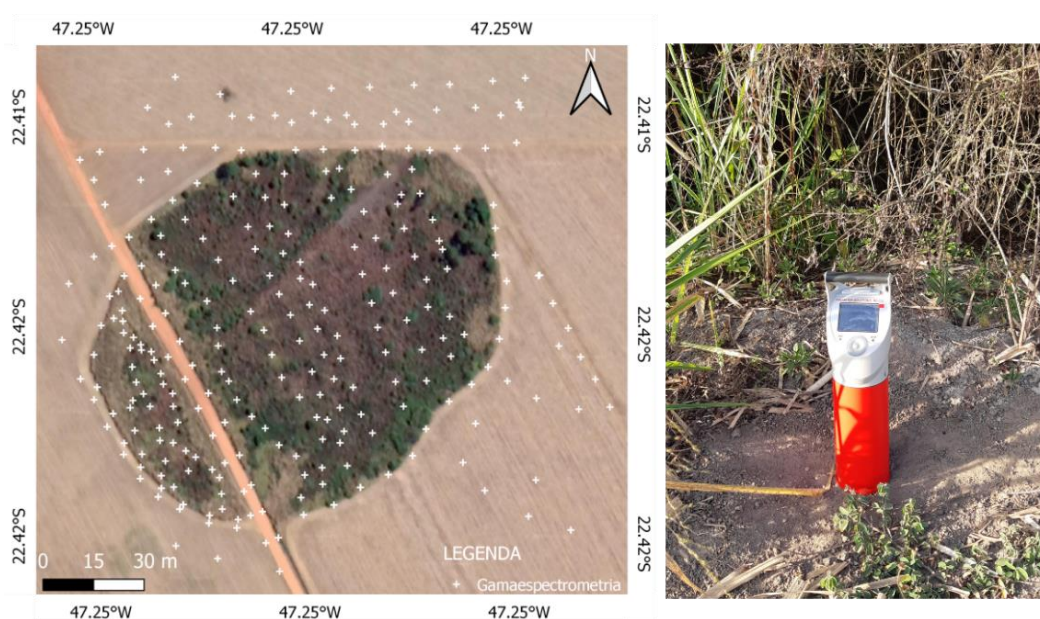
Para as aquisições de dados do método da Gamaespectrometria foi adotada uma malha irregular com o intuito de cobrir com maiores quantidades de pontos os locais de maior interesse, distribuídos aleatoriamente entre a área úmida e a área ao redor de cultivo de cana-de-açúcar, bem como nas estradas que delimitam a área.

As etapas de campo consistiram em aquisições de dados adquiridos nos meses de junho e julho de 2020, adquiridos pelo espectrômetro de campo produzido na República Tcheca pela *GEORADIS system for detectation radiation* e modelo RS 332 que utiliza detectores de cristal

de Germanato de Bismuto 2" x 2" BGO de resposta de energia de 30 keV - 3.000 keV, sensibilidade de 160 cps, com diâmetro de 124,5 mm e altura 459,7 mm e peso de 9 kg e GPS integrado, de propriedade do laboratório de geofísica da UNESP (RADIATION SOLUTIONS INC, 2020). As aquisições foram realizadas com tempo pré-determinado de aquisição de 180 segundos em cada leitura, devido à maior estabilidade do equipamento bem como maior quantidade de leituras realizadas em uma janela de tempo de aquisição maior em leituras. A cada aquisição, a vegetação da superfície do ponto foi removida de forma o equipamento ficar em contato direto com o solo, a fim de diminuir possíveis atenuações (Figura 32).

Os resultados são previamente armazenados no equipamento e, após a conclusão das etapas de campo, os dados foram retirados do equipamento e transferidos para o programa *RS Analyst*, que acompanha o equipamento em formato csv através de uma planilha de dados que contém as datas e horário de aquisição, as coordenadas e altitude do ponto, bem como as janelas individuais de ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U e suas possíveis variações.

Figura 32 - Aquisição de dados de gamaespectrometria a) Mapa de distribuição dos pontos de aquisição b) equipamento utilizado em campo



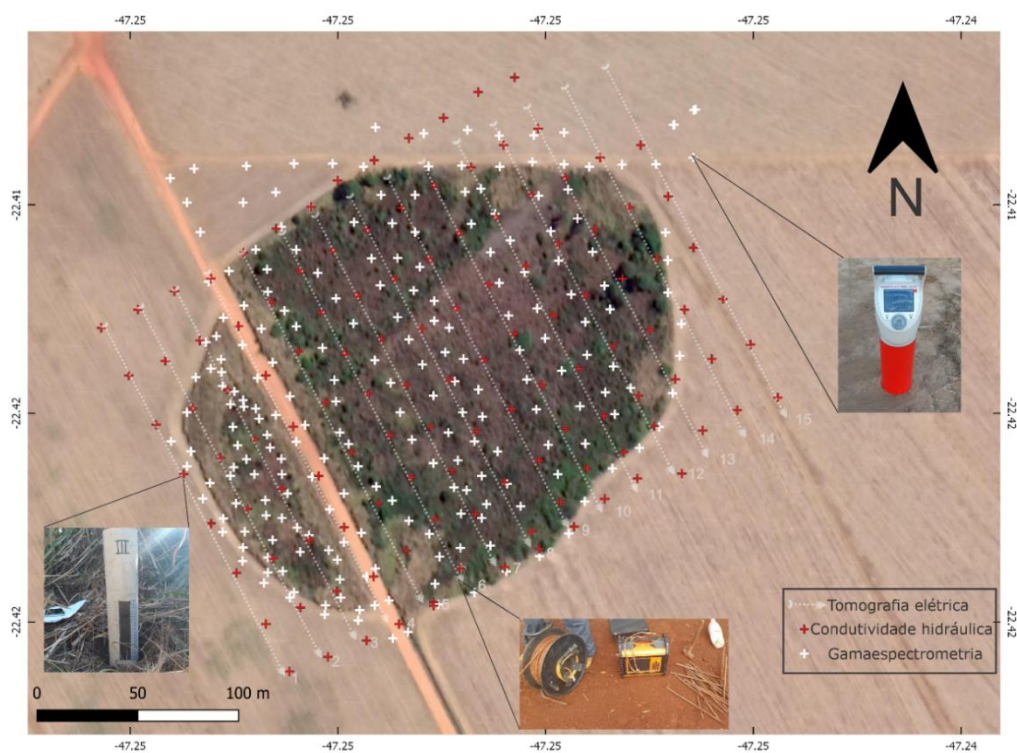
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

A próxima etapa consiste na elaboração da planilha de dados com as coordenadas pontuais e os valores obtidos em cada um dos canais de (^{40}K), (^{238}U) e (^{232}Th). Os dados são inseridos no *software* da plataforma *Seequent* denominado *Oasis Montaj* para redução, quando necessária, para posterior interpolação dos dados. Cada canal é interpolado inicialmente de maneira isolada com um mesmo interpolador, o método da mínima curvatura. A partir disso, os

resultados obtidos são mapas 2D, gerados para cada canal, com contrastes entre altos e baixos valores de acordo com a aquisição, ou até mesmo pode ser realizada a análise espectral de cada canal. É possível, através do *software*, fazer a interação entre os três canais, chamado de mapa ternário e gerar um mapa de variação conjunta dos três elementos.

Para aquisições de dados de tomografia elétrica, os pontos de leitura foram distribuídos em 13 linhas retas que delimitam a área úmida e duas linhas de aquisição ao redor da área em linhas de cana-de-açúcar, no total de 15 linhas de aquisição. Cada linha tem extensão de 200 m e 21 eletrodos cravados distribuídos a cada 10 m (Figura 33). Os dados de tomografia de resistividade elétrica foram adquiridos entre janeiro e fevereiro de 2019.

Figura 33 - Mapa da área úmida e locais de coletas dos dados de permeabilidade, gamaespectrometria, tradagens e linhas de tomografia elétrica



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

Os dados do método da eletrorresistividade foram adquiridos através do resistímetro da ABEM Terrameter LS produzido na Suécia, que consiste em módulo único de transmissão e recepção de sinais da automatizado a partir de programação prévia, com 250 W, resolução de 1 μ V e corrente máxima de 2,5 A (GEOTOMO, 2020). Este equipamento permite a realização de ensaios de potencial espontâneo, eletrorresistividade e polarização induzida por meio de ciclos periódicos de transmissão e recepção de sinais, do cálculo automático da resistência de

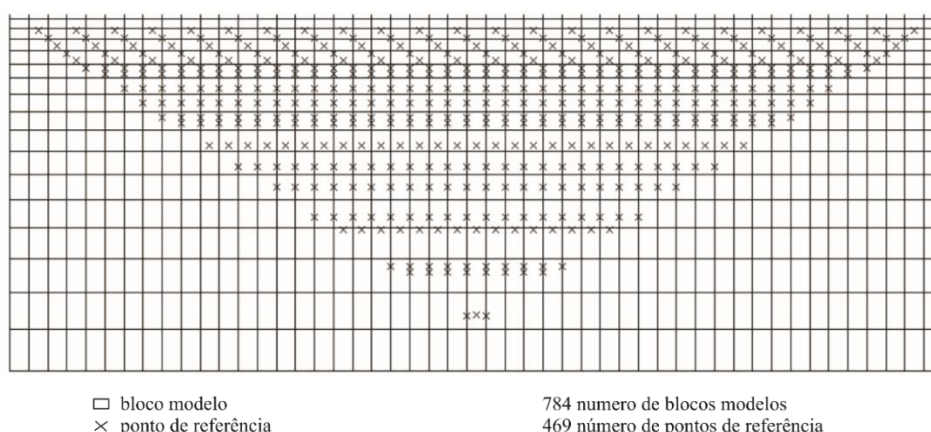
contato e do desvio padrão do conjunto de medidas. O equipamento realiza a aquisição de dados de forma automática, com versatilidade e rapidez.

Em conjunto, no campo, foram utilizados eletrodos de injeção e recepção de sinal cravados no solo e através de cabos, assim, o equipamento injeta a corrente no solo e faz a leitura da diferença de potencial existente no meio. Foi utilizada uma bobina com 200 metros de cabo totalmente esticados, e os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo foram previamente selecionados no equipamento.

Após a coleta dos dados em campo, foi realizado o processamento dessas medidas. O procedimento de inversão é realizado com o intuito de minimizar diferenças entre os dados observados e os dados calculados e são utilizados algoritmos de suavização. O procedimento é realizado a partir da tentativa e erro dos parâmetros para ajuste da resposta do modelo final aos dados observados (DAHLIN, 1996).

Existem diversos *softwares* capazes de realizar a inversão 2D das medidas de campo. Os *softwares* de inversão de dados são divididos de acordo com o tipo de inversão utilizada como por polígonos ou por suavização. A inversão por suavização, *smooth inversion*, é o algoritmo utilizado no *software* RES2DINV (GEOTOMO, 2020). Uma sub-rotina de modelagem por diferenças finas ou elementos finitos é usada para calcular os valores de resistividade aparente, e uma técnica de otimização de mínimos quadrados restrita por suavidade e não linear é usada para calcular a resistividade dos blocos modelo (de GROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990) (Figura 34). É um algoritmo que não necessita da entrada inicial de um modelo geológico e constitui em um processo área automático de imageamento.

Figura 344 - Modelo de processamento de dados utilizado pelo *software* Res2Dinv com representação dos blocos com larguras iguais



Fonte: Geotomo, 2020.

A vantagem do uso deste método é devido ao possível ajuste dos filtros para atender diferentes tipos de dados. Este método de otimização tenta reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente calculados e os medidos e ajusta a resistividade dos blocos do modelo inicial sujeitos às restrições. Essa diferença entre os modelos é expressa pelo desvio médio de raiz quadrática (RMS), em que quanto menor este valor maior é o ajuste dos modelos inicial com o final. No entanto, o modelo com o menor desvio RMS possível, algumas vezes, pode mostrar variações grandes e irreais nos valores de resistividade do modelo, o que necessariamente nem sempre é a melhor alternativa a partir de uma perspectiva de realidade geológica (GEOTOMO, 2020).

O método de mínimos quadrados é baseado na seguinte equação:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_K = J^T g - \lambda F q_K \quad (13)$$

Onde:

$$F = \sigma_X C_X^T C_X + \sigma_Z C_Z^T C_Z$$

C_X = filtros horizontais de rugosidade; C_Z = filtros verticais de rugosidade

J = matriz Jacobiana de derivadas parciais J^T = transposta de J

λ = fator de amortecimento; q = vetor de mudança de modelo; g = vetor de ajuste

Após esta etapa de processamento dos dados é gerado um modelo bidimensional da subsuperfície, em conjunto com um produto numérico também gerado na inversão. Estes dados são utilizados em formato de uma planilha para a geração dos modelos de visualização 3D, capazes de proporcionar uma análise ampla da possível complexibilidade de estruturas geológicas em subsuperfície (AIZEBEOKHAI *et al.*, 2011; MOREIRA *et al.*, 2016).

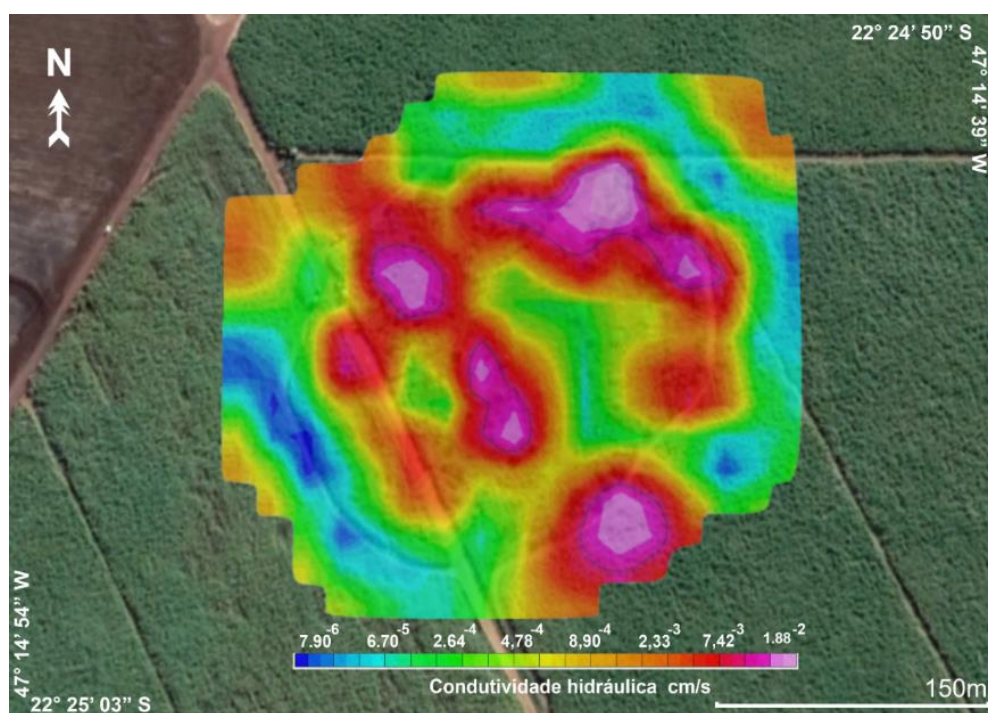
Esta planilha contém todos os dados de todas as seções realizadas. Em sua construção é necessário definir as variáveis X (posição das leituras ao longo das linhas), Y (espaçamento entre linhas), Z (profundidade modelada para inversão) e R (valor da resistividade elétrica calculada). A planilha é adotada para geração dos modelos 3D a partir de uma rotina de etapas tipicamente utilizada na pesquisa mineral, como os tratamentos dos dados estatísticos, para determinar critérios estruturais, posicionamento espacial e a possível acumulação mineral entre outros fatores (MOON *et al.*, 2006). No início, os dados são interpolados espacialmente pelo método da krigagem, que leva em consideração o padrão de variabilidade espacial do conjunto de amostras medidas. Em seguida, para efeitos de suavização dos dados centrais em relação as extremidades, é aplicado o método da mínima curvatura que gera uma superfície suavizada fiel aos dados originais (LANDIM, 2000).

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 DINÂMICA SUPERFICIAL

Os resultados obtidos a partir de aquisições superficiais, quanto ao parâmetro de condutividade hidráulica, demonstram a variação dentro dos limites da área úmida em comparação com os resultados obtidos fora dos limites da área úmida (Figura 35). Os locais com maior condutividade hidráulica estão representados pela cor rosa, com valores de cerca de $1,88 \cdot 10^{-2}$ cm/s, que aparecem tanto no canto superior direito quanto no centro da área, e evidenciam que nestes locais a infiltração da água no solo é de forma mais rápida e, em questão de aproximadamente 20 segundos, uma parcela de água é infiltrada para a subsuperfície. Em contraste, existem pontos principalmente fora dos limites da área úmida, presentes na cana-de-açúcar representados pelas cores verdes e azul com valores em torno de $7,9 \cdot 10^{-6}$ cm/s, circundando a área úmida, que representam valores de condutividade hidráulica inferiores e demonstram que infiltração da água nestes locais é mais lenta que o restante da superfície.

Figura 35 - Mapa de superfície gerado a partir dos resultados obtidos para o parâmetro de condutividade hidráulica sobreposta a imagem de satélite



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

Os dados referentes as elevações presentes no mapa de curva de nível foram obtidos a partir do georreferenciamento das informações contidas no site do Serviço Geológico Estadunidense (USGS, 2021). Da qual foi selecionada a malha de aquisição de dados e como resultado foi obtida uma imagem de pontos do tipo *raster*, correspondente a uma grade retangular de pixel ou por vezes pontos de cor, que posteriormente foi inserida na plataforma do QGIS para delimitação das cotas, através de um breve geoprocessamento para obtenção das curvas e valores. Por fim, as curvas geradas foram sobrepostas à imagem do *Google Earth* conforme será apresentado (Figura 36).

Figura 36 - Mapa de curvas de nível na área úmida

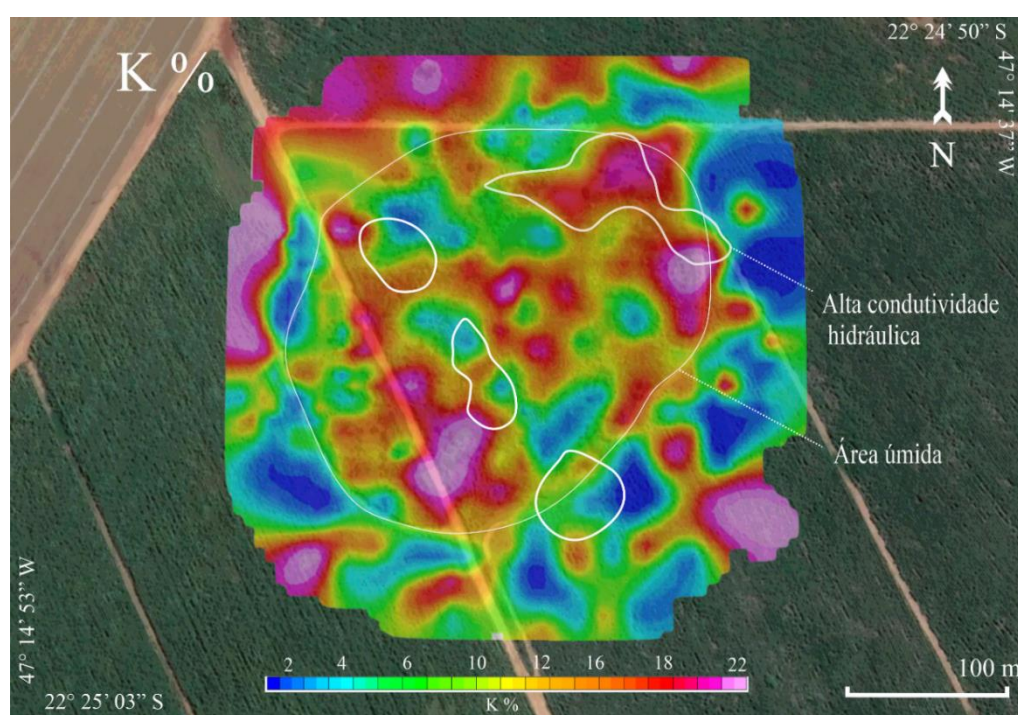


Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Os resultados obtidos pela aplicação do método da gamaespectrometria determinam a intensidade da radiação gama medida nos primeiros 30 cm a 40 cm de profundidade do solo e relacionam a mineralogia da rocha fonte ou o tipo de intemperismo atuante na camada superficial o que faz, com que a distribuição dos radioelementos ao longo da área não é constante (Wilford *et al.*, 1997) Por representar os materiais mais superficiais, estes são mais propensos à ação do intemperismo e à erosão, de maneira significativa, em que a distribuição radiométrica lateral ou até mesmo vertical seja distinta em diferentes partes da superfície.

Os dados obtidos demonstram a distribuição de ^{40}K ao longo da superfície da área úmida, com variação da escala de cores em porcentagem de 2% de cor azul e 22% representado pela cor rosa (Figura 37). De modo geral, o potássio dentro da área úmida apresenta grande variação de valores. No centro da área os valores são iniciados em 2% e representados pela cor azul, seguidos de tons esverdeados com valores em torno de 10% e em determinados pontos podem chegar até o valor máximo de 22%, representados em zonas de bordas e ligeiramente no centro da área pelas cores vermelha e rosa (Figura 37).

Figura 37 - Dados de ^{40}K sobreposto a imagem de satélite da área de estudos



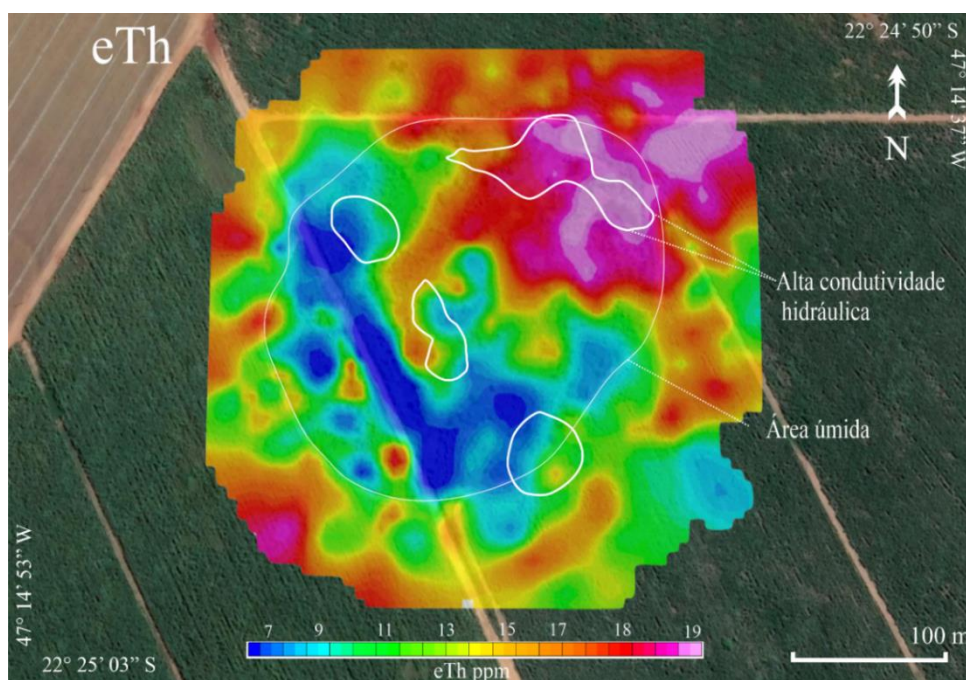
Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

Essa baixa concentração levanta a hipótese de que o solo característico (Latosolo Vermelho-Amarelo), correspondente da Formação Tatuí composta por sedimentos siltsos, contém quantidade significativa de argila em relação a uma menor quantidade de areia e corresponde às zonas onde ocorre a maior concentração do ^{40}K , pois solos de textura mais argilosa e que possuem quantidades significativas de matéria orgânica apresentam valores elevados dos radioelementos (NASCIMENTO *et al.*, 2004). Mesmo o ^{40}K um constituinte comum dos argilominerais, este pode ser facilmente lixiviado quando em regiões com maior infiltração de água, conforme visível no mapa, em que os maiores valores de concentração estão presentes em sua maioria fora da delimitação da área úmida, com algumas exceções pontuais no centro da área úmida.

Os dados obtidos de variação de eTh demonstram a distribuição do ^{232}Th ao longo da superfície, com variação da escala de cores e escala numérica em partes por milhão (ppm) (Figura 38). Os valores variam de 7 ppm, representado pela cor azul, a 19 ppm, representado pela cor vermelha. Os resultados tendem a ser mais elevados na região a NE do mapa, com o início fora dos limites da área úmida em direção ao centro, de cerca de 15 ppm a 17 ppm. O mapa delimita que a região de menores valores está representado pela cor azul com cerca de 7 ppm a 9 ppm.

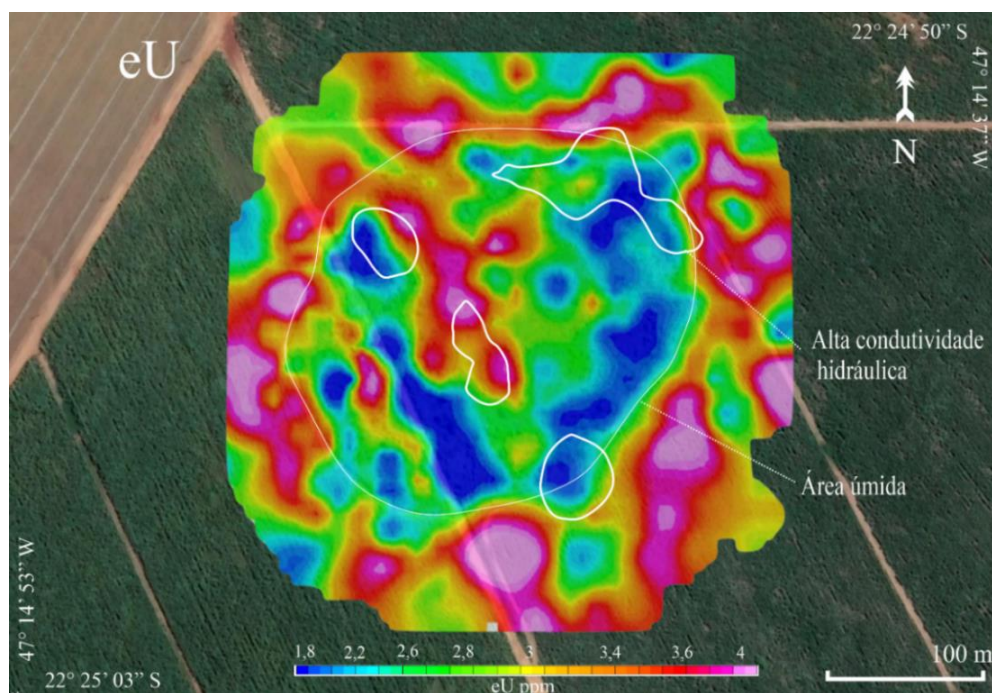
Os dados obtidos para ^{232}U em para apresenta variação da escala de cores em partes por milhão (ppm) de 1,8 ppm, representado pela cor azul, a 4 ppm, representado pela cor vermelha (Figura 39). Os locais com os maiores valores obtidos estão distribuídos ao longo das bordas e NW em sentido ao centro da área, representados por valores superiores a 2,8 ppm enquanto valores abaixo de 2,3 ppm estão distribuídos dentro da área úmida.

Figura 38 - Dados de ^{232}Th sobreposto a imagem de satélite da área de estudos



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

Figura 39 - Dados de ^{238}U sobreposto a imagem de satélite da área de estudos



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

A geoquímica do urânio bem como do tório em solos tropicais depende da matriz do solo e de suas propriedades (SOUZA & FERREIRA 2005; VANDENHOVE *et al.*, 2007; RIBEIRO *et al.*, 2018), e fatores como pH, conteúdo de matéria orgânica, distribuição e tamanho da partícula, presença de certos íons na solução entre outros podem influenciar na solubilidade dos radioelementos nos solos e a retenção pode ocorrer por adsorção, troca iônica ou uma combinação de vários mecanismos (Allard *et al.*, 1982; Vandenhove *et al.*, 2009). Os climas quentes e úmidos causam acidificação do solo e podem afetar a distribuição natural de U (Gupta & Walther, 2020).

Os resultados obtidos levantam a hipótese de que a área quando em condições de menor regime de chuvas representados por solos menos saturados e, portanto, em estado de oxidação, apresentam resultados mais elevados dos radioelementos de ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th . Porém, em ambientes mais redutores e de acordo com as condições climáticas locais e desníveis topográficos, resultam da existência e mobilização dos radioelementos ^{238}U e ^{232}Th em estado tetravalente, com raios iônicos semelhantes com tendência a permanecer em conjunto nos processos geológicos superficiais que ocorrem em ambiente redutor. Os íons tetravalentes são relativamente insolúveis, mas o urânio hexavalente é solúvel em água e pode formar complexos com uma ampla variedade de íons em ambientes mais aquosos.

Em relação ao ^{232}Th , o ^{238}U é facilmente lixiviado quando em condições de maior aporte de água nos poros do solo (GASCOYNE, 1992; IVANOVICH & HARMON, 1992; BOYLE,

2013). A matéria orgânica presente no sistema pode aumentar a solubilidade do ^{232}Th em condições neutras, mas normalmente o ^{232}Th tem uma solubilidade muito baixa em águas naturais. Bem como à medida que a concentração de matéria orgânica aumenta e ocorra a diminuição do pH, isso favorece o transporte do tório pela superfície freática. Os maiores valores de ^{232}Th podem estar ligados a fatores naturais como a maior a quantidade de matéria orgânica disponível e a alta capacidade de troca catiônica nos latossolos vermelho-amarelos, bem como com ações antrópicas resultantes de sucessivas aplicações de fertilizantes fosfatados no cultivo de cana-de-açúcar em diferentes estágios do ciclo de desenvolvimento da planta possui presença elevada de radioelementos e outros minerais e remobilização destes pela atividade agrícola desenvolvida ao longo dos anos (MENZEL, 1968; SAN MIGUEL *et al.*, 2003).

Os locais onde ocorrem a maior concentração do ^{40}K podem representar os solos de textura argilosa e quantidades significativas de matéria orgânica, resultantes da atividade de plantas adaptadas ao meio, distribuídas em toda a área úmida, e fazem com que os valores dos radioelementos sejam elevados (NASCIMENTO *et al.*, 2004). Mesmo o ^{40}K um constituinte comum dos argilominerais, este pode ser facilmente lixiviado quando em condições de maior infiltração de água, conforme visível no mapa em que os dados foram coletados na época de início da estiagem (Figura 37), em que os maiores valores de concentração estão presentes em sua maioria fora da delimitação da AU, com algumas exceções pequenas e pontuais no centro da área úmida e na anomalia de alta condutividade hidráulica a NE do mapa.

Os dados elevados de urânio e tório podem resultar do processo em muitos casos da co-precipitação em argilominerais. O ^{238}U e ^{232}Th , quando adsorvidos pela argila e co-precipitados principalmente em óxidos de ferro nos solos, podem representar elevados valores de concentração nos mapas gerados para a área (Figura 38 e 39). O transporte é efetivo quando realizado por meio de partículas, bem como a mobilidade de ^{238}U em seu estado hexavalente também é afetada pela adsorção em óxidos de ferro hidratado, minerais argilosos, zeólitos e colóides (GASCOYNE, 1992). Nascimento *et al.* (2004) determinaram que nos Latossolos existe uma correlação diretamente proporcional do teor de argilominerais como a caulinita e a radiação gama medida, pois a caulinita adsorve ^{238}U e ^{232}Th e resulta em uma elevação da radiação gama natural.

O intemperismo age de maneira cíclica e imprevisível, e resulta na alteração significativa dos valores obtidos dos radioelementos. Por vezes o conteúdo mais alto de radioelementos pode ser maior que a do material geológico original (GUPTA & WALTHER, 2020). O maior desenvolvimento do intemperismo nos materiais acarreta a liberação de K que

por vezes pode ser adsorvido na formação de novos minerais como ilita ou adsorvido em pequenas quantidades de argila montmorilonita em determinadas condições (DICKSON & SCOTT, 1997). O conteúdo total de radioelementos presentes nos solos está em função da composição do leito rochoso subjacente e da intensidade da ação do intemperismo.

A área em contexto regional é predominantemente de cultivo de cana-de-açúcar com diferentes etapas de cultivo, e dentro da área úmida ocorre uma variação da vegetação. É importante destacar que a vegetação de áreas úmidas resulta diretamente dos processos dinâmicos tanto referentes à oscilação do nível freático superficiais, quando a correlação é positiva, quanto entre a profundidade da superfície freática, com as diferentes espécies herbáceas e lenhosas adaptadas de maneira distinta à variação da superfície freática (DE OLIVEIRA XAVIER *et al.*, 2019) bem como às heterogeneidades presentes no solo. Em campo, a variação da vegetação é nítida na zona de maior infiltração em relação à borda da área, margeada por árvores altas (maiores que 3 m de altura) e por vegetação com mais de 2 m de altura (Figura 40).

Figura 40 - Vegetação presente ao redor da área úmida a) vista da área úmida b) foto panorâmica da área c) estrada que corta a área d) vista de um dos pontos da área e) vista de dentro da área úmida



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

No centro da área úmida, a vegetação é composta por vegetação herbácea (*Poaceae*), principal componente característica de áreas alagáveis, local em que os resultados geofísicos apresentam superfície freática mais elevada, próxima à superfície, entre 6 m e 8 m de

profundidade. Nas bordas da área, estão presentes árvores com altura acima de 3 metros, intensamente preenchidas por folhas (*Pennisetum purpureum* Schum), delimitados nos modelos de inversão com superfície freática mais profunda, em torno dos 9 m a 12 m.

A mudança de espécie vegetativa ocorre passados cerca de 20 m a 40 m da borda para dentro da área (Figura 41a). Na zona de transição entre as bordas e centro da área úmida, aparecem inicialmente gramíneas, e quanto mais para o centro da recarga principal ocorre a transição para a espécie característica de área alagáveis (Figura 41b, c, d). Áreas próximas à borda apresentam galhos depositados (Figura 41e, f, g). Árvores frutíferas como goiabeiras foram observadas em campo e estão distribuídas de forma irregular. É importante ressaltar que os dados são analisados a partir de imagens tiradas pela própria autora em visitas a campo e analisadas quanto à sua localidade na área úmida e posição em relação à zona estimada de recarga de fluxo principal detalhada pelos métodos aplicados. Pontos isolados de acúmulo de água a cerca de 30 cm superiores ao solo, mesmo que por períodos curtos, podem ser notados após períodos longos de chuvas e preservados por período curto, cerca de dias (Figura 41 h).

Figura 41 - Imagens da variação vegetativa dentro da área úmida a) Transição da vegetação b) Vegetação baixa c) Vegetação alta d) Vegetação herbácea e) Ponto de transição da vegetação f) Ponto com galhos g) Vegetação removida h) Ponto de alagamento



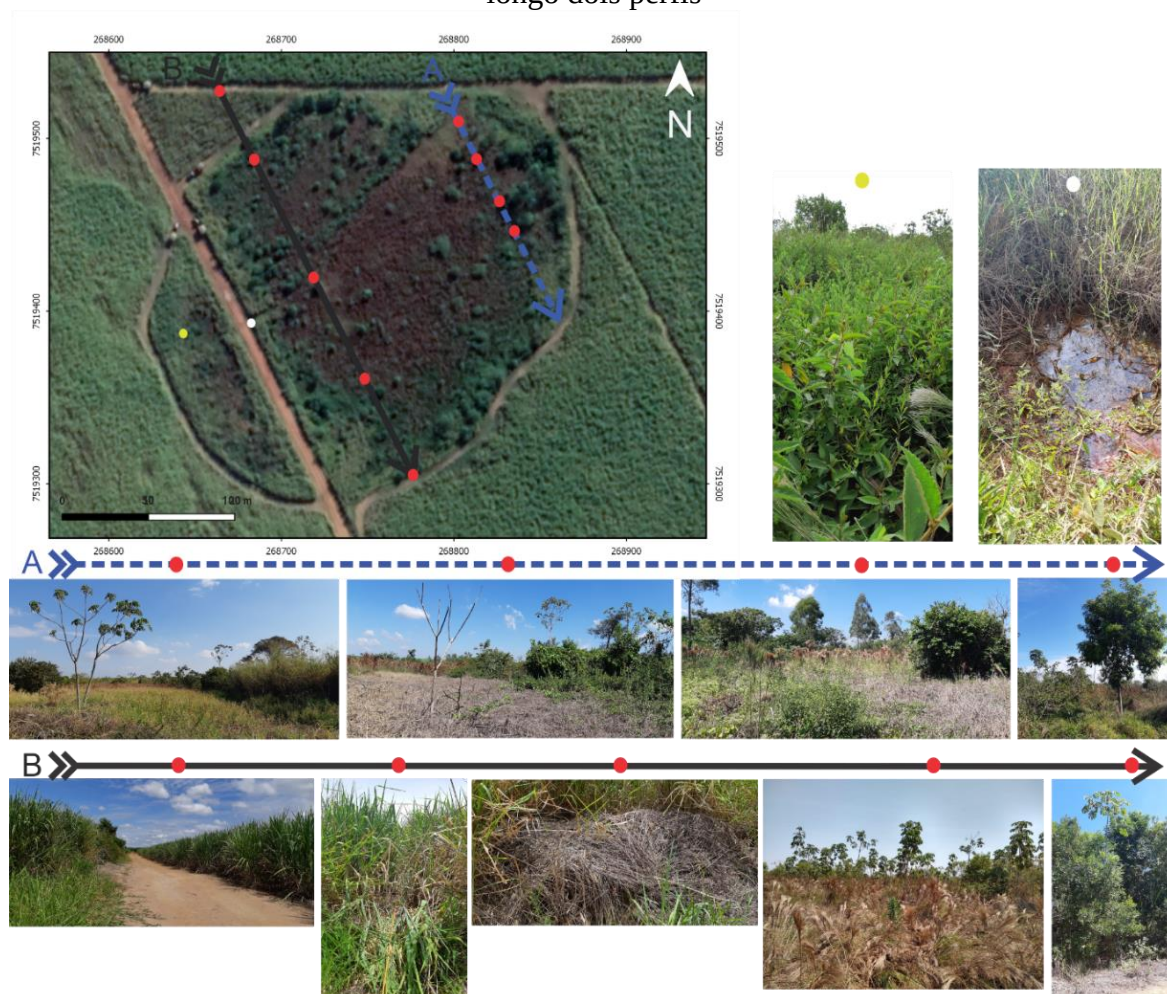
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Em razão da vegetação heterogênea local, grande parte da precipitação que ocorre na bacia hidrográfica é também absorvida pelas plantas locais durante a estação de crescimento, composta por gramíneas, árvores frutíferas, vegetação rasteira característica de áreas alagáveis.

O desenvolvimento dos solos em que a superfície freática é variável durante determinados períodos apresentam como característica a maior taxa de mineralização de matéria orgânica e, como resultado, alta disponibilidade de nitrogênio em sua composição. Consequentemente, ocorre a mudança da composição do solo, que resulta na composição da vegetação e está adaptada a mudanças sazonais do regime hídrico (RICHARDSON & VEPRASKAS, 2000). A quantidade de argila presente nos solos também apresenta correlação positiva com a maior diversidade de vegetação, devido à capacidade de expansão dos poros e retenção da água por períodos maiores no solo (LEITE *et al.*, 2018; SAHRAWAT, 2003).

Foram delimitadas duas linhas no mapa de localização para exemplificarem as diferenças de vegetação (Figura 42).

Figura 42 - Mapa de localização da área com destaque para a vegetação da área úmida ao longo dois perfis



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Na área delimitada com pontos ocorreu a tentativa de gradagem, visto que a área apresenta características distintas daquelas ao seu redor, como a variação da vegetação composta principalmente por vegetação rasteira e apresentam difícil infiltração de água, constatado a partir de ensaios de permeabilidade. Foi possível delimitar a área tanto por imagens de satélite quanto por análise visual em campo. O ponto branco delimitado no mapa de localização corresponde ao ponto que em épocas de precipitação volumosas ocorrem acúmulos de água na superfície que são mantidos por um período de poucos dias na superfície até que água infiltre no solo por completo.

6.2 HIDRODINÂMICA DA ÁREA ÚMIDA

Os resultados serão apresentados para as 15 linhas de aquisição por meio da técnica de Eletorresistividade e apresentados em mapas 2D que indicam a variação da resistividade elétrica obtida na subsuperfície, denominadas modelos de inversão. Para melhor descrição dos resultados neste momento, serão apresentadas e evidenciadas as camadas geoeletricas, que correspondem às camadas com os mesmos valores de resistividade, porém não necessariamente representam as camadas litológicas existentes.

Os resultados 2D de tomografia de resistividade elétrica com alcance máximo de 48 m de profundidade constata a variação entre o meio insaturado, próximo à superfície em relação à zona parcialmente saturada e à zona totalmente saturada em profundidades variáveis dentro e fora da delimitação da área úmida (Figura 43). As linhas de controle 1 e 15 estão na linha de cultivo de cana-de-açúcar e a linha 4 está sobre a estrada, local em que ocorreu aterramento.

Os resultados delineiam três camadas geoeletricas, que correspondem a camadas com valores de resistividade de mesmo valor em determinada profundidade. A camada geoeletrica mais superficial representada com valores do parâmetro de resistividade altos, apresenta maior espessura nas linhas de controle 1 e 15 em relação as demais linhas dentro limites da área úmida. Este resultado evidencia que ocorre variação do nível d'água nas linhas de aquisição dentro e fora dos limites da área úmida. No verão (meses de janeiro e fevereiro), em que foram realizadas as aquisições de dados de tomografia elétrica, o nível d'água constatado na área úmida foi em torno dos 10 m de profundidade enquanto nas linhas de controle a superfície saturada é iniciada em aproximados 20 m de profundidade.

Cada modelo de inversão apresenta desvios (*RMS*) que caracterizam o quanto um resultado geofísico obtido através de processamento, ou seja, o modelo de inversão calculado a

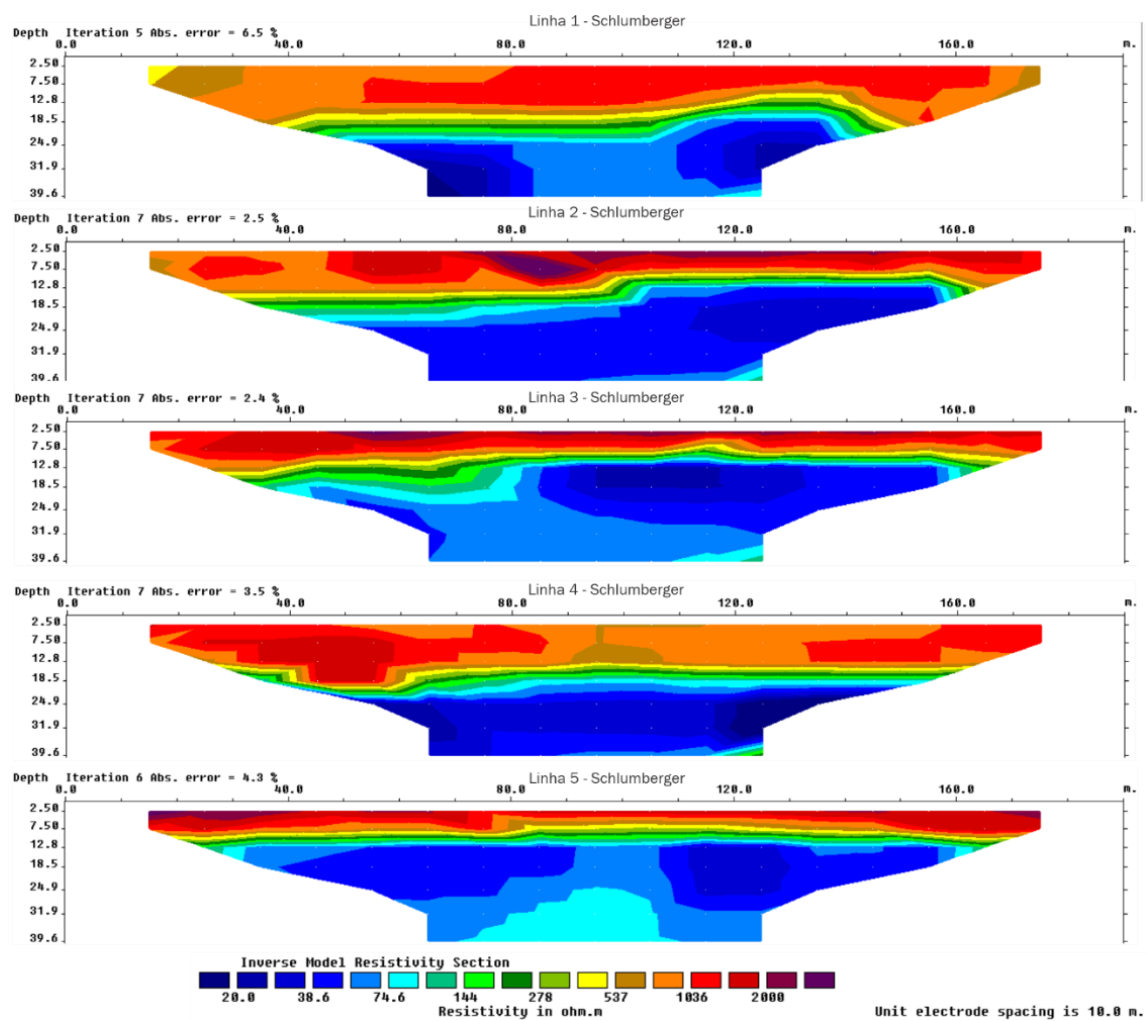
partir das resistividades aparentes obtidas, pode apresentar diferença com o modelo geológico real. Os erros associados obtidos nos dados variaram em torno de 2% a 10% para os arranjos Schlumberger, Wenner e o arranjo Dipolo-dipolo apresenta valores médios maiores, cerca de 5% a 35%.

A escala gráfica adotada para o local em estudo é rotulação em classes de valores que variam desde baixos, médios e altos valores de resistividade. Valores em torno de 20 $\Omega.m$ até 74,6 $\Omega.m$ são caracterizados como baixos, valores entre 144 $\Omega.m$ até cerca de 537 $\Omega.m$ representam os valores médios e valores próximos de 1.036 $\Omega.m$ a 2.000 $\Omega.m$ são característicos de alta resistividade.

Os resultados para o arranjo Schlumberger atingiram 39 m de profundidade máxima e caracterizam de forma geral três camadas geoeletricas de valores de resistividades claramente distintos. A primeira camada, mais superficial, apresenta valores mais altos com variação desde 2000 $\Omega.m$ a 1000 $\Omega.m$ conforme escala gráfica apresentada. Com o aumento da profundidade, uma zona intermediária é aparente com valores médios entre 1000 $\Omega.m$ a 200 $\Omega.m$, e uma terceira camada de diferente resistividade em que os valores são menores de 100 $\Omega.m$ a menos de 20 $\Omega.m$, caracterizada como nível freático (Figura 43, 44 e 45).

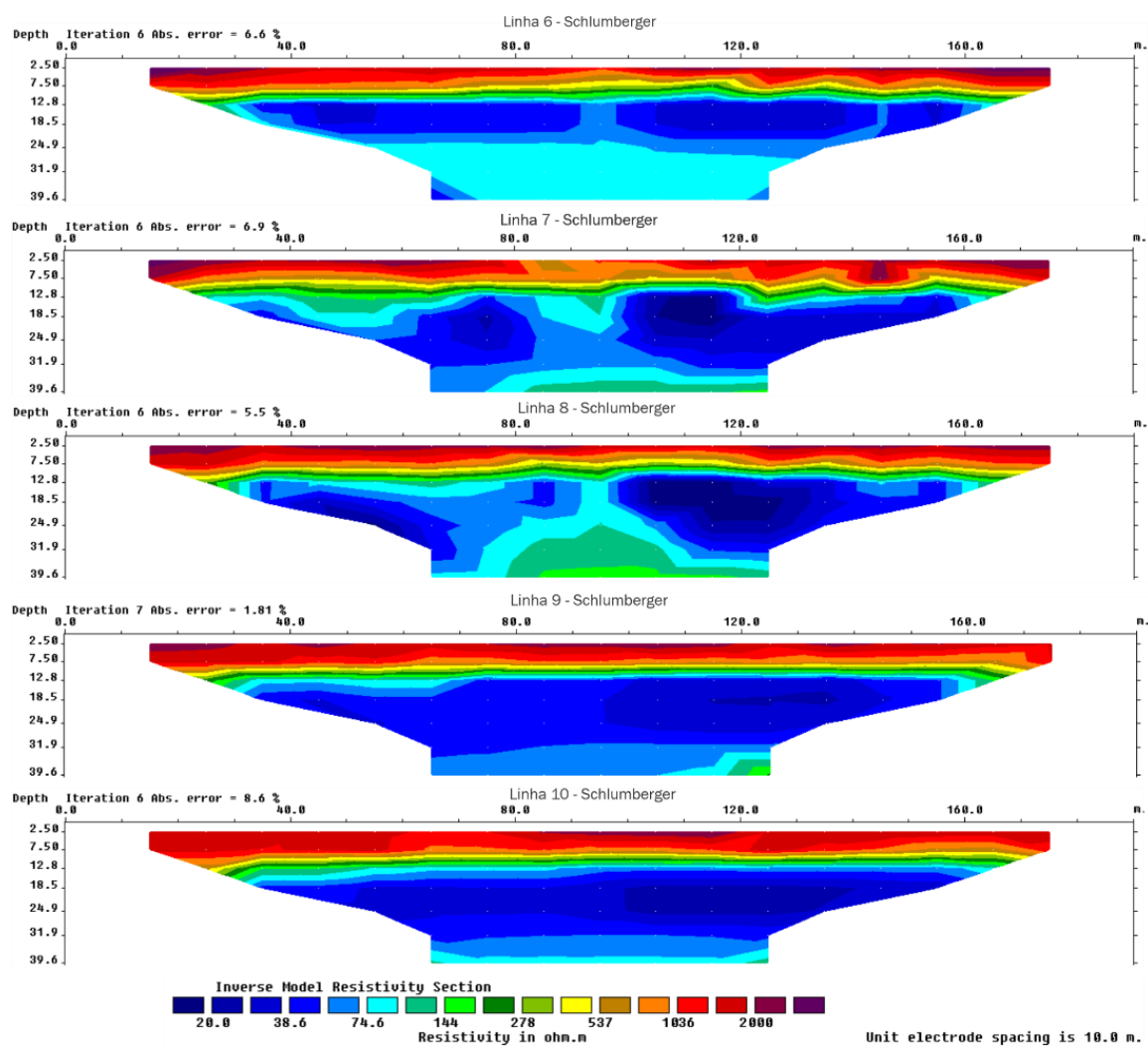
As linhas de aquisição 5, 6, 7 e 8 apresentam em profundidade e no centro dos modelos de inversão, duas estruturas com menores valores de resistividade intercalados por uma estrutura com valor de resistividade sutilmente maior. Em todas estas linhas, estruturas características estão na mesma distância em superfície e mesma profundidade. Na linha 12, em profundidades superiores a 10 m entre duas estruturas de valores baixos de resistividade de aproximadamente 15 $\Omega.m$, existe uma estrutura com valores de resistividade intermediários, representados na escala gráfica pela cor verde.

Figura 43 - Resultados 2D para o arranjo Schlumberger, linhas 1 á 5



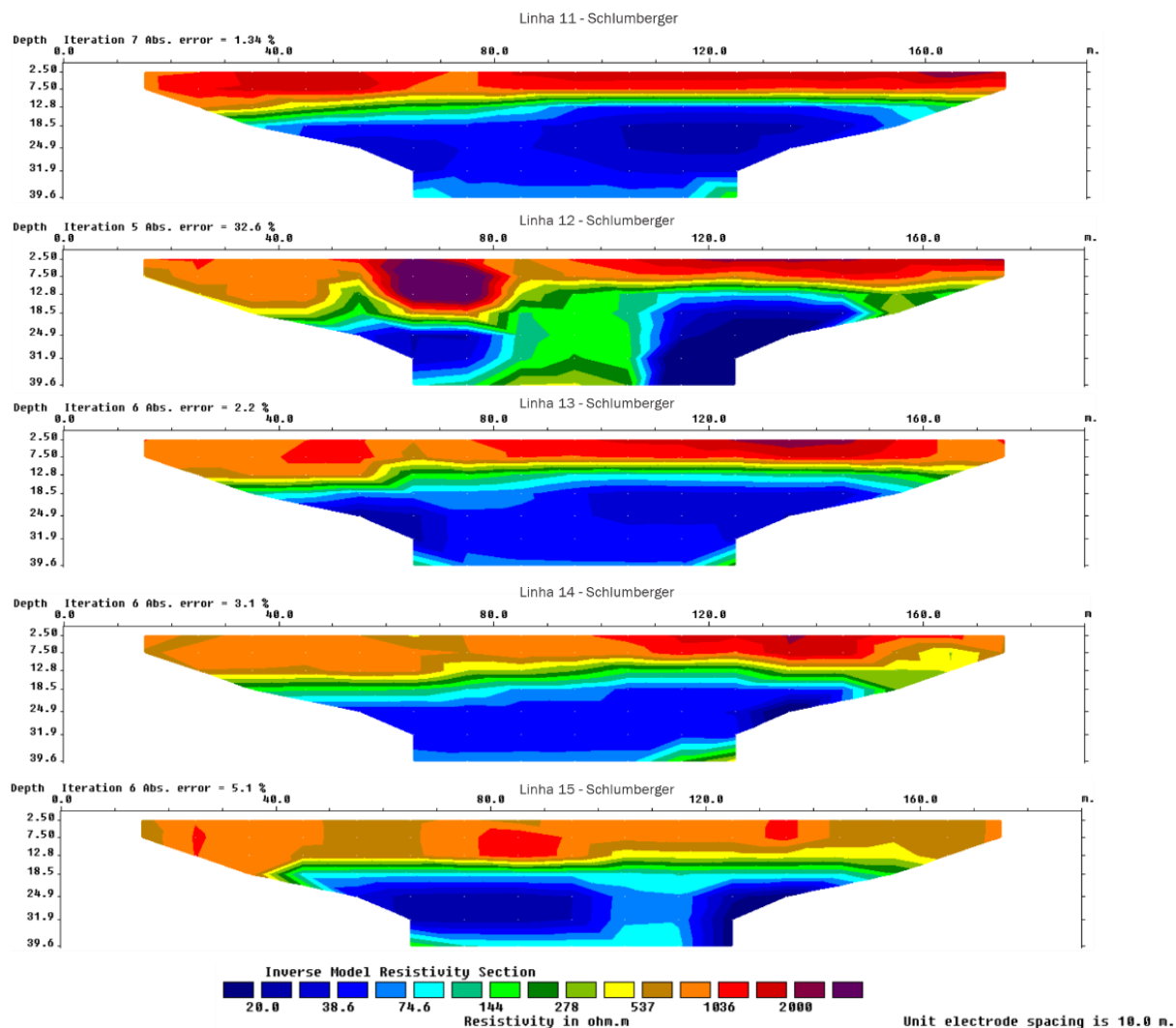
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 44 - Resultados 2D para o arranjo Schlumberger, linhas 6 á 10



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

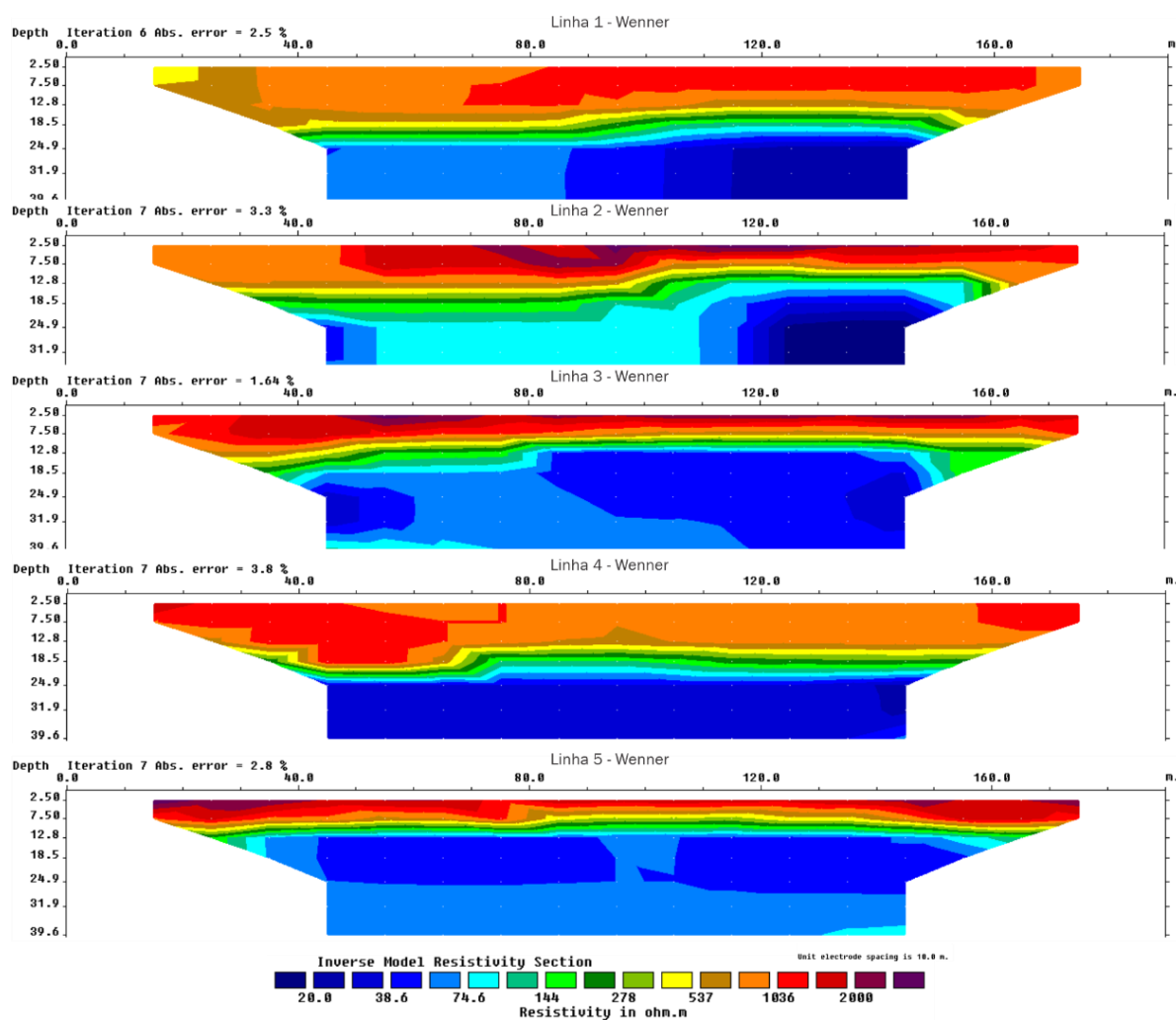
Figura 45 - Resultados 2D para o arranjo Schlumberger, linhas 11 á 15



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

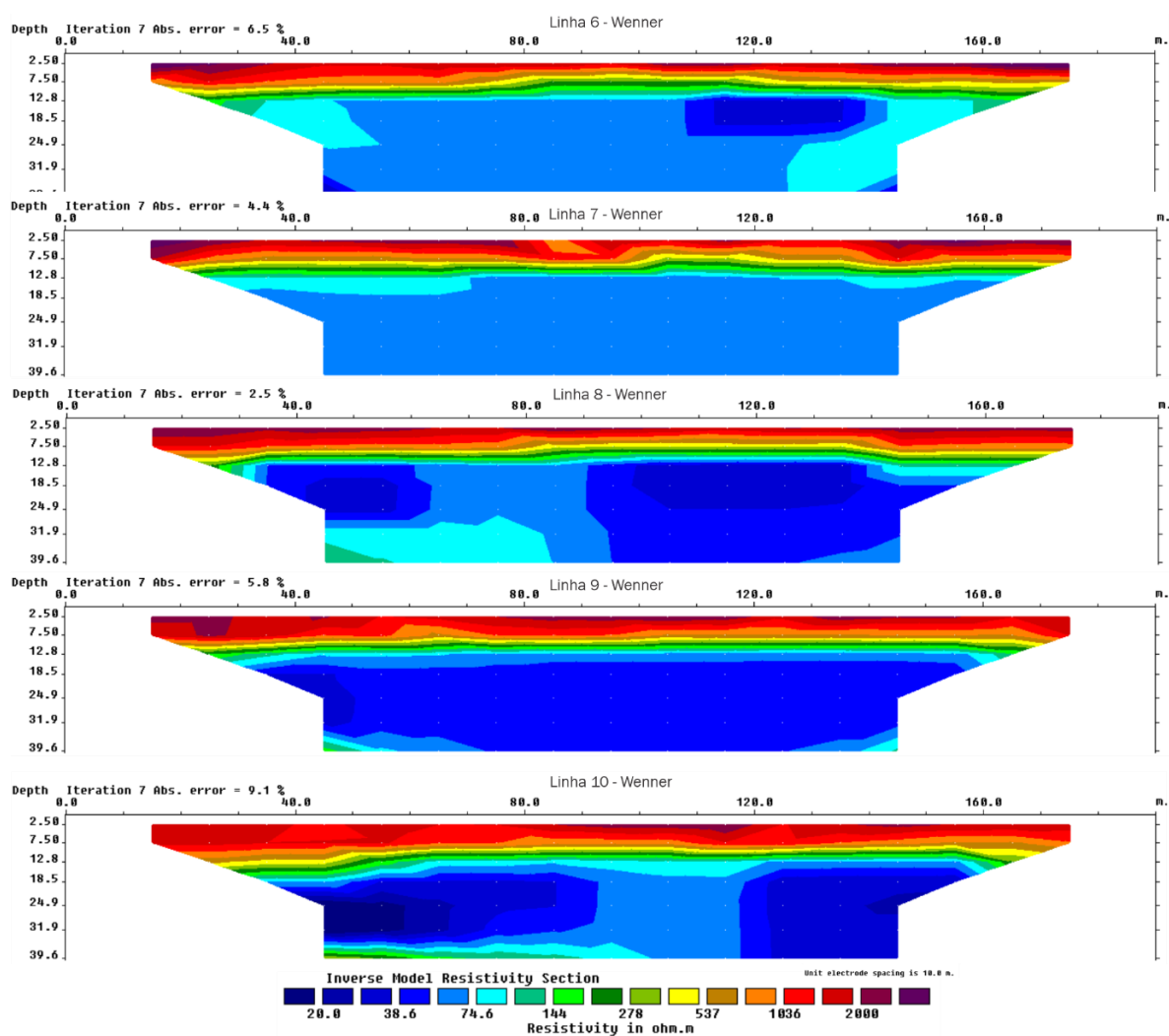
Os resultados para o arranjo Wenner obtidos são semelhantes aos adquiridos no arranjo Schlumberger, em que as três camadas de valores contrastantes de resistividade são também bem definidas. A estratificação relacionada às camadas de diferentes resistividades é mais bem delimitada neste arranjo (Figuras 46, 47 e 48).

Figura 46 - Resultados 2D para o arranjo Wenner, linhas 1 á 5



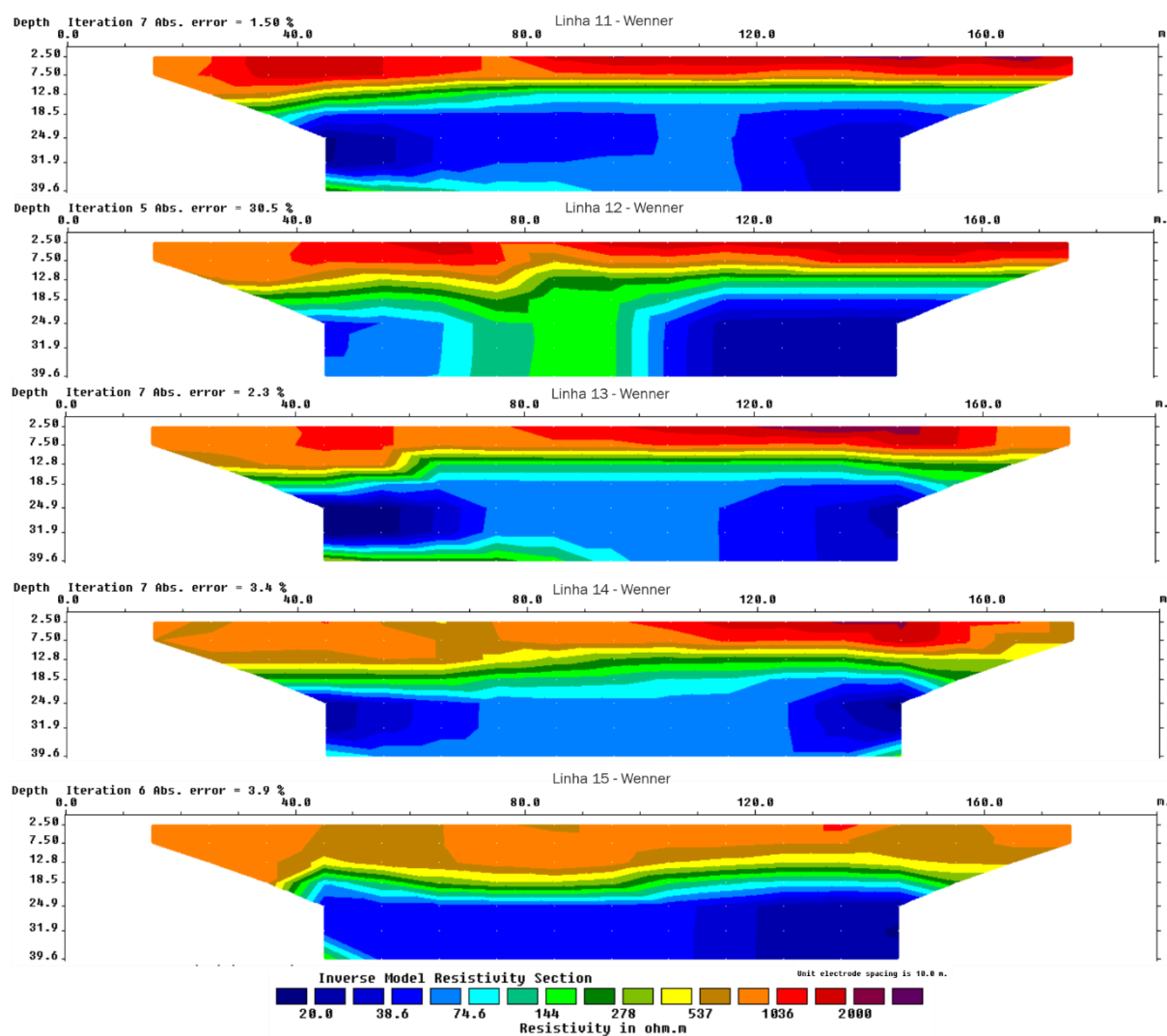
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 47 - Resultados 2D para os arranjos Wenner, linhas 6 á 10



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 48 - Resultados 2D para o arranjo Wenner, linhas 11 á 15



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

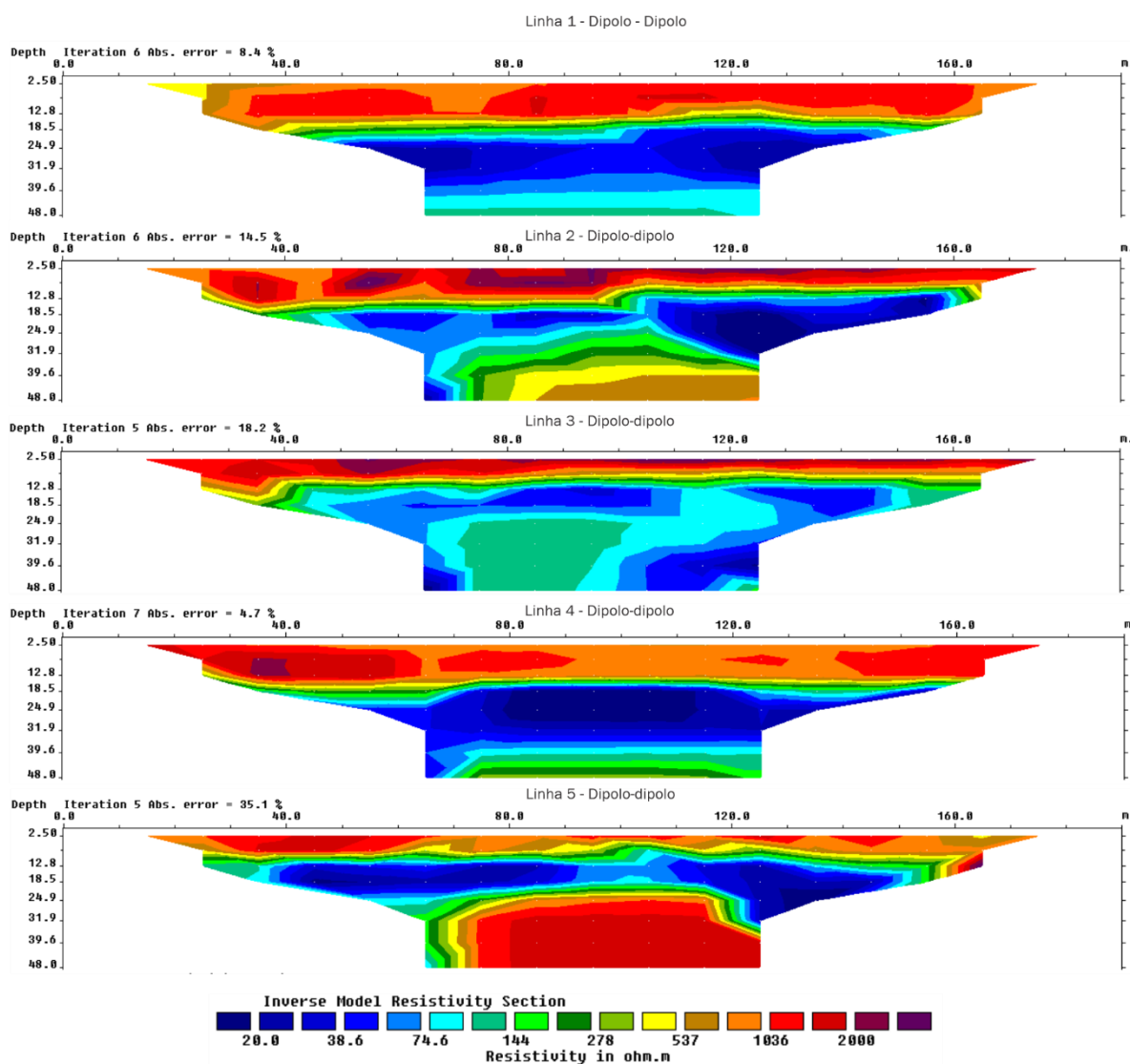
Os modelos de inversão provenientes do arranjo Dipolo-dipolo atingiram as maiores profundidades, cerca de 48 m (Figuras 49, 50 e 51). Dos três arranjos apresentados, o Dipolo-dipolo apresenta a maior variação entre os valores de resistividade em profundidades distintas. Embora a premissa de que a camada superficial de maiores valores de resistividade seja mais espessa fora da área úmida ainda prevaleça, diferenças podem ser notadas na base das linhas 2, 5, 11 e 15 (em profundidades superiores a 20 m), em que apresentam uma camada mais resistiva.

O mesmo ocorre nas linhas 6, 8 e 14 em que apresentam valores intermediários de resistividade em maiores profundidades. Os resultados obtidos nas linhas 10 e 12 apresentam uma estrutura de alto valor de resistividade na superfície em distâncias na superfície de cerca

de 40 m até 60 m na linha 9 de 60 m a 80 m e na linha 15, até a base do modelo. A linha 13 apresenta no centro do modelo de inversão na profundidade de 25 m com uma estrutura circular com valores de resistividade superiores ao redor da estrutura.

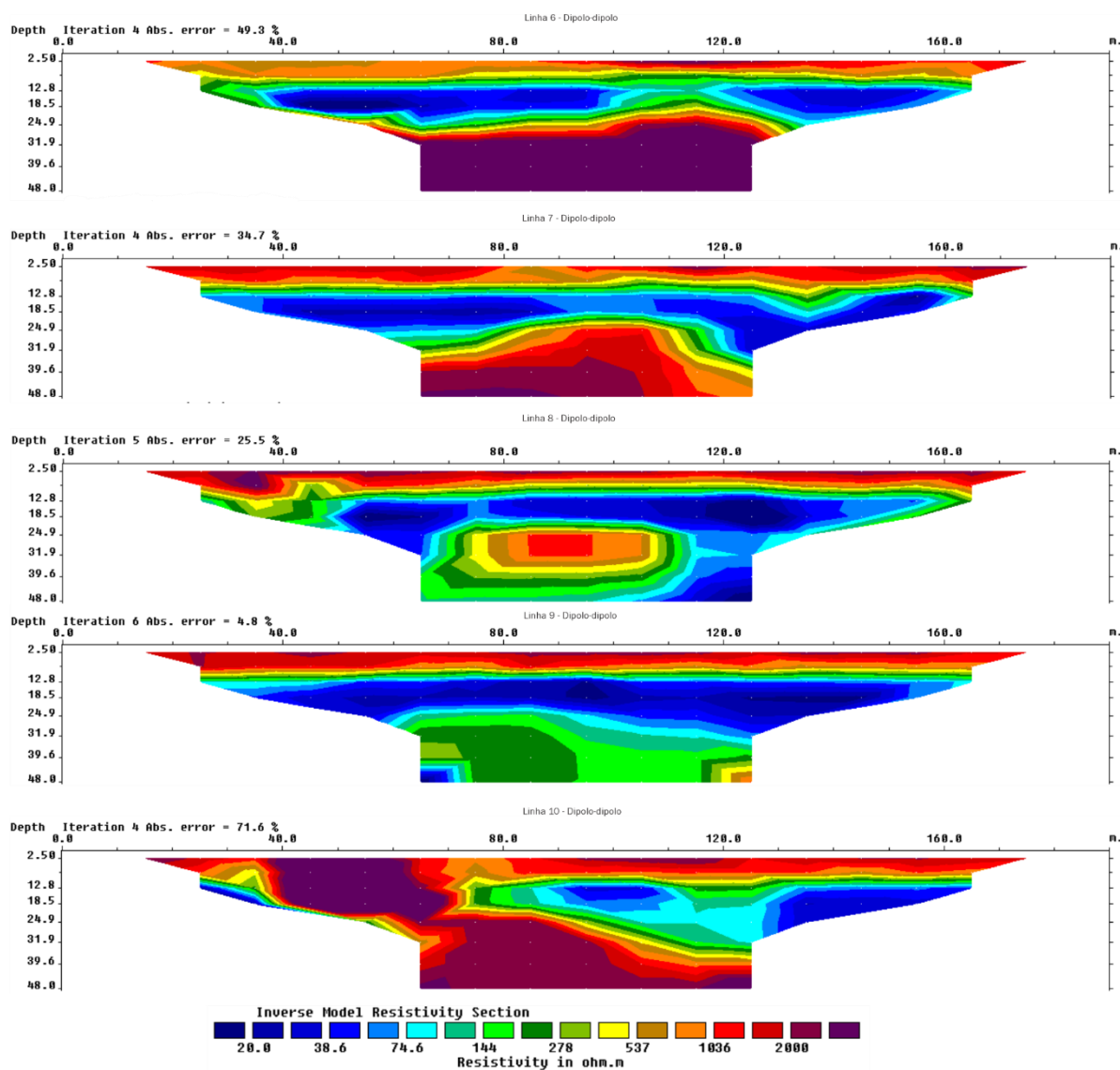
Os resultados obtidos para cada linha deste arranjo apresentam maiores valores de resistividade na base em comparação com os demais arranjos aplicados.

Figura 49 - Resultados 2D para o arranjo DD, linhas 1 á 5



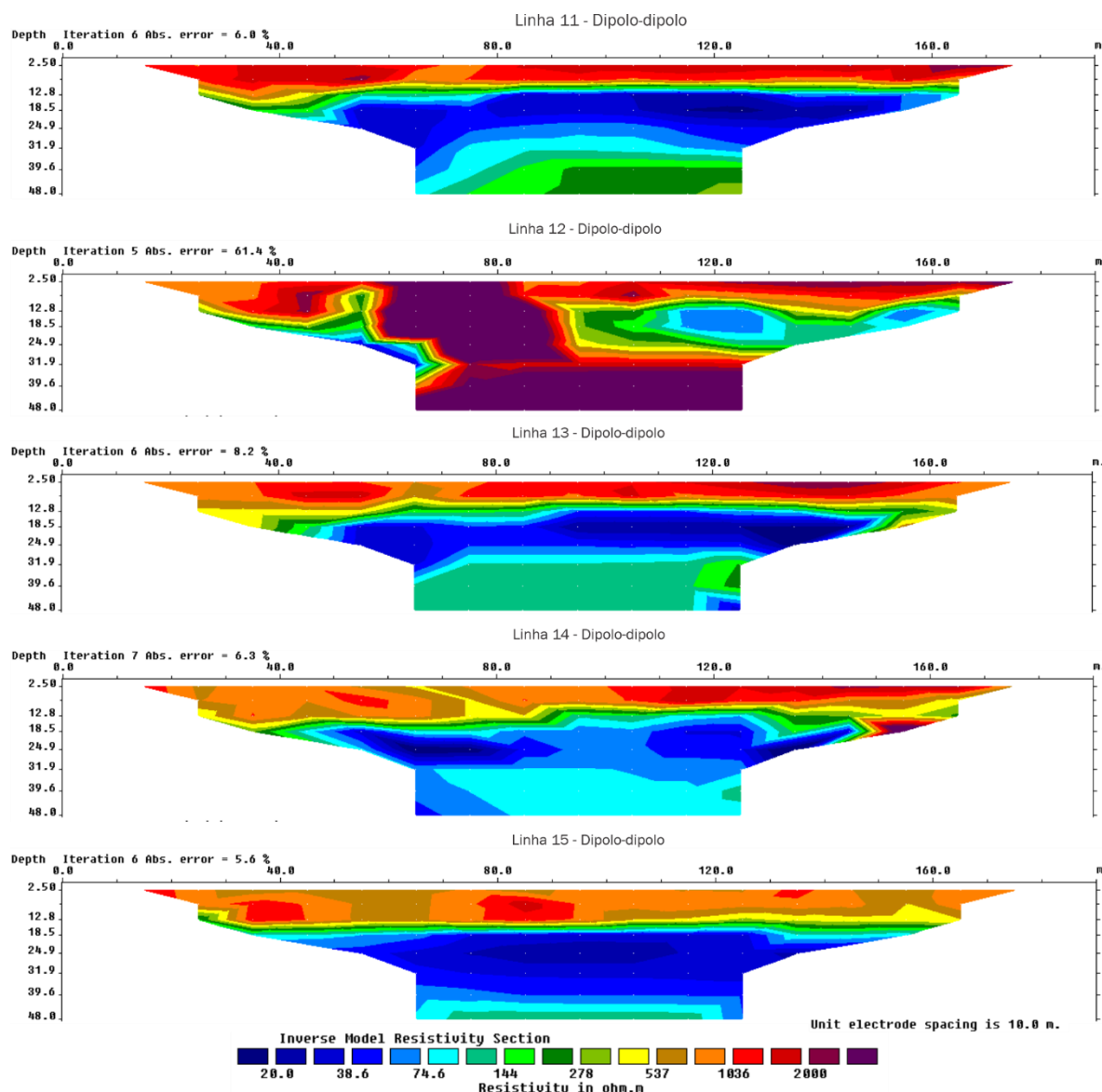
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 50 - Resultados 2D para o arranjo DD, linhas 6 á 10



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 51 - Resultados 2D para o arranjo DD, linhas 11 á 15



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

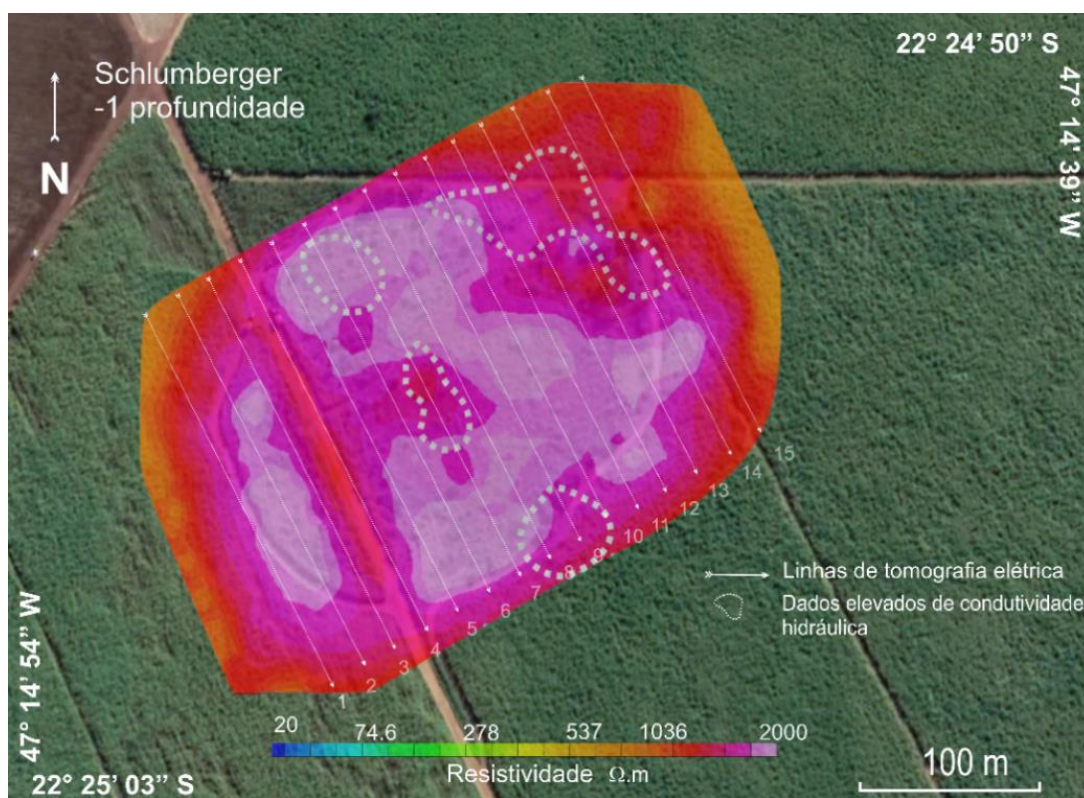
Ao longo dos meses esta área úmida não é capaz de acumular água em sua superfície, como consequência de uma rápida evapotranspiração do meio em relação ao volume precipitado, exceto em raros momentos em que o volume precipitado é muito superior a capacidade de absorção para o local. A análise entre os resultados obtidos pela condutividade hidráulica e gamaespectrometria em conjunto com a análise topográfica foram correlacionados e ajudaram a identificar os locais potenciais de infiltração.

Esta área úmida isolada recarrega a água superficial para a subterrânea através de pontos preferenciais na superfície com maior condutividade hidráulica retratados no mapa gerado principalmente sobre as linhas 5, 6 e 7 para duas principais estruturas e outra estrutura no início

das linhas 10 a 14, delimitados pelas linhas pretas (Figuras 52, 53 e 54). As superfícies geradas que correspondem à variação da resistividade elétrica, representada nos arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo e correlacionadas com os dados de condutividade hidráulica, retratam o quanto um solo seco, embora argiloso, tem a capacidade de deixar a água infiltrar mais rapidamente em determinados pontos.

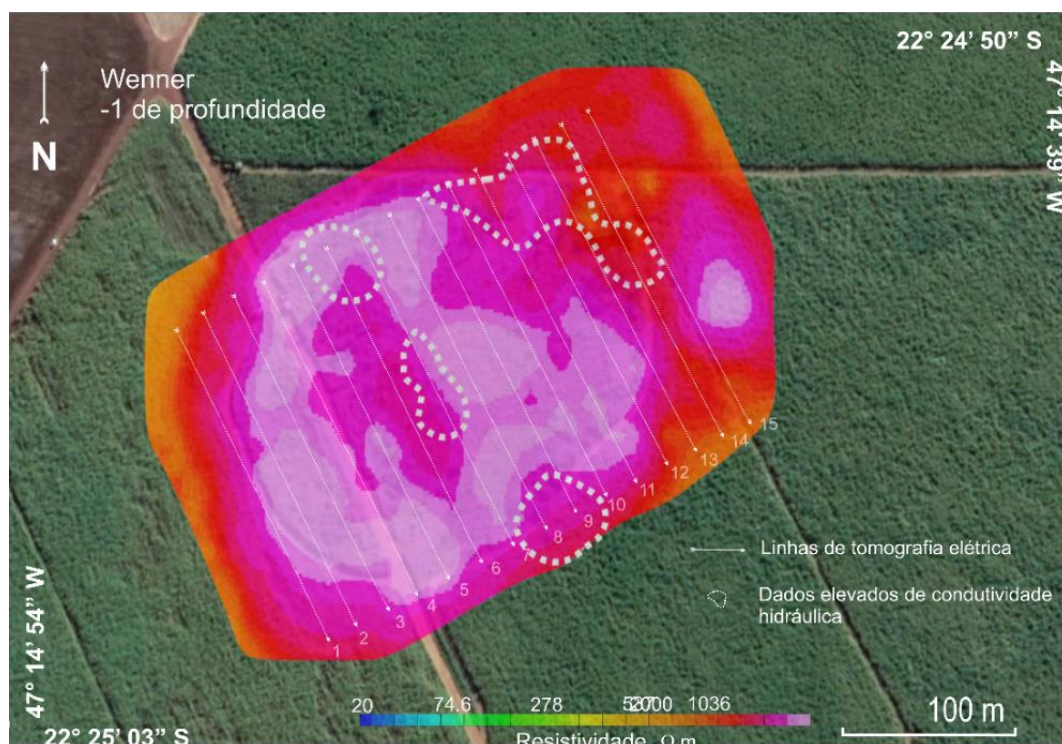
As propriedades argilosas do solo em épocas chuvosas fazem com que este retenha e tenha a capacidade de armazenar quantidades significativas de água e, com o passar do tempo, liberar o volume aos poucos para as camadas mais profundas. Com isso, a maior quantidade de argila + silte em relação a sedimentos arenosos resultam em valores menores, quando comparados a solos arenosos, do parâmetro físico de condutividade hidráulica.

Figura 52 - Correlação entre dados de tomografia elétrica e condutividade hidráulica para o arranjo Schlumberger



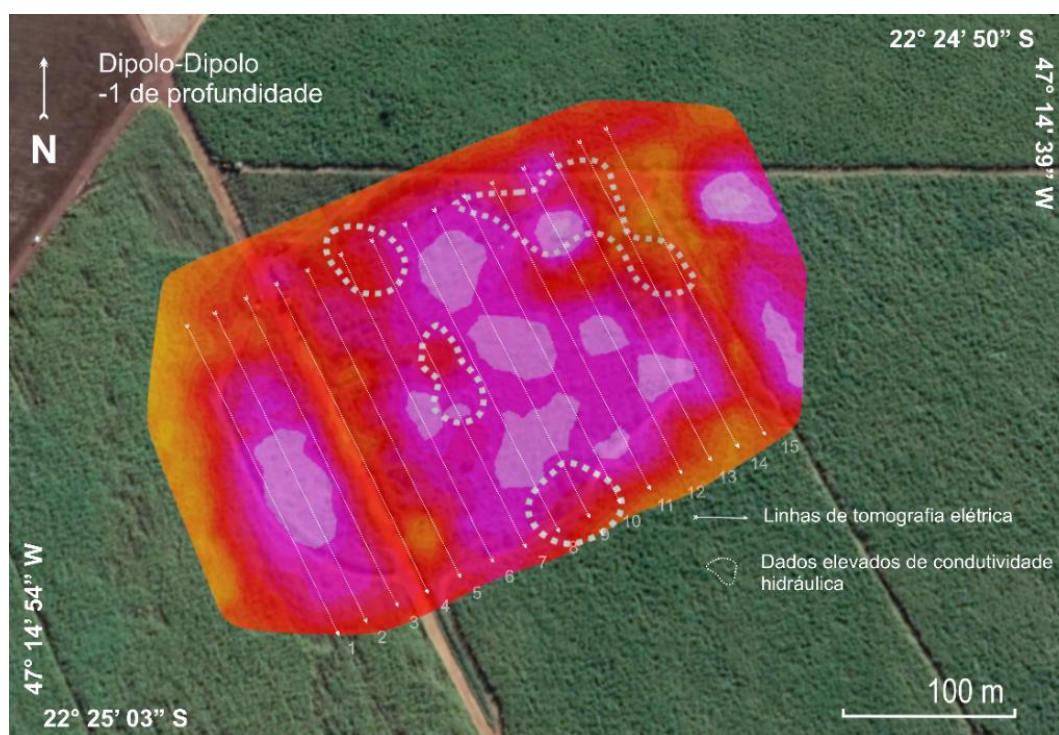
Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

Figura 53 - Correlação entre dados de tomografia elétrica e condutividade hidráulica para o arranjo Wenner



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

Figura 54 - Correlação entre dados de tomografia elétrica e condutividade hidráulica para o arranjo Dipolo-dipolo



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

O centro da área úmida é a zona de lixiviação vertical do aquífero livre, este presente na base do solo e suportado pela rocha silto-arenosa da Formação Tatuí e superior ao aquífero Tubarão, que são representados nos modelos geofísicos de inversão no centro de cada linha e determinam pontos principais de fluxo de recarga vertical além de indicarem o carreamento de íons e partículas (argilominerais) para dentro do aquífero profundo.

Consequentemente, ocorre a depleção de locais com valores de condutividade hidráulica maior. A evolução desse processo cria um caminho preferencial vertical de maior velocidade de fluxo e promove a conexão entre a superfície e o aquífero Tubarão, fato este que caracteriza determinadas áreas úmidas como zonas de recarga. No período de chuvas, a transmissividade na superfície ou próximo a ela diminui consideravelmente devido ao aumento da saturação nos poros e resulta no acúmulo de água na superfície por um determinado período, embora curto do ano, e um fluxo mais verticalizado sob o centro da área úmida, decorrente tanto do maior escoamento das regiões do entorno quanto do acúmulo na superfície ser maior.

Existe uma sazonalidade em relação à dinâmica hídrica da área úmida devido à recarga ocorrer principalmente nos meses mais chuvosos (dezembro a março), quando o sistema é reabastecido por água pluvial e, consequente, escoamento superficial que provém da região circunvizinha e topograficamente mais elevada.

No contexto de ecossistemas aquáticos em bacias de ordem zero, existem as áreas úmidas completamente circundadas por terrenos topograficamente mais elevados, denominadas de “áreas úmidas geograficamente isoladas” (*geographically isolated wetlands*) (WINTER, 1988; TINER 2003; McLAUGHLIN *et al.*, 2014; LEIBOWITZ, 2015; CALHOUN *et al.*, 2017; LEIBOWITZ *et al.*, 2018), embora o termo isolado não deva ser compreendido no sentido de funcionalidade (MUSHET *et al.*, 2015). Os terrenos mais elevados do seu entorno permitem que a água superficial escoe para a área úmida, ainda que o cálculo do balanço hídrico de uma área úmida demande um maior número de dados de parâmetros hídricos e físicos do solo (VAN DER KAMP & HAYASHI 2009; HAYASHI *et al.*, 2016).

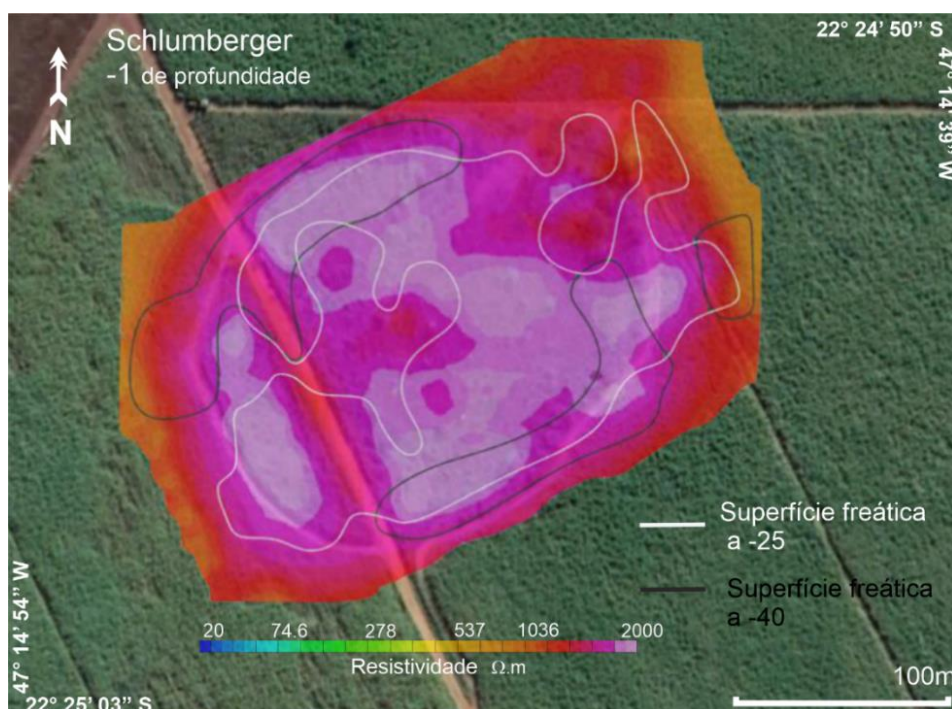
Nos meses de estiagem (abril a setembro), o aquífero raso recarrega o aquífero Tubarão em maiores profundidades através da água absorvida no solo, com alta capacidade de armazenamento e baixa transmissividade. O material silto-arenoso tem capacidade de absorção em sua estrutura e faz com que a água absorvida recarregue lentamente a superfície freática com o passar do tempo. Na região, entorno da área úmida, o período de estiagem configura o período de colheita mecanizada da cana, esta que pode promover a diminuição de mais de 70% nos valores de infiltração de água no solo quando comparado à colheita manual pelo método de

queimada (TOMASINI *et al.*, 2010). Por outro lado, o período chuvoso coincide com o plantio de um novo ciclo de cultivo do insumo na área.

A análise das superfícies freáticas é realizada em três profundidades distintas: -1 m representam as zonas de altos valores de resistividade, -25 m correspondem a zonas de valores intermediários de resistividade, e a -40 metros de profundidade correspondem as superfícies de maior profundidade interpoladas e representam valores baixos do parâmetro de resistividade elétrica.

Estas superfícies foram estimadas para cada arranjo geofísico e através da correlação entre elas, é possível notar que estes locais de altos valores de resistividade na superfície (-1 m) representam o fluxo preferencial de recarga para o aquífero superficial (-25 m), visto que altos valores de resistividade por vezes representam solos secos e com alta capacidade de infiltração, representados pela linha branca. A -40 m, a superfície de maior profundidade estimada, os pontos de menores valores de resistividade representados pelas linhas pretas estão concentrados nas bordas da área úmida, que extrapolam para a área de cultivo de cana-de-açúcar, conforme constatado nos resultados para o arranjo Schlumberger (Figura 55).

Figure 55 - Correlação entre dados de tomografia elétrica em arranjo SC e superfície freática

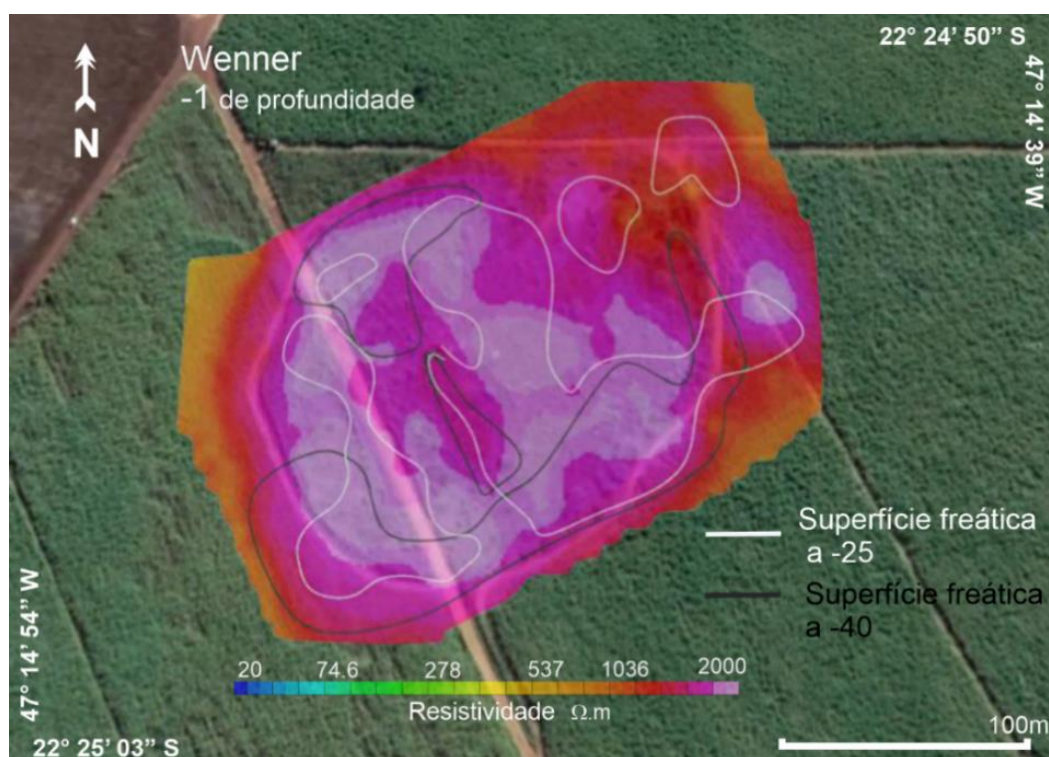


Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

No arranjo WN, na superfície a -1 m de profundidade ocorre a diferenciação dos altos valores de resistividade representados pelas cores rosas a avermelhadas e que delimitam bem a

área úmida, e um ponto fora dos limites da área, a oeste da superfície, na área da cana-de-açúcar, em relação aos valores relativamente mais baixos que os valores obtidos para a área úmida. Nesta região de altos valores ocorre o fluxo preferencial de recarga (Figura 56). A -25 m os locais de menores valores de resistividade, para esta superfície e sobreposto à superfície de -1 m que corresponde à superfície do solo, demonstra os locais do aquífero superficial que serve para abastecer o aquífero profundo.

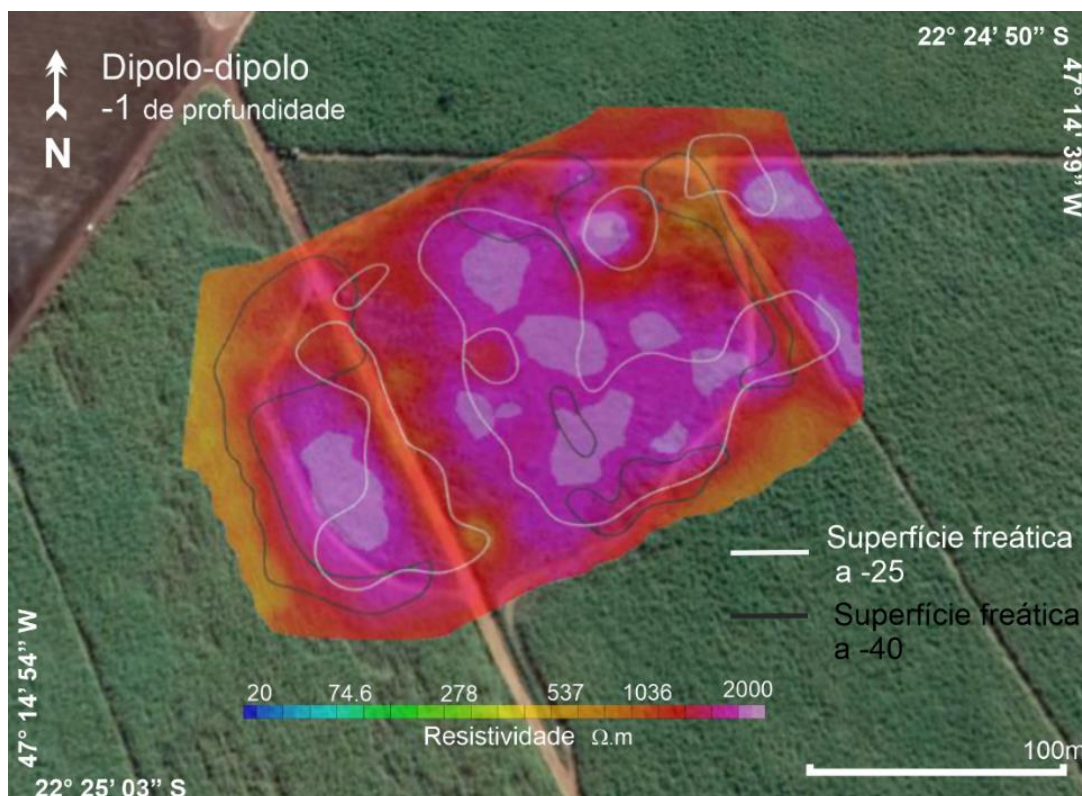
Figura 56 - Correlação entre dados de tomografia elétrica em arranjo WN e superfície freática



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

No arranjo DD a superfície a -1m delimita vários pontos de cor rosa na região da área úmida e pontos a oeste do mapa, além dos limites da área úmida (Figura 57). A linha branca que delimita os baixos valores de resistividade a -25 m coincide com os dados da superfície de altos valores de resistividade. A -40 m de profundidade a linha preta na superfície margeia toda a borda da área úmida, além de um ponto no centro da região.

Figura 57 - Correlação entre dados de tomografia elétrica em arranjo DD e superfície freática



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

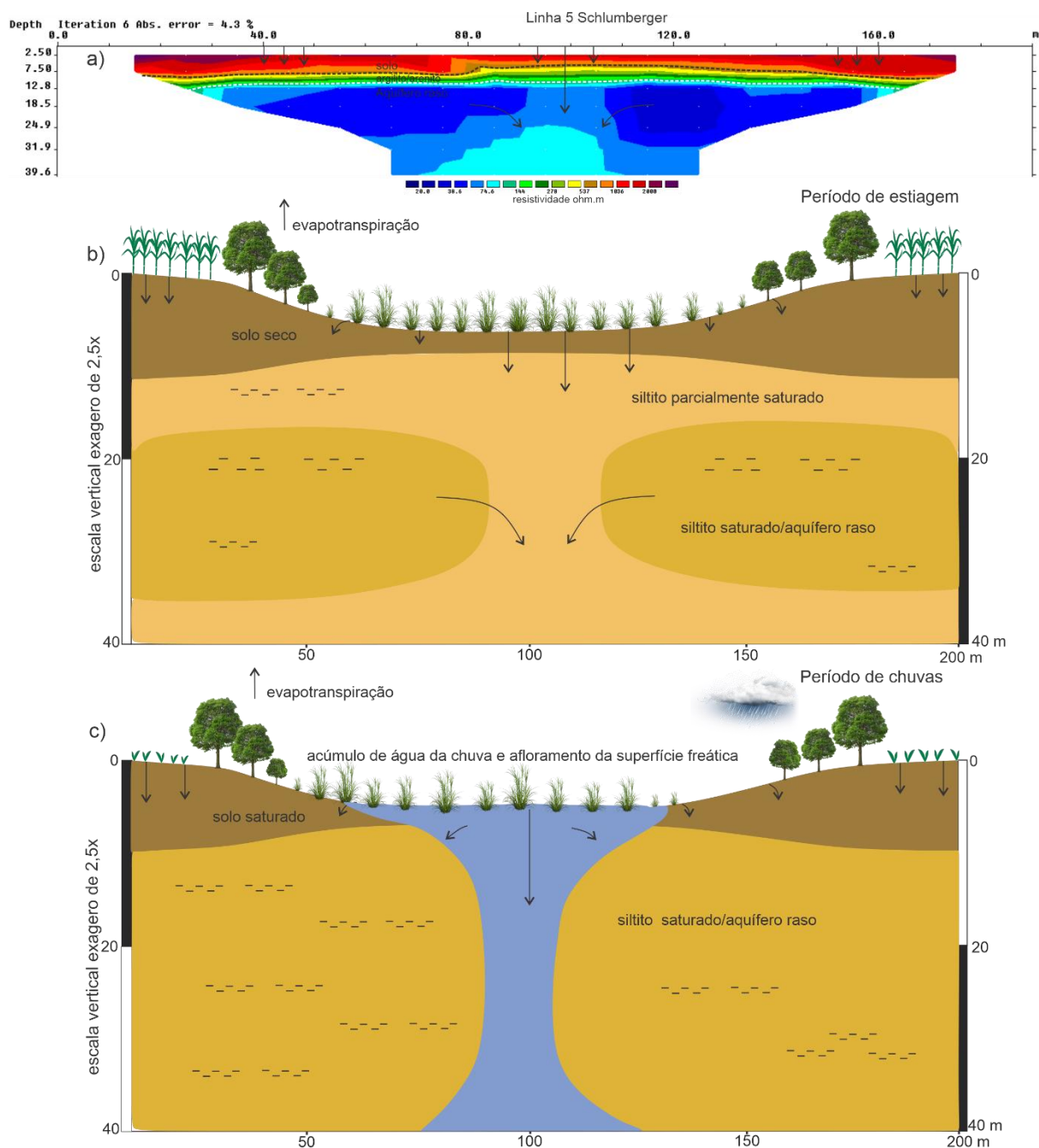
Os resultados de tomografia elétrica demonstram que os locais preferenciais de recarga estão a cerca de 80 m de distância na superfície da linha de aquisição até cerca de 110 m, com leve diminuição das linhas 5 para a linha 8, compatíveis com os locais de maior valor de condutividade hidráulica e regiões de depleção da área. Os terrenos mais elevados do seu entorno permitem que a água superficial escoe para a AU, embora o cálculo do balanço hídrico de uma área úmida demande maior número de dados de parâmetros hídricos e físicos do solo (VAN DER KAMP & HAYASHI, 2009).

A partir da integração e correlação entre cada resultado obtido, foi possível determinar um modelo de recarga para a área úmida (Figura 59a). Nos meses de estiagem (abril a setembro) (Figura 58a), a camada superficial do modelo representa o solo seco mais espesso e até cerca de 12 m de profundidade ao redor da área úmida e espessura de cerca de 2 m dentro da área úmida.

Em profundidades pouco maiores, o aquífero armazena a água absorvida com alta capacidade de armazenamento e baixa transmissividade e exerce a função de recarga para o aquífero presente em maiores profundidades. O material silto-arenoso tem capacidade de absorção em sua estrutura e faz com que a água absorvida recarregue lentamente a superfície freática com o passar do tempo. Na região, entorno da área úmida, o período de estiagem configura o período de colheita mecanizada da cana-de-açúcar, esta que pode promover a

diminuição de mais de 70% nos valores de infiltração de água no solo quando comparada à colheita manual pelo método de queimada (TOMASINI *et al.*, 2010). Por outro lado, o período chuvoso coincide com o plantio de um novo ciclo de cultivo do insumo na área.

Figura 58 - Modelo geofísico-hidrogeológico de infiltração proposto para a área de estudos. Dados de período de chuvas foram inferidos a partir da análise do comportamento da área a) modelo de inversão b) modelo de estiagem c) modelo de chuvas



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

O modelo geofísico-hidrológico proposto para a época de precipitações mais intensas propõe que ocorra a saturação dos siltitos e arenitos sazonalmente, como resultado da oscilação da superfície freática em épocas de intensa precipitação e de infiltração (Figura 58b).

A capacidade de transmissividade na superfície ou próximo a ela diminui consideravelmente devido ao aumento da saturação nos poros e resulta no acúmulo de água na superfície delimitada pela área úmida por determinado período. Nesse período, os sedimentos argilosos absorvem a água da superfície em sua estrutura até a completa saturação. Quando superada essa capacidade de absorção, a água acumulará na superfície, mesmo que por um curto período, cerca de poucos dias, devido à recarga direta da superfície freática rasa.

É proposto que o centro da área úmida seja uma zona de mobilização vertical do aquífero livre, este presente na base do solo e suportado pela rocha silto-arenosa da Formação Tatuí e superior ao aquífero profundo, que são representados nos modelos geofísicos de inversão no centro de cada linha, determinam pontos principais de fluxo de recarga vertical e indicam o carreamento de íons e partículas (argilominerais) para dentro do aquífero profundo. Consequentemente, ocorre a depleção de locais onde os valores de condutividade hidráulica sejam maiores e um fluxo mais verticalizado sob o centro da área úmida, decorrente tanto do maior escoamento das regiões do entorno quanto do acúmulo na superfície ser maior.

Estes resultados retratam a dinâmica hídrica desta área, resultado das propriedades silto-arenosas do solo descrito como Latossolo vermelho-amarelo, de origem em relevos pouco acidentados, como solos oriundos de depressões, profundos e bem drenados. Quando em períodos de estiagem, o solo mais seco aumenta a capacidade de deixar a água infiltrar com maior facilidade. As propriedades silto-arenosas gerais do solo em épocas chuvosas fazem com que o solo retenha e permita o armazenamento de quantidades significativas de água com o passar do tempo e posterior liberação do volume lentamente para as camadas mais profundas.

A possível variabilidade faciológica do solo pontualmente indica os locais mais propícios ao processo de infiltração da água de forma mais rápida do que em relação ao restante da cobertura de pontos dentro da área úmida. A maior quantidade de sedimentos de argila + silte em relação aos sedimentos arenosos resultam em valores de condutividade hidráulica menores quando comparados aos locais com solos arenosos.

A radiação gama medida depende fundamentalmente das condições geográficas, geológicas e pedológicas locais, e os processos pedogenéticos resultantes do comportamento geoquímico dos radioelementos frente à ação do intemperismo e ao uso intensivo de insumos fosfatados no cultivo em relevo relativamente plano podem destacar as zonas de carreamento destes materiais para dentro da área úmida.

A partir da análise dos resultados, foi verificado que as concentrações dependem de várias propriedades físicas das amostras, da composição química, da estrutura interna do solo, tamanho dos grãos, tipo de mineralização e permeabilidade do solo, bem como a interação com a água presentes nos poros, que podem remobilizar o urânio e o tório e lixiviar o potássio. Os maiores valores obtidos destacados correspondem a locais onde a superfície freática é mais profunda, em torno de 8 m a 13 m, e a infiltração ocorre de maneira mais difusa. Os locais estes em que o fluxo verticalizado é mais pronunciado e ocorre a recarga direta os valores de K são menores.

Áreas úmidas antropizadas são locais onde podem ocorrer inversão ou cessamento da maioria dos processos ecológicos que deveriam estar relacionados às áreas úmidas bem como redução da recarga de água, devido aos desvios ocasionados por atividades agrícolas e industriais, como consequência do pouco conhecimento e compreensão dos valores das áreas úmidas (DAVIDSON *et al.*, 1991; SHUQUIN *et al.*, 2007; KHATRI & TYAGI, 2015).

A alteração dos parâmetros quantitativos e qualitativos da água devido à conversão desses ecossistemas em áreas de cultivo agrícola faz com que a dinâmica hídrica desses locais seja alterada (REIS *et al.*, 2015; CHANG *et al.*, 2021). O aumento da radioatividade natural no solo ocasionado pela utilização de fertilizantes pode ser acompanhado pelo aumento mesmo que gradativo da radioatividade presente na cultura (REHMAN *et al.*, 2006).

A integração entre as análises proporcionou delimitar que através de caminhos preferenciais ocorre a infiltração em sua maioria dentro dos limites da área úmida, nos locais onde os valores de resistividade são elevados em relação ao seu redor, e em profundidades médias está o aquífero superficial, como primeira etapa de acúmulo de água na superfície, e em maiores profundidades ocorre o abastecimento do aquífero superficial para o aquífero profundo.

Existe uma sazonalidade em relação à dinâmica hídrica da área úmida devido à recarga ocorrer principalmente nos meses mais chuvosos (dezembro a março), em que o sistema é reabastecido por água pluvial e, consequente, por escoamento superficial que provém da região circunvizinha e topograficamente mais elevada. Possivelmente, a utilização ao longo de décadas de fertilizantes fosfatados em grandes quantidades levou à redistribuição por todo o ambiente de grandes quantidades de produtos de decomposição de urânio.

6.3 COMPARAÇÃO ENTRE ARRANJOS DE TOMOGRAFIA ELÉTRICA

Serão apresentados os modelos de inversão das linhas 4, 5, 7, 8, 11 e 12, em que ocorrem discrepâncias entre os resultados apresentados (Figuras 59 a 76). Os arranjos SC e WN alcançaram a profundidade máxima de 39,6 m, enquanto o DD obteve leituras até 48 m abaixo

da superfície. Nos níveis mais superficiais, até 10 m de profundidade os resultados não apresentam discrepâncias consideráveis entre os modelos. As maiores incoerências existentes ocorrem nos resultados de propagação de campo potencial elétrico para os modelos de inversão a partir da zona saturada, de profundidades superiores a 10 m.

É importante ressaltar que alguns resultados variam para cada arranjo, mas as espessuras das camadas com mesmo valor de resistividade inferidas pelo resultado geofísico mantidos proporcionais, de acordo com as linhas pontilhadas apresentadas nos modelos de inversão, exceto somente para a linha 4 (Figuras 59, 60 e 61). Embora dentro dos limites da área úmida, os resultados apresentados estão sob a estrada rural, utilizada para acesso da área de cultivo e apresenta a camada de solo inferida pelos resultados geofísicos de altos valores de resistividade, com maior espessura em relação às linhas adjacentes.

A linha tracejada preta corresponde à divisão entre os elevados valores de resistividade ($>1000 \Omega.m$), e intermediários ($1.000 \Omega.m > x > 100 \Omega.m$), correspondentes ao solo seco e a rocha parcialmente saturada, respectivamente. Já a linha tracejada de cor branca corresponde à diferença entre o meio parcialmente saturado com valores de resistividade abaixo de $100 \Omega.m$. Em maiores profundidades está o meio completamente saturado que pode atingir valores de resistividade da ordem de $20 \Omega.m$.

Em todas as linhas apresentadas, o arranjo DD exhibe uma camada geoeletrica com valores de resistividades elevados a partir de 30 m de profundidade, delimitada por tracejado de cor preta, o que a difere dos outros arranjos cujos valores de resistividade permanecem baixos em níveis profundos, sem qualquer indício de aumento significativo (Figuras 61, 64, 67, 70, 73, 76).

No arranjo SC, as linhas 5, 7 e 8 apresentam contrastes bem definidos que envolvem uma camada de alta resistividade de cerca de 8 m de profundidade, seguida de um nível intermediário de resistividade e, a partir dos 12,5 m, é iniciada uma zona de baixos valores do parâmetro medido (Figuras 62, 65, 68). Entre as distâncias de 90 m a 110 m, a partir do início d aquisição na superfície, este arranjo delinea uma diferenciação entre os valores de resistividade abaixo de $100 \Omega.m$. Do mesmo modo, a linha 11 (Figura 71) delimita entre as distancias de 90 m e 110 m uma zona de infiltração vertical bem como a resposta obtida no arranjo DD (Figura 73).

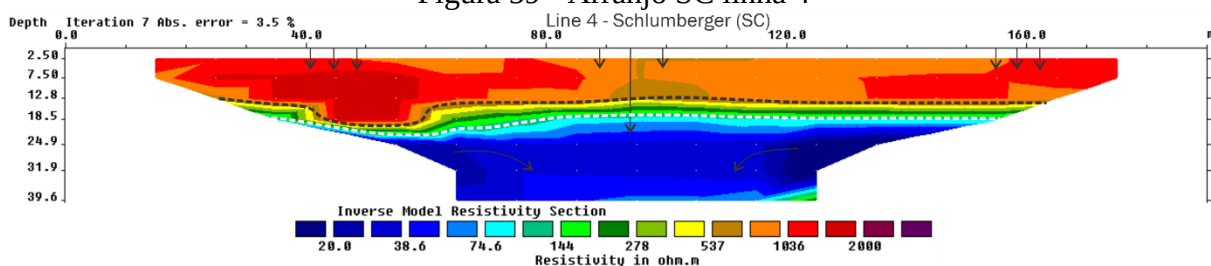
O arranjo WN, referente às linhas 5, 8 e 12 (Figuras 63, 69, 75), apresenta uma camada de maior resistividade próxima à superfície, seguida por uma camada de valores intermediários e duas estruturas com valores significativamente baixos, tanto à esquerda quanto à direita dos modelos apresentados, além de uma anomalia vertical próxima ao centro do modelo de inversão

caracterizada por baixa resistividade ($>70 \Omega.m$), porém mais resistiva e contrastante com suas laterais ($<40 \Omega.m$). Por outro lado, as linhas 4 e 7 (Figuras 60 e 66) apresentam apenas uma camada homogênea de baixa resistividade, sem contraste de anomalias. A Linha 11, por sua vez, apresenta a zona de infiltração vertical deslocada em relação aos outros arranjos em cerca de 20 m entre as distâncias de 90 m e 110 m a partir da origem (Figura 72).

No arranjo DD, os modelos de inversão das linhas 5 e 7 são similares, seja pela existência de camadas de solo com alto valor de resistividade na superfície ou pelo decréscimo dos valores de resistividade com o aumento da profundidade (Figuras 64 e 67). Uma característica bastante marcante dessas linhas de aquisição com base no arranjo DD é a presença de um nível de alta resistividade abaixo da profundidade de 24 m. A linha 4 apresenta correlação entre as camadas identificadas e descritas nos outros arranjos, embora exista uma camada de baixos valores de resistividade na porção central do modelo de inversão, entre 18 m e 30 m de profundidade (Figura 61).

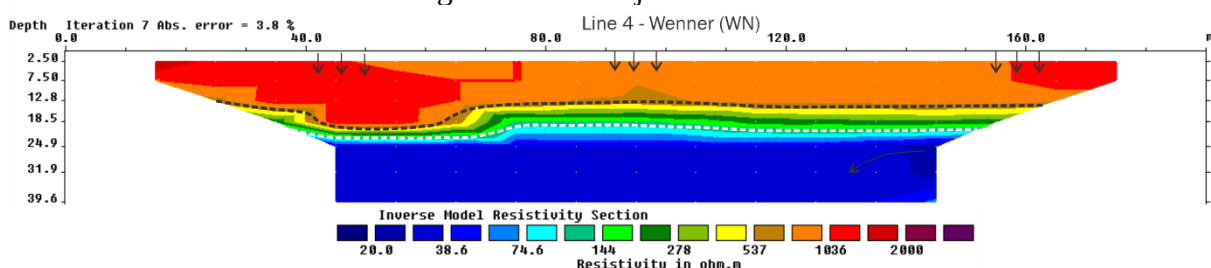
Na linha 8 as estruturas exibidas nos modelos anteriores são mantidas, com leve deslocamento das estruturas menos resistivas, a cerca de 75 m de distância a partir da origem, além de uma clara estrutura circular resistiva, delineada em maiores profundidades (Figura 70). De modo diferenciado, o modelo de inversão obtido pela linha 12, entre 60 m e 90 m ao longo da aquisição, foi constatada uma estrutura resistiva vertical que abrange os níveis mais superficiais até a profundidade de 48 m (Figura 76).

Figura 59 - Arranjo SC linha 4



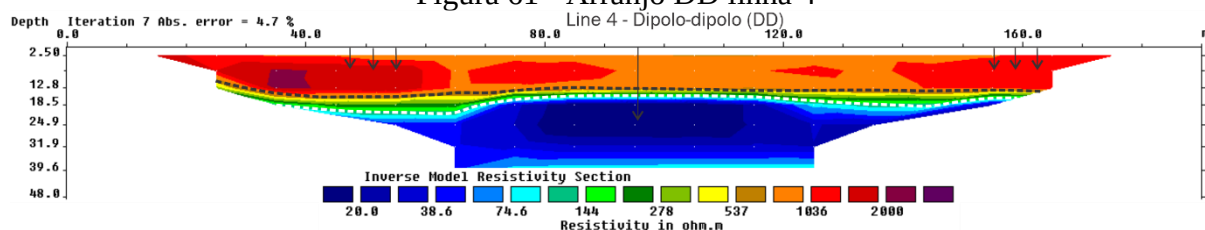
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 60 - Arranjo WN linha 4



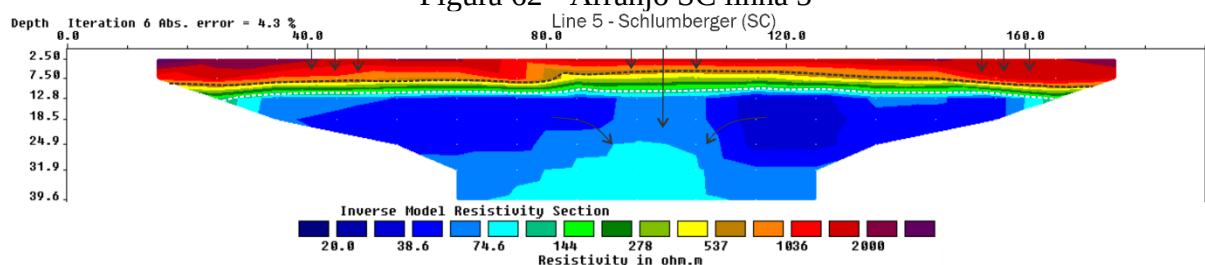
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 61 - Arranjo DD linha 4



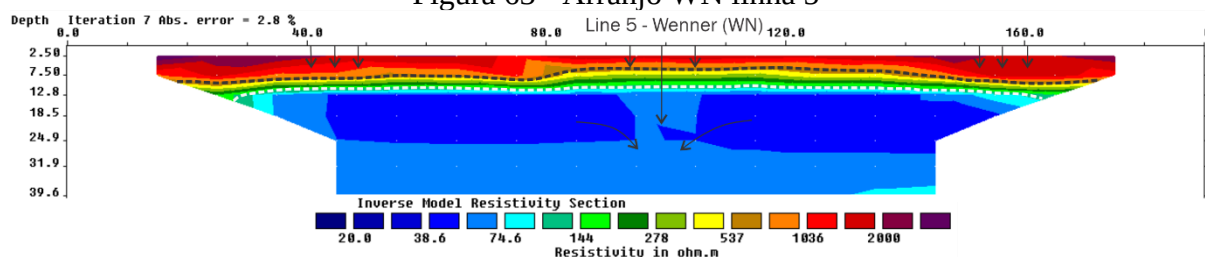
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 62 - Arranjo SC linha 5



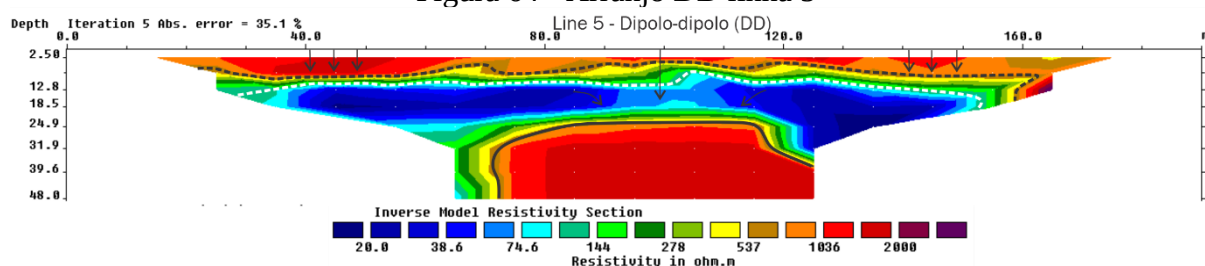
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 63 - Arranjo WN linha 5



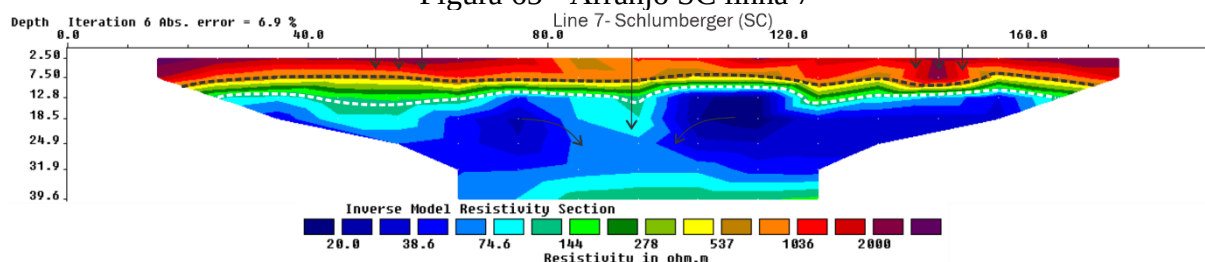
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 64 - Arranjo DD linha 5



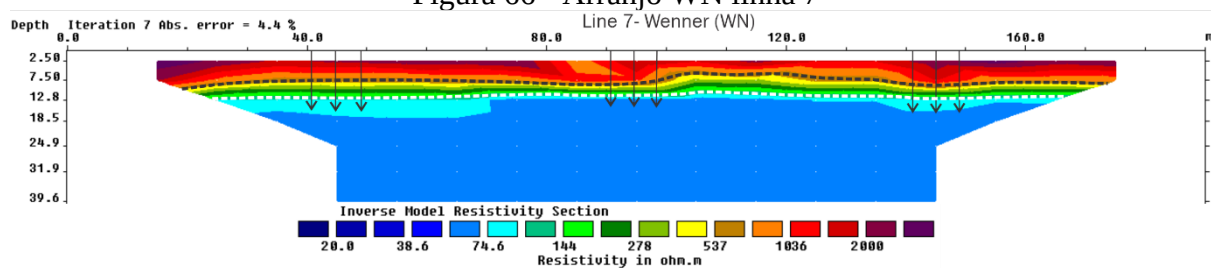
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 65 - Arranjo SC linha 7



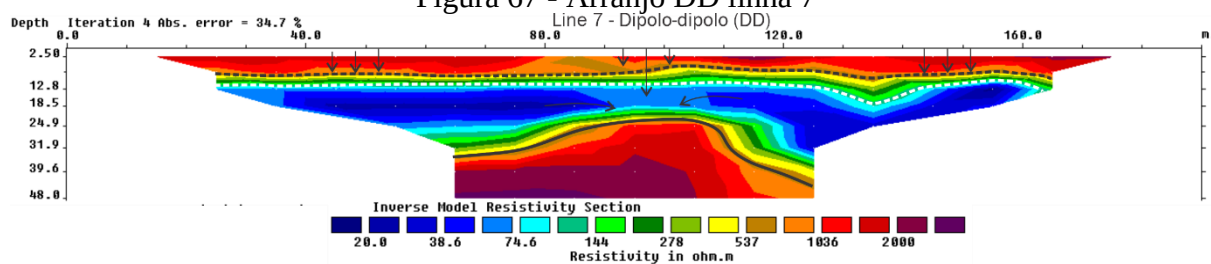
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 66 - Arranjo WN linha 7



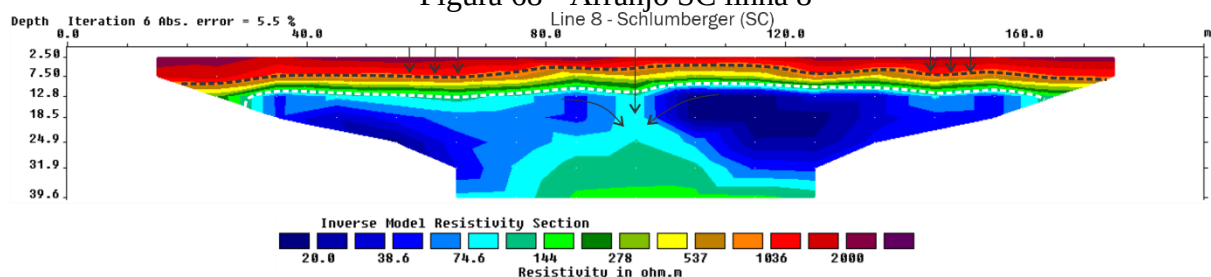
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 67 - Arranjo DD linha 7



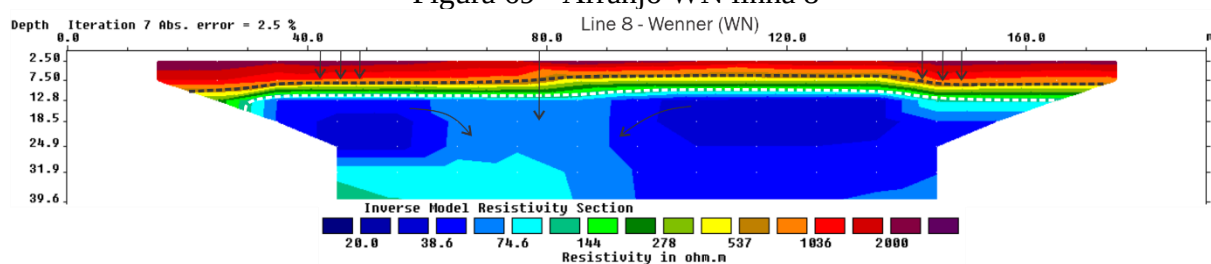
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 68 - Arranjo SC linha 8



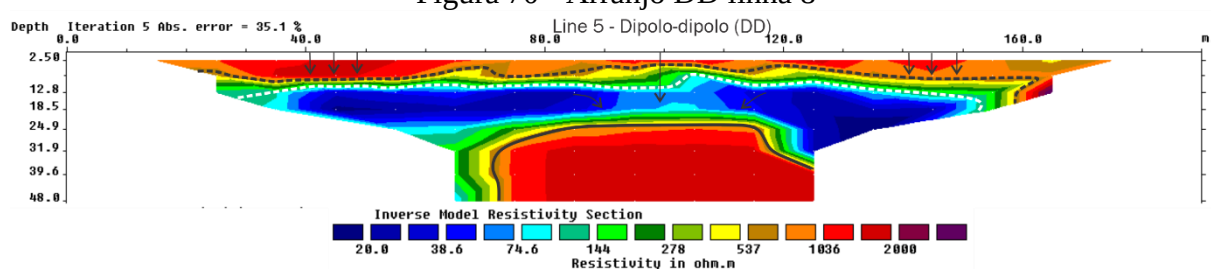
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 69 - Arranjo WN linha 8



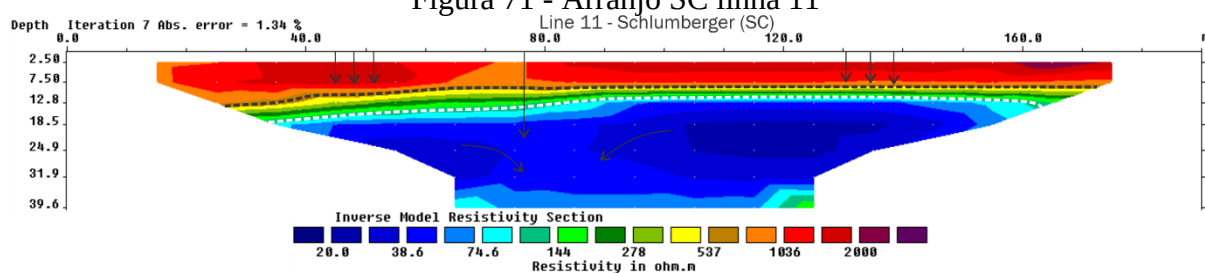
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 70 - Arranjo DD linha 8



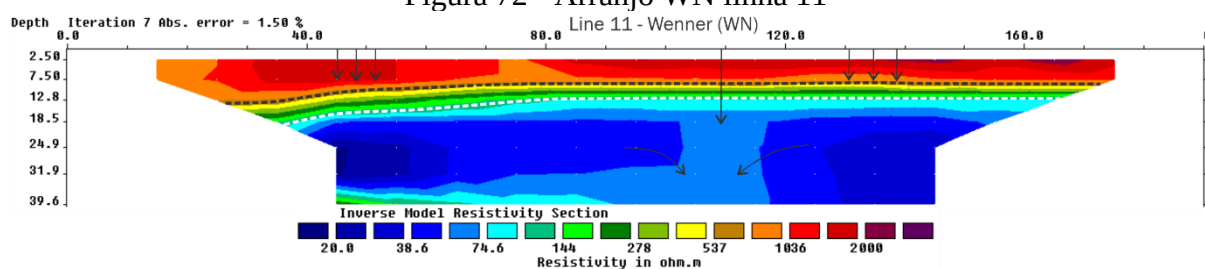
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 71 - Arranjo SC linha 11



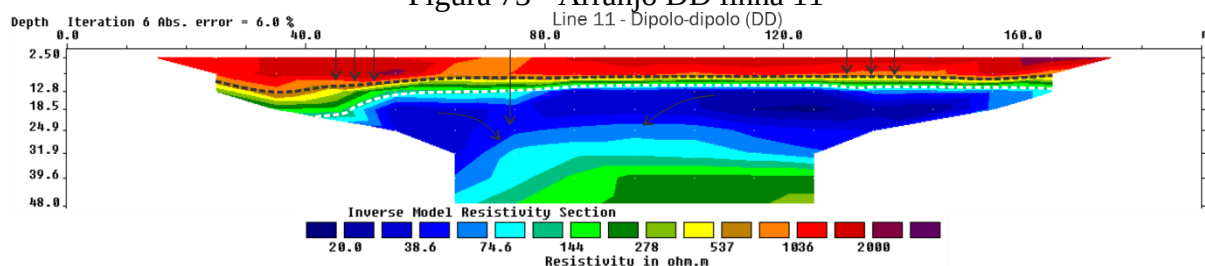
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 72 - Arranjo WN linha 11



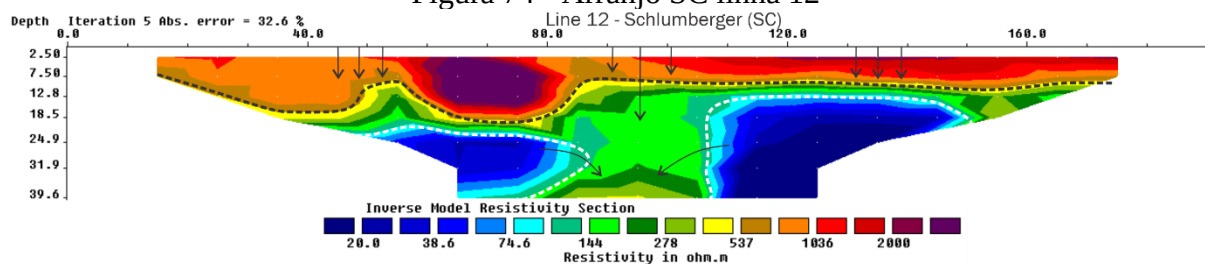
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 73 - Arranjo DD linha 11



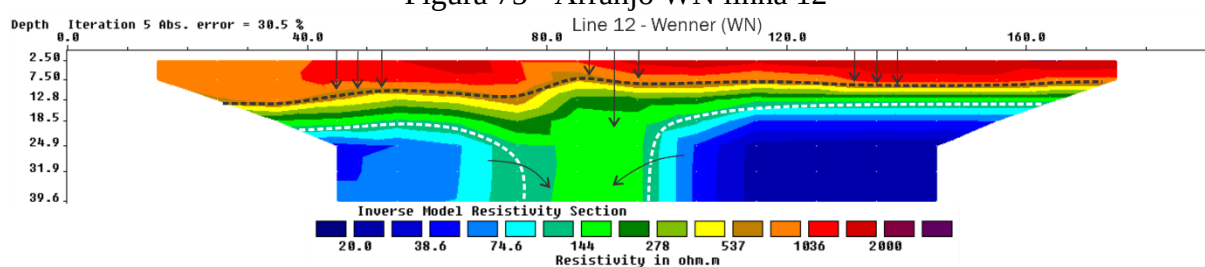
Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 74 - Arranjo SC linha 12

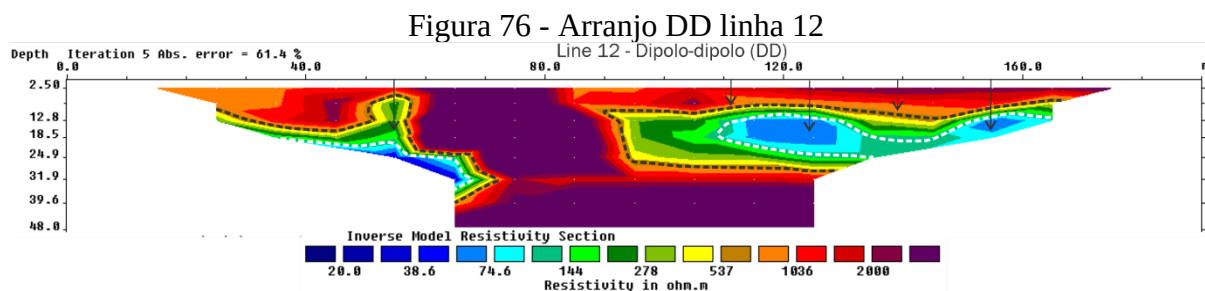


Fonte: PRÓPRIA AUTORA.

Figura 75 - Arranjo WN linha 12



Fonte: PRÓPRIA AUTORA.



A aplicação de três arranjos distintos em uma mesma linha de aquisição teve o intuito de determinar as semelhanças e as diferenças das propagações de campo potencial elétrico e consequentes resultados obtidos para cada configuração de eletrodos, em um mesmo meio.

Os resultados obtidos nesta pesquisa em meio geológico silto-arenoso, com elevado grau de saturação, para as linhas de aquisição 5, 8 e 11 em formato 2D através dos arranjos SC, WN e DD delimitam com clareza uma zona onde ocorre infiltração e/ou recarga do aquífero sotoposto, cuja geometria consiste em uma estrutura verticalizada e presente em profundidades superiores a 10 m na maioria dos produtos geofísicos, com exceção do modelo de inversão da linha 7 do arranjo WN e linhas 5, 7 e 12 para o DD.

O arranjo DD é comumente utilizado para o mapeamento de estruturas verticais, como diques e cavidades, devido à boa resolução lateral. Conforme apontado nos modelos de inversão 5, 7 e 8, uma pequena zona de infiltração no centro da área úmida torna evidente a utilização dessa configuração de eletrodos na determinação de estruturas verticalizadas. Tal arranjo favorece uma maior sensibilidade em profundidades rasas e leituras próximas da superfície (FURMAN *et al.*, 2003) (Figuras 64, 67 e 70).

A resposta a propagação de campo potencial elétrico de incidência inclinada torna essa configuração ineficiente na identificação de estruturas muito horizontalizadas, o que nos dados apresentados gerou uma superestimação dos valores de resistividade em maiores profundidades (WARD, 1990). Além disso, alguns artefatos ou distorções de propagação do campo elétrico, como a anomalia resistiva circular presente na linha 8 (Figura 70), podem aparecer nos modelos de inversão em virtude de pequenas variações geológicas tridimensionais e não retratarem a subsuperfície da maneira mais real possível (DAHLIN & ZHOU, 2004).

O arranjo DD evidência grandes anomalias resistivas, observados claramente nos dados geofísicos das linhas 5 e 7 a profundidades superiores a 22 m, produtos que não caracterizam uma zona de infiltração com alta umidade de saturação do meio do aquífero superior para o inferior, mais profundo (Figura 64 e 67). Com o aumento do espaçamento entre os eletrodos de emissão de corrente em relação ao dipolo, que mede a diferença de potencial, menos leituras de

pontos serão realizadas na subsuperfície, o que acarreta numa diminuição da precisão dos dados em profundidades maiores.

Assim, tal arranjo possui limitações na delimitação do contraste entre as zonas de alta resistividade, observadas em profundidades superiores a 10 m, evidenciados pelo alto valor de desvio *RMS*, em comparação aos demais arranjos, superiores a 25%. Nas distâncias entre 60 m até 80 m a partir do início da linha 12, o arranjo DD apresenta altos valores de resistividade (2000 Ω .m) com continuidades laterais e verticais. Devido a esta superestimação dos valores de resistividade obtidos, este modelo de inversão apresenta alto desvio *RMS* (61,4%) em relação aos desvios próximos de 30 % para os arranjos WN e SC.

O aumento exponencial do valor de resistividade para este arranjo é resultado da forma inclinada de propagação do campo elétrico que, quando em contato com uma estrutura verticalizada e possivelmente de área de recarga com progressão lateral, ocorre a superestimação dos valores altos de resistividade, como observado no prolongamento em profundidade da anomalia de alta resistividade da linha 12. Esta relação determina a diminuição da sensibilidade dessa disposição de eletrodos na resolução de anomalias verticalizadas com alto grau de saturação (NYQUIST *et al.*, 2007).

O modelo de inversão para o WN para a linha de aquisição 7 não demonstra uma clara diferenciação faciológica gerada na zona principal de recarga, conforme previsto no modelo de infiltração. Isso ocorre em razão da propagação do campo potencial elétrico favorecer o delineamento de camadas horizontais, enquanto a detecção de variações laterais (estruturas verticais estreitas) é prejudicada (LOKE, 1999).

Em outras palavras, o arranjo WN é indicado quando ocorrem variações verticais de resistividade. No caso dos modelos de inversão gerados, houve uma baixa sensibilidade a contrastes laterais de uma camada e, portanto, esse arranjo suaviza a zona de infiltração, exceto onde o contraste é pronunciado, como observado na linha 12. De acordo com os resultados obtidos com arranjo WN, os dados tendem a apresentar menor risco de interferência por ruídos quando comparadas às demais configurações, o que resulta em baixos valores *RMS*, na ordem de 6,5%, 4,4% e 2,5% para as linhas 5, 7 e 8, respectivamente (Figuras 63, 66 e 69).

O arranjo Schlumberger apresenta boa resolução vertical, o que o torna mais indicado quando é esperada a delimitação de estruturas horizontais. As linhas 5, 7, 8 e 12 apresentam camadas horizontais bem delimitadas, bem como as zonas de infiltração entre a água superficial para a subterrânea, em todos os modelos de inversão (Figuras 62, 65, 68, 74). O arranjo SC tem vantagem em relação aos demais arranjos quanto à resolução dos dados em profundidade devido à quantidade de pontos medidos em subsuperfície ser superior aos demais e, mesmo

com uma ligeira redução na relação sinal/ruído, pode oferecer uma melhor resolução de imagem (LOKE, 1999). Os valores *RMS* associados à cada linha corresponderam a 4,3% na linha 5, 6,9% na linha 7, 5,5% na linha 8 e 32,6% na linha 12.

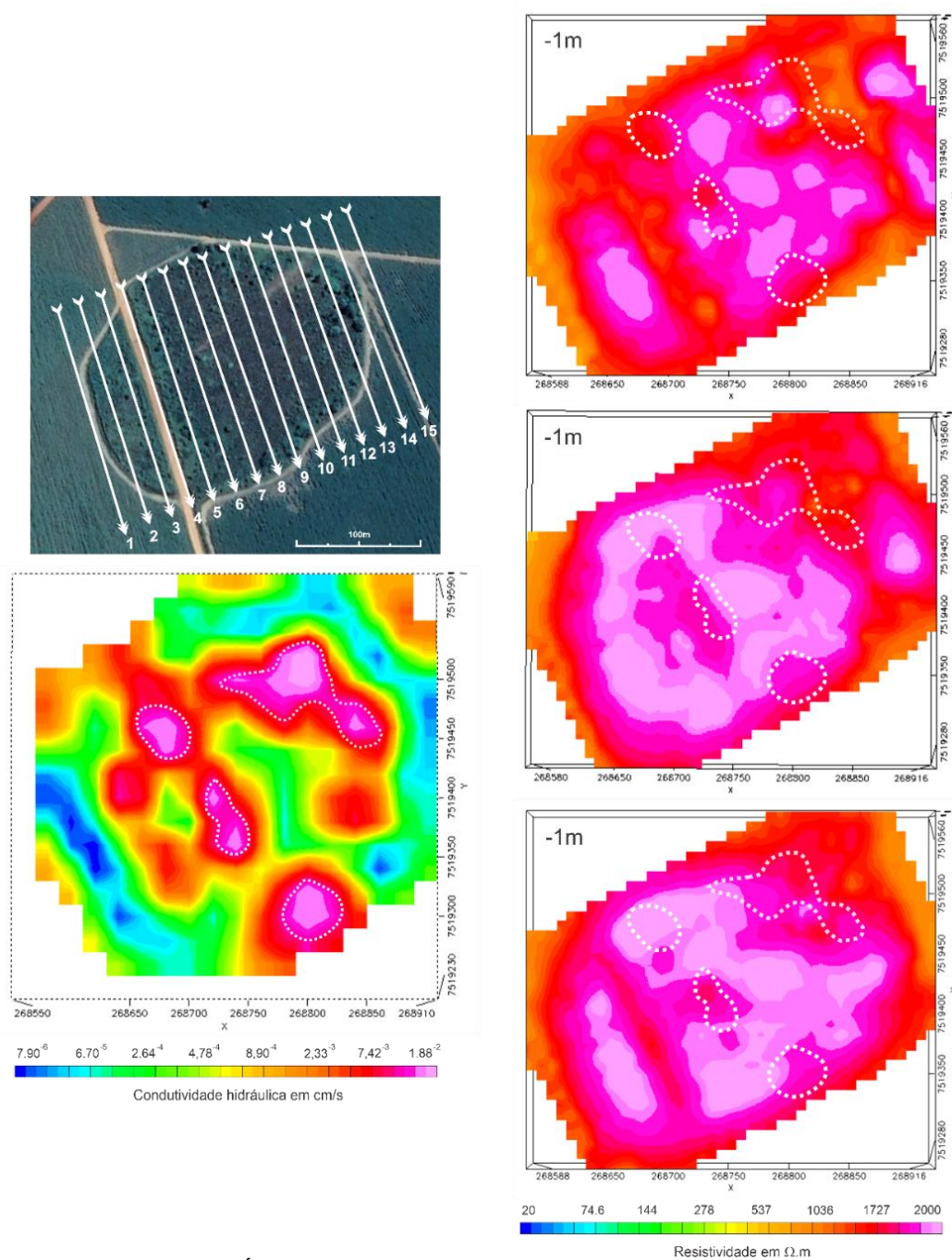
Nas superfícies interpoladas em formato 2,5D, a profundidade de 1 m para os arranjos SC, WN e DD apresenta de modo geral altos valores de resistividade (Figura 77 b, c, d). No arranjo SC a superfície é caracterizada por altos valores de resistividade em quase toda sua totalidade, tons rosados representam os maiores valores de resistividade, cerca de 2000 $\Omega.m$, e estão mais ao centro da superfície apresentada, tons avermelhados à alaranjados estão presentes nas bordas, os valores de resistividade estão próximos a 1500 $\Omega.m$. No arranjo WN, o centro apresenta os maiores valores de resistividade ($>1500 \Omega.m$) e as bordas apresentam coloração alaranjada e resistividade ($<600 \Omega.m > 1000 \Omega.m$).

No DD a superfície apresenta cores quentes intensas, desde rosa, que indica valores altos de resistividade nas estruturas circulares, até o vermelho das bordas destas estruturas. Valores intermediários a altos representam a cor laranja, disposta por quase toda a superfície, principalmente nas bordas da superfície. As superfícies geradas pelos arranjos SC e DD (Figuras 77 b, d) apresentam divisão entre os altos valores de resistividade, marcado pelo valor relativamente mais baixo (cor vermelha) presente na linha 4.

Os resultados obtidos pelo modelamento em 2,5 D foram correlacionados com os dados de condutividade hidráulica, representados pelas linhas contínuas pretas nas imagens, e representam os principais pontos de infiltração representados nas imagens pelos maiores valores de condutividade hidráulica obtidos.

Embora os arranjos destacados apresentem semelhanças, como o caso dos arranjos SC e WN, é importante ressaltar que cada configuração de eletrodos resulta em propagações de campo potencial elétrico distintas, portanto, a depender do objetivo da pesquisa, é necessária uma avaliação prévia e minuciosa das vantagens e desvantagens do arranjo a ser aplicado.

Figura 77 - Correlação entre dados de condutividade hidráulica e geofísicos



Fonte: PRÓPRIA AUTORA E MAXAR TECHNOLOGIES 2020, GOOGLE.

Mesmo que em alguns casos o arranjo SC seja menos indicado a delineamentos próximos da superfície devido a sua menor sensibilidade, nos resultados obtidos nesta aquisição de dados nenhum artefato foi criado, onde o objetivo foi reconhecer zonas de infiltração d'água. Isso possibilitou uma análise completa entre os processos de interação entre a superfície e a subsuperfície devido realce dos principais pontos de infiltração evidenciados a partir dos dados de condutividade hidráulica.

Os resultados provenientes das linhas 5 e 12 para os arranjos SC e WN demonstram a semelhança entre os modelos de inversão, com semelhança entre zonas de baixos valores de resistividade no centro das linhas (linha 5) quanto à zona de valores intermediários presente na linha 12. Deste modo, as diferenças estão concentradas em pequenas distorções do campo potencial elétrico no arranjo WN quando em contato com zonas em que ocorrem aumento dos níveis de saturação com o aumento da profundidade.

Ocorre deslocamento do local de principal recarga da área úmida, estimada também pelos dados de permeabilidade (linhas 8 e 11), tanto mais à esquerda quanto mais a direita, bem como a subestimação das camadas de valores de resistividade semelhantes, como na linha 7, com maior homogeneidade nos valores de resistividade na zona saturada, diferentemente do caminho de fluxo delimitado pelo arranjo SC, visto que a diferenciação de baixos valores de resistividade neste modelo de inversão foi bem caracterizado pelo arranjo SC.

Embora para o modelamento 2,5D correlacionado os dados de condutividade hidráulica apresentem boa correlação entre a superfície WN, os dados em formato 2D evidenciam que a escolha mais apropriada de arranjo é o SC.

7 CONCLUSÕES

Nesta pesquisa a aplicação do método de permeabilidade pode demonstrar a variabilidade espacial do parâmetro de condutividade hidráulica, que ocorre dentro da área úmida em relação às suas margens e ao seu redor no cultivo da cana-de-açúcar, e em termos gerais, altos valores de condutividade hidráulica, estão presentes quanto mais próximo do centro da área úmida que representam uma zona de infiltração mais rápida. Em locais com maior atividade antrópica, principalmente ao norte do mapa gerado, os valores de infiltração foram cada vez mais lentos.

As correlações entre as análises realizadas diretamente na superfície de condutividade hidráulica e gamaespectrometria com as medidas do parâmetro físico de resistividade elétrica, determinaram a variação da superfície freática em épocas de chuvas e estiagem bem como determinaram a área úmida como uma área de recarga da água superficial para a subterrânea.

A integração das análises evidencia que a atividade agrícola desenvolvida ao longo dos anos de cultivo de cana-de-açúcar e a relevante quantidade de fertilizantes fosfatados utilizados no sistema de cultivo são fatores preponderantes na análise dos resultados superficiais e diferenciais entre a área úmida e a área de cultivo agrícola. A presença de radioelementos em fertilizantes fosfatados e a visível variação destes, em relação à área úmida com a área de cultivo de cana-de-açúcar, é o indicador da saturação destes componentes no solo e caracteriza o contraste obtido pelas imagens frente ao comportamento geoquímico dos radioelementos em relação aos processos pedogenéticos e, é o indicativo de que a área seja zona de infiltração destes elementos para o aquífero profundo.

Estes resultados caracterizam esta área como zona de recarga e define dentro de uma área úmida isolada geograficamente locais principais de infiltração, influenciados pela pluviosidade local. Embora correlações entre análises realizadas diretamente na superfície como medidas diretas de condutividade hidráulica não possam ser relacionadas diretamente com os resultados geofísicos de origem mais profunda, foi possível determinar com a combinação dos métodos os fluxos principais na superfície e estimar os pontos principais de recarga do aquífero superficial para o subterrâneo.

Desta maneira, a integridade ambiental das áreas úmidas tem o poder de influenciar, de maneira significativa, a qualidade hídrica da água subterrânea em escala regional e, a compreensão da dinâmica hidrogeológica das áreas úmidas é uma etapa fundamental em ações de gerenciamento e manejo sustentável. A grande maioria das áreas úmidas brasileiras estão inseridas em meio agrícola e a devida atenção a este ecossistema é de suma importância.

Pesquisas que visem contribuir com o entendimento destes ecossistemas podem auxiliar no aumento do seu conhecimento e na melhoria do seu gerenciamento.

A comparação entre arranjos de tomografia elétrica foi essencial para apresentar maiores informações quanto a propagação de campo potencial elétrico em meio de alta saturação, em que os dados são mais escassos. Diante do exposto, o arranjo DD apresentou resultados superestimados que produziram artefatos significativos nos modelos de inversão, incoerentes com o modelo de infiltração de área úmida. O arranjo WN, por sua vez, apresentou resultados semelhantes aos do arranjo SC, porém, em um dos modelos de inversão (linha 7), os resultados 2D tiveram maior tendência à horizontalização do campo potencial elétrico e, como consequência direta, a não definição do fluxo preferencial d'água na área úmida.

Contudo, o arranjo SC foi a configuração mais compatível com o modelo hidrogeológico de recarga esperado para a área, uma vez que retrata um eixo central de infiltração com contribuições laterais do aquífero livre para o aquífero profundo (Tubarão). Portanto, é necessária uma comparação mais aprofundada entre os arranjos de disposição de eletrodos, em diferentes espaçamentos, para avaliar a adequação de seu comportamento para aplicações práticas de pesquisas.

Desta maneira, a escolha do arranjo de aquisição de dados deve levar em conta fatores fundamentais como o alvo a ser mapeado, dimensões e profundidade para que os resultados sejam confiáveis e coerentes com o modelo geológico esperado. É importante destacar que quanto maior o espaçamento entre os eletrodos, maior será a perda da resolução dos dados tanto em profundidade quanto em lateralidade.

Pesquisas que correlacionem possível interação entre águas superficiais e subterrâneas são no contexto atual dos anos 2020 escassos no Brasil, e estudos relacionados às áreas úmidas, seja em nível de gênese, classificação e evolução destas áreas, são ainda bastante limitados. Visto que, a importância de conhecer, identificar e caracterizar tais áreas seja fundamental para que novas maneiras de manejo sejam criadas e respeitadas. Para isto, é necessário que pesquisas, principalmente em território brasileiro, sejam implementadas, e faz com que a aplicação desta pesquisa seja ainda mais relevante no cenário atual. Em continuidade a esta pesquisa, é recomendado a análise destas áreas através de monitoramento de poços, análises geoquímicas de amostras de solo e hidroquímica das águas subterrâneas para determinação quantitativa dos resultados, pois conforme evidenciado nos mapas a pouca distância da área a água subterrânea que é captada.

REFERENCIAS

ABRASCO. DOSSIÊ ABRASCO. **Um alerta sobre os impactos dos Agrotóxicos na Saúde**. 2012.

AB'SABER, A.N. Os terraços fluviais da região de São Paulo. **Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae" da Univ. Católica de São Paulo**, São Paulo, pp. 86/104, 1952/53.

AB'SABER, A. N. A terra paulista. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 23, p. 5-38, 1956.

ABGE. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. **Ensaio de Permeabilidade em Solos**: orientações para a sua execução no campo. 4.ed. São Paulo - SP. 75f. 2013a.

ACAYABA R. D'A. Dissertação de mestrado. Ocorrência de agrotóxicos usados na cana-de-açúcar em corpos d'água do Estado de São Paulo na **Faculdade de Tecnologia- FT/ UNICAMP, em Limeira/SP**. 2017.

AGROFIT - Sistema de Agrotóxicos Fitossanitários (2014).
Disponível em: <<http://www.agricultura.gov.br/servicos-e-sistemas/sistemas/agrofit>>.
Acesso em: junho de 2020.

AIZEBEOKHAI, A. P.; OLAYINKA, A. I.; SINGH, V. S.; UHUEGBU, C. C. Effectiveness of 3D geoelectrical resistivity imaging using parallel 2D profiles. **International Journal of the Physical Sciences**, v. 6, p. 5623-5647. 2011.

ALLARD, B.; OLOFSSON, U.; TORSTENFELT, B.; KIPASTI, H; ANDERSSON, K. Sorption of actinides in well-defined oxidation states on geologic media. **Mater Res Soc Symp Proc**, 75–782. 1982. Doi: <https://doi.org/10.1557/PROC-11-775>

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Bol. Instituto de Geografia e Geologia**, São Paulo, n. 41. 1964.

ALMEIDA. F.F.M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro Estado de São Paulo. Rio de Janeiro. **Boletim do DNPM/DGM**, (143): 96p. 1953.

ANA. Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA).
Disponível em: <<https://www.gov.br/ana/pt-br>>.
Acesso em: 25 novembro 2020.

ANA. Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (Brasil). Manual de Usos Consuntivos da Água no Brasil / Agência Nacional de Águas. 2019.

ANRDEC. Agency of Natural Resources Department Environmental Conservation. (Canadá).
Disponível em: <https://dec.vermont.gov/>
Acesso em: 15/05/2020

ARARAS. Município de Araras – SP
Disponível em: <<http://araras.sp.gov.br/home/>>
Acesso em: 18 janeiro 2019.

ASSINE, M. L.; ZACHARIAS, A. A.; PERINOTTO, J. A. J. O trato deposicional Tatuí e a transgressão Taquaral no Centro-Leste do Estado de São Paulo. *In VI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE-SBG/UNESP*. Boletim de resumos. 53. 1999.

ASSINE, M. L.; ZACHARIAS, A. A.; PERINOTTO, J. A. J. Paleocorrentes, paleogeografia e sequencias deposicionais da Formação Tatuí, centro-leste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**. 33(1): 33-40. 2003.

BARBOSA, O.; GOMES, F. A. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí. Rio de Janeiro, **Boletim do DNPM/DGM**. 171:40p. 1958.

BARKER R. D. The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. **Geophysical Prospecting**, p.128-143, 1981.

BEAUVAIS, A. Geochemical Balance of Lateritization Processes and Climatic Signatures in Weathering Profiles Overlain by Ferricretes in Central Africa. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Vol, 63, n. 23/24, 3939-3957. 1999.

BICUDO, C.E. de M.; TUNDISI, J.G.; SCHEUENSTUHL, M. C. B. **Águas do Brasil: análises estratégicas** - São Paulo, Instituto de Botânica, 224 p. ISBN: 978-85-7523-032-9 Rio de Janeiro, RJ, de organização da Academia Brasileira de Ciências. 2011.

BOYLE, R. Geochemical Prospecting for Thorium and Uranium Deposits. Ottawa, Canadá: **Elsevier Science**. 2013.

BRASIL, DECRETO Nº 4.074, DE 4 DE JANEIRO DE 2002
Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/2002/d4074.htm
Acesso em: 12/05/2021

BRASIL, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE.
Disponível em: <<https://www.gov.br/mma/pt-br>>.
Acesso em: 20 maio 2019.

BRASIL **LEI Nº 7.802, DE 11 DE JULHO DE 1989**.
Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/l7802.htm
Acesso em: 27 de janeiro de 2022

BURGHOF, S.; GABIRI, G.; STUMPP, C. Development of a hydrogeological conceptual wetland model in the data-scarce north-eastern region of Kilombero Valley, Tanzania. **Hydrogeology Journal**, Volume 26, Number 1, Page 267. 2018.

CALHOUN, A. J. K.; D. M. MUSHET, L. C.; ALEXANDER, E. S.; DEKEYSER, L.; FOWLER, C. R.; LANE, M. W.; LANG, M. C.; RAINS, S. C.; RICHTER, S.C. WALLS. “The Significant Surface-Water Connectivity of ‘Geographically Isolated Wetlands’.” **Wetlands** 37: 801–06. 2017.

CAMPOS, A. B.; CEDRO, D. A. B.; TEJERINA-GARRO, F. L.; BAYER, M.; CARNEIRO, G. T. Spatial distribution of tropical wetlands in Central Brazil as influenced by geological and geomorphological settings. **Journal of South American Earth Sciences**. v 46, pág 161-169. 2013.

CASAGRANDE, M.; FURLAN, L. M.; MOREIRA, C. A.; ROSA; F. T. G., ROSOLEN, V. Non-invasive methods in the identification of hydrological ecosystem services of a tropical isolated wetland (brazilian study case). **Environmental Challenges**. 2021.
[doi:https://doi.org/10.1016/j.envc.2021.100233](https://doi.org/10.1016/j.envc.2021.100233)

CETESB - COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL - 2018

CHAHUD, A. Geologia e Paleontologia das formações Tatuí e Irati no centro-leste do estado de São Paulo. TESE (Doutorado em Geotectônica) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2011.

CHANG, H.; MAKIDO, Y.; FOSTER, E. Effects of land use change, wetland fragmentation, and best management practices on total suspended solids concentration in an urbanizing Oregon watershed, USA. **J. Environ. Manage.** 2021. [Doi: 10.1016/j.jenvman.2021.111962](https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.111962).

COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MOGI GUAÇU. Relatório de Situação dos Recursos Hídricos 2017 - ano base 2016. CBH-MOGI, 2017. 119 p. Aprovado pela Deliberação CBH-MOGI nº 172, de 27 de junho de 2017.
Disponível em < www.sigrh.sp.gov.br >.

CONAMA – CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE

Disponível:

https://www.icmbio.gov.br/cepsul/images/stories/legislacao/Resolucao/2005/res_conama_357_2005_classificacao_corpos_agua_rtfcd_a_altrd_res_393_2007_397_2008_410_2009_430_2011.pdf

Acesso em: 07 de junho de 2021

COSCIA, I.; LINDE, N.; GREENHALGH, S.; VOGT, T.; GREEN, A. "Estimating traveltimes and groundwater flow patterns using 3D time-lapse crosshole ERT imaging of electrical resistivity fluctuations induced by infiltrating river water." **GEOPHYSICS** 77: E239-E250. 2012. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0328.1>

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - SIAGAS. Rio de Janeiro, 2011.

Disponível em: <<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>>

Acesso em: outubro de 2018

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - SIAGAS. Rio de Janeiro, 2011.

Disponível em: <<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>>

Acesso em outubro/2020

CUNHA, C. N.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W. F. Classificação e Delineamento das Áreas Úmidas Brasileiras e de seus Macrohabitats. Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Áreas Úmidas – INAU. Cuiabá, 2015.

Disponível em: <www.INAU.org.br/imprensa/?CategoriaCod=1>.

Acesso em: 6 outubro 2015.

DAEE - DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - CONSÓRCIO JMR-ENGECORPS. Síntese dos Planos de Bacia - Plano Estadual de Recursos Hídricos, 2004-2007. São Paulo: DAEE/ Consórcio JMR-ENGECORPS, 2005. (Relatório nº 1/2005).

DAHLIN, T; ZHOU, B. 'A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays' **Geophysical Prospecting**, vol 52, no. 5, pp. 379-398. 2004.

DAHLIN, T. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14(7), 275-283. DOI: 10.3997/1365-2397.1996014. 1996.

DEFFONTAINES, P. Regiões e paisagens do Estado de São Paulo. Primeiro esboço de divisão regional. **Geografia** 1 (2): 117-169. São Paulo. 1935.

DAVIDSON, N. C.; LAFFOLEY, D.; DOODY, J. P.; WAY, L. S.; GORDON, J.; KEY, R.; DUFF, K. L. Nature conservation and estuaries in Great Britain. **Nature Conservancy Council**. 1991.

De GROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. "Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data." **GEOPHYSICS**, 55(12), 1613-1624. 1990. <https://doi.org/10.1190/1.1442813>

DENTITH, M. C.; MUDGE, S. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press; New Edição. pág. 454. 2014.

de OLIVEIRA XAVIER, R.; LEITE, M. B.; DEXTER, K.; DA SILVA MATOS, D. M. (Differential effects of soil waterlogging on herbaceous and woody plant communities in a Neotropical savanna. **Oecologia**. 190, pág 471–483(2019). <https://doi.org/10.1007/s00442-019-04423-y>.

DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. **AGSO J. Australia Geology & Geophysics**. 17(2). Pág.187-200. 1997.

DIXIT, A.; SIDDAIAH, N.; JOSHI, P. Hydrogeochemical assessment of wetlands of Gurugram, Haryana, India: implications for natural processes and anthropogenic changes. **Arabian Journal of Geosciences**. 2021. Doi:<https://doi.org/10.1007/s12517-020-06423-2>.

EMBRAPA - Levantamento pedológico detalhado (1:5.000) da Unidade de Pesquisa e Desenvolvimento de Tatuí (APTA Sudoeste Paulista - SAA - SP) / Maurício Rizzato Coelho ... [et al.]. - Rio de Janeiro: **Embrapa Solos**. 2003.

EVANS, A.; MATEO-SAGASTA, J.; QADIR, M.; BOELLE, E.; IPPOLITO, A. Agricultural water pollution: key knowledge gaps and research needs. *Curr. Opin. Environ. Sustain*, pág 20-27. 2019.

EWING, J. M.; VEPRASKAS, M. J.; BROOME, S.W.; WHITE, J. G. Changes in wetland soil morphological and chemical properties after 15, 20, and 30 years of agricultural production. **Geoderma. Elsevier**. Volumes 179–180. Pág 73-80. 2012. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.02.018>

FERREIRA, F. J. F. Aerogamaespectrometria e aeromagnetometria de um trato ocidental do Pré-Cambriano paulista. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pág 150. 1991.

FIOCRUZ - FUNDAÇÃO OSWALDO CRUZ - Ministério da Saúde, Brasil.
Disponível em: <https://portal.fiocruz.br/noticia/fiocruz-participa-de-campanha-contra-o-uso-de-agrotoxicos>.
Acesso em: 27 de janeiro de 2021

FÚLFARO, V. J.; STEVAU, J. C.; SOUZA FILHO, E. E.; BARCELOS, J. H. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 33. Anais. Rio de Janeiro: SBG. pág. 711-72. 1984.

FURLAN, L. M.; ROSOLEN, V.; SALLES, J.; MOREIRA, C. M.; FERREIRA, M. E.; BUENO, G. T.; COELHO, C.V.S.; MOUNIER, S. Natural superficial water storage and aquifer recharge assessment in Brazilian savana wetland using unmanned aerial vehicle and geophysical survey. 2020. [Doi: <https://doi.org/10.1139/juvs-2020-0004>](https://doi.org/10.1139/juvs-2020-0004).

FURLAN, L. M.; MOREIRA, C. A.; De ALENCAR, P.; ROSOLEN, V. Environmental monitoring and hydrological simulations of a natural wetland based on high-resolution unmanned aerial vehicle data (Paulista Peripheral Depression, Brazil). **ENviron. Chall.** (2021a).

FURMAN, A.; FERRE, T. P. A.; WARRICK, A. W. A sensitivity analysis of electrical resistivity tomography array types using analytical element modeling. **Vadose Zone Journal**, v 2, 416–423. 2003.

GASCOYNE, M. Geochemistry of the Actinides and their daughters. Uranium Series Disequilibrium." **Applications to Earth, Marine and Environmental**. 1992.

GILVEAR, D. J.; BRADLEY, C. Hydrological monitoring and surveillance for wetland conservation and management; a UK perspective, Physics and Chemistry of the Earth, **Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**, Volume 25, Issues 7–8, 2000. [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(00\)00068-X](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(00)00068-X).

GOOGLE. Google earth. Version 7.1.2.2041. c2013.
Disponível em: <www.url.com>.
Acesso em: 09 maio de 2018.

GREER, B. M., BURBEY, T. J., ZIPPER, C. E.; HESTER, E. T. Electrical resistivity imaging of hydrologic flow through surface coal mine valley fills with comparison to other landforms. **Hydrol. Processes**, 31. Pág. 2244–2260. 2017. [Doi: 10.1002/hyp.11180](https://doi.org/10.1002/hyp.11180)

GEOTOMO (2020) Geotomo Software. Fonte: Geoelectrical Imaging 2D & 3D: <https://www.geotomosoft.com/downloads.php>

GUPTA, D.; WALTHER, C. Radionuclides and Heavy Metals in the Environment. Switzerland: **Springer Nature Switzerland AG**. 2020.

GRIFFITHS, D. H.; BARKER, R. D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. **J. Appl. Geophys.** 29. Pág. 211–226. 1993.

HALLIDAY, RESNICK, WALKER. **Fundamentos de Física**. 8 ed. Editora LTC, v. 3. 390 p 2009.

HAYASHI, M.; VAN DER, KAMP.; G; RUDOLPH, D. L. Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands, 1. Water balance. **Journal of Hydrology** 207. Pág 42–55. 1998.

HAYASHI. M.; VAN DER KAMP, G.; ROSENBERRY, D. Hydrology of Prairie Wetlands: Understanding the Integrated Surface-Water and Groundwater Processes. **Wetlands** Pág. 237–254. 2016.

HAVRIL, T.; TÓTH, A.; MOLSON, J. W.; GALSA, A.; MÁDL-SZONYI, J. Impacts of predicted climate change on groundwater flow systems: Can wetlands disappear due to recharge reduction? **Journal of Hydrology**. 563 1169–1180. 2016.
Doi:<<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.020>>.

HELENE, L.P.I., MOREIRA, C.A., BOVI, R.C. Identification of leachate infiltration and its flow pathway in landfill by means of electrical resistivity tomography (ERT). **Environ Monit. Assess.**, 192, 249-259. 2020. Doi: <https://doi.org/10.1007/s10661-020-8206-5>

HISCOCK, K. M. Hydrogeology Principles and Practice. **Blackwell Science Ltd**, 2005. 405 p.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA.
Disponível em <www.ibge.gov.br/home/>.
Acesso em: abril de 2020

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA.
Disponível em <www.ibge.gov.br/home/>.
Acesso em: abril de 2019.

IBGE SIDRA - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA.
Sistema IBGE de Recuperação Automática – SIDRA
Disponível em: <https://sidra.ibge.gov.br/tabela/5457>
Acesso em: abril de 2019.

INSTITUTO NACIONAL DE CÂNCER JOSÉ ALENCAR GOMES DA SILVA. **Ambiente, trabalho e câncer: aspectos epidemiológicos, toxicológicos e regulatórios** / Instituto Nacional de Câncer José Alencar Gomes da Silva. – Rio de Janeiro: INCA. 2021.

IVANOVICH M, HARMON R. Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences, United Kingdom: Clarendon Press. V 2. 1992.

JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; SCHÖNGART, J.; COHN-HAFT, M.; ADENEY, J. M.; WITTMANN, F. A classification of major naturally-occurring Amazonian lowland wetlands. **Wetlands** 31: 623–640. 2011.

JUNK, W.; BAYLEY, P.B.; SPARKS, R.E. **The flood pulse concept in river-floodplains in systems.** Pages 110-127 In **D.P. Dodge, ed. Proceedings of the International Large River Symposium (LARS).** Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences, V 106. 1989.

JUNK, W.; PIEDADE, M.; LOURIVAL, R.; WITTMANN, F.; KANDUS, P.; LACERDA, L.; AGOSTINHO, A. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. **Aquatic conservation Marine and Freshwater Ecosystems.** 2013. [Doi:https://doi.org/10.1002/aqc.2386](https://doi.org/10.1002/aqc.2386).

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An Introduction to Geophysical Exploration, 3 ed. **Oxford: Blackwell Science Ltd,** pág 281. 2002.

KHATRI, N.; TYAGI, S. Influences of natural and anthropogenic factors on surface and groundwater quality in rural and urban areas. **Front Life Sci.** pág 23–39. 2015.

KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. **R. Bras. Geogr.** 18(2) pág 147-265. Rio de Janeiro. 1956.

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H-J. **Environmental Geology Handbook of Field Methods and Case Studies.** Springer-Verlag, Berlin, pág 1374. 2007.

LANDIM, P. M. B. Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatemática, Texto Didático 02, pág 20. 2000.

LEIBOWITZ, S.G. “Geographically Isolated Wetlands: Why We Should Keep the Term.” **Wetlands** 35: 997-1003. 2015.

LEIBOWITZ, S.; WIGINGTON, P.; SCHOFIELD, K.; ALEXANDER, L.; VANDERHOOF, M.; GOLDEN, H. Connectivity of streams and wetlands to downstream waters: an integrated systems framework. **Journal of the American Water Resources Association.** American Water Resources Association, Middleburg, VA, 54(2):298-322. 2018.

LEITE, M. B.; XAVIER, R. O; OLIVEIRA, P. T. S.; SILVA, F. K. G.; MATOS, D. M. S. Groundwater depth as a constraint on the woody cover in a Neotropical Savanna. **Plant Soil** 426:1–15. 2018.

LISSEY, A. Depression-focused transient groundwater flow patterns in Manitoba. **Environmental Science Corpus,** ID: 134128142.1971.

LOKE, M. H. A Practical Guide to 2D and 3D Surveys. Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies, 8-10. 1999.

- LOKE, M. H.; CHAMBERS, J. E.; RUCKER, D. F.; KURAS, O; WILKINSON, P. B. 1999 Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method, **Journal of Applied Geophysics**. Volume 95, Pages 135-156. 2013. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.017>.
- LOWRIE, W. Fundamentals of Geophysics. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press. 381 p. 2007.
- MAACK, R. Die Entwicklung der Gondwana.; Schichten Suedbrasiliens und ihre Beziehungen zur Komi-formation Suedafrikas.. In: **Geological Society of Algiers** (ed.), **International Geological Congress of Algiers**, Algiers, Proceedings, v. 19, p.339-372. 1952.
- MATEO-SAGASTA, J., MARJANI ZADEH, S., TURRAL, H. More People, More Food, Worse Water? A Global Review of Water Pollution from Agriculture. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 2018.
- MARTINEZ-AGUIRRE A.; GARCIA-LEÓN, M. The Distribution of U, Th and ²²⁶Ra Derived from the Phosphate Fertilizer Industries on an Estuarine System in Southwest Spain. **J. Environ. Radioactivity**, 155-177. 1994.
- MCLAUGHLIN, D.; KAPLAN, D.; COHEN, M. A significant nexus: Geographically isolated wetlands influence landscape hydrology. **Water Resources Research**. 2014. Doi:10.1002/2013WR015002
- MELLO, V. F. B.; TEIXEIRA, A. H. Mecânica de solos. São Carlos: **Escola de Engenharia**. 1967.
- MELO, S. M. Tese (Doutorado) – Programa de pós-graduação em geologia sedimentar-USP, São Paulo. 164 p. 1995.
- MENZEL, R. Uranium, radium and thorium content in phosphate rocks and their possible radiation hazard. **Journal of Environmental Radioactivity**, 231-284. 1968.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. **Geociências**. Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287. 2007.
- MILANI, E. J. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul- Ocidental. Porto Alegre. 2 v., Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1997.
- MILLER, J. J.; ACTON, D. F.; ARNAUD, S. T. The effect of groundwater on soil formation in a morainal landscape in Saskatchewan. **Can J Soil Sci** 65:293–307. 1985.
- MITSCH, W.J.; GOSSELINK, J.G. Wetlands. 5th ed. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc. 2015.
- MOON, C. J.; WHATELEY, M. K. G.; EVANS, A. M. Introduction of mineral exploration. 2^oed., **Blackwell Publishing**, Malden, pág 499. 2006.

- MOREIRA, C. A.; LAPOLA, M. M.; CARRARA, A. Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrangements in the characterization of flow structure in free aquifer. **Geofísica Internacional**, 55(2): 119-129. 2016.
- MOREIRA, C. A, ROSOLEN, V.; FURLAN, L. M.; BOVI, R.; MASQUELIN, H. Hydraulic conductivity and geophysics (ERT) to assess the aquifer recharge capacity of an inland wetland in the Brazilian Savanna. **Environmental Challenges**. 2021.
Doi:<https://doi.org/10.1016/j.envc.2021.100274>
- MUZIRAFUTI, A.; BOUALOUL, M.; BARRECA, G.; ALLAOUI, A.; BOUIKBANE, H.; LANZA, S.; CRUPI, A.; RANDAZZO, G. Fusion of Remote Sensing and Applied Geophysics for Sinkholes Identification in Tabular Middle Atlas of Morocco (the Cause of El Hajeb): Impact on the Protection of Water Resource. **Resources**. 2020.
<https://doi.org/10.3390/resources9040051>
- MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. Looking into the Earth: an introduction to geological geophysics. Cambridge: Cambridge University Press, pág 493. 2000.
- MUSHET, D. M. A. J. K.; CALHOUN, L. C.; ALEXANDER, M. J.; COHEN, E. S.; DEKEYSER, L.; FOWLER, C. R.; LANE, M. W.; LANG, M. C.; RAINS.; S.C. WALLS. "Geographically Isolated Wetlands: Rethinking a Misnomer" **Wetlands** 35: 423–31. 2015.
- NASCIMENTO, C.; PIRES, A.; MORAES, R. Reconhecimento de solo por meio de Resistividade Elétrica e Radiação Gama. **Revista Brasileira de Geociências**, 383-392. 2004.
- NI, J. Impact of land cover change on the water environment of wetland ecosystem. **Arabian Journal of Geosciences**.2021. Doi:<https://doi.org/10.1007/s12517-021-07447-y>.
- NRC - NATIONAL RESEARCH COUNCIL. Wetlands: Characteristics and Boundaries. National Academy Press, Washington, DC. Pág 306. 1995.
- NYQUIST, J. E.; PEAKE, J. S.; ROTH, M. J. S. Comparison of an optimized resistivity array with dipole-dipole soundings in karst terrain. **Geophysics**, 72: 139-144. 2007.
- ODA, G. H. **Contribuição à hidrogeologia da região entre Salto de Pirapora e Itu (SP): análise da produtividade, ocorrência e circulação das águas subterrâneas dos Sistemas Aquíferos Tubarão e Cristalino**. 1998. 100 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia Econômica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- OLAYINKA, A. I.; YARAMANCI, U. Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion. **Journal of Applied Geophysics**, 45, p.63-81. 2000b. [Doi.org/10.1016/S0926-9851\(00\)00019-7](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(00)00019-7).
- ORELLANA, E. Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua. Madrid, pág 540. 1972.
- PERINOTTO, J. A. J. **Análise estratigráfica da sequência portadora de carvão de Cerquilho (SP)**. 76p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências / USP. São Paulo. 1987.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da depressão periférica paulista**. IGEOG/USP, Série Teses e Monografias n.22, São Paulo, 1976.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. Geologia do Brasil (Fanerozóico). TAQ-EDUSP, São Paulo: 631p. 1983.

QGIS - Development Team. QGIS Geographic Information System. Open-Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>. 2021.

RAMSAR - An Introduction to the Ramsar Convention on Wetlands, 5th ed. Ramsar Convention Secretariat, Gland, Switzerland. 2016.

RADIATION SOLUTIONS.

Disponível em: <<https://www.radiationsolutions.ca/>>.

Acesso em: 25 janeiro 2020.

REYNOLDS, J. M. An introduction to applied and environmental geophysics. New York: John Wiley & Sons, 796. 1997.

REED, B. National list of plant species that occur in wetlands: National Summary. **Biol. Rep.** 88 (24). US Fish and Wildlife Service, Washington, DC. 1988.

RENTON, D. A.; MUSHET, D. M.; DEKEYSER, E.S. Climate change and Prairie pothole wetlands - Mitigating water-level and hydroperiod effects through upland management. **Scientific Investigation Report**. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia. 2015.

ROBINSON, E. S.; CORUH, C. Basic Exploration Geophysics. John Wiley & Sons, New York, pág 562. 1988.

ROSOLEN, V.; DE-CAMPOS, A. B.; GOVONE, J. S.; ROCHA, C. Contamination of wetland soils and floodplain sediments from agricultural activities in the Cerrado Biome (State of Minas Gerais, Brazil). *Catena* 128 203–210. 2015.

ROSSI, Marcio. **Mapa Pedológico do Estado de São Paulo: revisado e ampliado**. São Paulo: Instituto Florestal., V.1.118p. (inclui mapas). 2017.

ROSSMAN, N. R.; ZLOTNIK, V.A.; ROWE, C.M. An approach to hydrogeological modeling of a large system of groundwater-fed lakes and wetlands in the Nebraska Sand Hills, USA. **Hydrogeol J** 26: 881. 2018. [Doi.org/10.1007/s10040-017-1691-0](https://doi.org/10.1007/s10040-017-1691-0).

REIS, D.; PLANGG, R.; TUNDISI, J.; QUEVEDO, D. Physical characterization of a watershed through GIS: a study in the Schmidt stream, Brazil. *Braz J Biol.* 2015. [Doi:10.1590/1519-6984.01313](https://doi.org/10.1590/1519-6984.01313)

REHMAN, S.; IMTIAZ, N.; FAHEEM, M.; MATIULLAH. Determination of ^{238}U contents in ore samples using CR-39 based radon dosimeter disequilibrium case. **Radiat. Meas.**, 471- 476. 2006. [Doi:https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.10.002](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.10.002).

RIBEIRO, F. C.; SILVA, J.; LIMA, E.; DO AMARAL SOBRINHO, N.; PEREZ, D.; LAURIA D. Natural radioactivity in soils of the state of Rio de Janeiro (Brazil): radiological characterization. **J Environ Radioact**, 34-43. 2018.

RICHARDSON, J.; VEPRASKAS, MICHAEL. Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification. 2000.

SAEMA - Serviço de Água e Esgoto do Município de Araras.
Disponível em: <https://saema.com.br/>
Acesso em: 31 de janeiro de 2022

SAĞIR, Ç.; KURTULUŞ, B.; SOUPIOS, P.; AYRANCI, K.; DÜZTAŞ, E.; AKSOY, M.E.; AVŞAR, Ö.; ERDEM, G.; PEKKAN, E.; CANOĞLU, M.C.; KAKA, S.I.; RAZACK, M. Investigating the Structure of a Coastal Karstic Aquifer through the Hydrogeological Characterization of Springs Using Geophysical Methods and Field Investigation, Gökova Bay, SW Turkey. **Water**, 12, 3343. 2020. <https://doi.org/10.3390/w12123343>

SAN MIGUEL, E.; PÉREZ-MORENO, J.; BOLÍVAR, J.; GARCÍA-TENORIO, R. Validation of isotope signatures in sediments affected by anthropogenic inputs from uranium series radionuclides. **Environ Pollut**, 125-130. 2003. [Doi:10.1016/s0269-7491\(02\)00340-8](https://doi.org/10.1016/s0269-7491(02)00340-8)

SÃO PAULO - MAPA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO ESTADO DE SÃO PAULO: escala 1:1.000.000: nota explicativa / [coordenação geral Gerôncio Rocha]. - São Paulo: DAEE Departamento de Águas e Energia Elétrica: IG-Instituto Geológico: IPT Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo: CPRM Serviço Geológico do Brasil, 2005.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E; MEDEIROS, R. A; DAEMON, R. F; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In **CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA**, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais...** Porto Alegre, SBG, v.1, p. 41-65. 1974.

SCHÖN, J.H. **Physical properties of rocks: Fundamental and principles of petrophysics. Seismic exploration.** volume 18. Austria, Elsevier. 2004.

SEATON, W. J.; BURBEY T. J. Rvaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane. **Journal of Applied Geophysics**, 51, p.21-41. 2002.

SINGER, H.; Jaus, S.; Hanke, I.; Lück, A.; Hollender, J.; Alder, A. C. Determination of biocides and pesticides by on-line solid phase extraction coupled with mass spectrometry and their behaviour in wastewater and surface water. **Environmental Pollution**, 158(10), pág.3054-3064. 2010.

SOUZA, J. L.; FERREIRA, F. J. Anomalias Aerogamaespectrométricas (K, eu e eth) da quadrícula de Araras (SP) e suas relações com processospedogenéticos e fertilizantes fosfatados. **Revista Brasileira de Geofísica**. 2005.

SOARES, P.C.; LANDIM, P. M. B. Aspectos regionais da estratigrafia da bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In **XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, Aracaju (SE). Anais, 1:243-256. 1973.

SOARES, P. C. O limite glacial/pós glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 44 (suplemento): 333-342. 1972. In

SPADOTTO, C. A.; GOMES, M. A. F.; LUCHINI, L. C.; ANDRÉA, M. M. de Monitoramento do risco ambiental de agrotóxicos: princípios e recomendações. **Embrapa Meio Ambiente**, 42, p.29. 2004.

SAHRAWAT KL. Organic matter accumulation in submerged soils. *Adv Agron* 81:169–201. 2003. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(03\)81004-0](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(03)81004-0)

An, S.; Li, H.; Guan, B.; Zhou, C.; Wang, Z.; Deng, Z.; Zhi, Y.; Liu, Y.; Xu, C.; Fang, S.; Jiang, J.; Li, H. China's Natural Wetlands: Past Problems, Current Status, and Future Challenges. **AMBIO: A Journal of the Human Environment**, 335-342. 2007. Doi: <https://doi.org/10.1579/0044-7447>

STEVANUX, J.C. Faciologia e ambientes de sedimentação da Formação Rio Bonito (SP) da Bacia do Paraná. Dissertação (mestrado em Paleontologia e Estratigrafia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1986.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, pág 770 . 1990.

TINER, R.W.; BURKE, D.G. Wetlands of Maryland: U.S. Fish and Wildlife Service, Ecological Services, Region 5, Hadley, **Massachusetts and Maryland Department of Natural Resources, Baltimore**, Maryland, pág 408. 1995.

TINER, R. Estimated extent of geographically isolated wetlands in selected areas of the United States. *Wetlands*. 2003.

TOMASINI, B. A., VITORINO, A. C. T., GARBIATE, M. V., SOUZA, C. M. A. de.; A. SOBRINHO, T. Water infiltration in soil cultivated with sugarcane: under different cropping systems and models of adjustment of infiltration equations. **Eng. Agríc. [online]**. vol.30, n.6, pp.1060-1070. ISSN 0100-6916. 2010. <https://doi.org/10.1590/S0100-69162010000600007>

TUCCI, C.E.M. Existe crise da água no Brasil?. 2009
Disponível em:
<http://www.iph.ufrgs.br/corpo docente/tucci/publicacoes/EXISTE CRISE DA Agua.pdf>.
Acesso em 08 setembro de 2020.

USGS - THE UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY
Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/circ/c1050/>
Acesso em: 29/04/2021

USINA SÃO JOÃO.
Disponível em: <<https://site.usj.com.br/site/>>.
Acesso em: 23 de janeiro de 2020.

UHLEMANN, S. S., J. P. R. SORENSEN, A. R.; HOUSE, P. B. WILKINSON, C.; ROBERTS, D. C.; GOODY, A. M.; BINLEY, J. E. CHAMBERS. Integrated time lapse

geolectrical imaging of wetland hydrological processes, *Water Resours. Res.*, 52, 1607–1625. 2016. [Doi:10.1002/ 2015WR017932](https://doi.org/10.1002/2015WR017932).

VAN DER KAMP, G.; HAYASHI, M.; GALLÉN, D. Comparing the hydrology of grassed and cultivated catchments in the semi-arid Canadian prairies. **Hydrological Processes** 17:559–575. 2003.

VAN DER KAMP, G.; HAYASHI, M. Groundwater-wetland ecosystem interaction in the semiarid glaciated plains of North America. **Hydrogeol J** 17, 203–214. 2009. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0367-1>

VANDENHOVE, H.; VAN HEES, M.; WOUTERS, K.; WANNIJN, J. Can we predict uranium bioavailability based on soil parameters? Part 1: effect of soil parameters on soil solution uranium concentration. **Environ Pollut**, 587-595. 2007.

VANDENHOVE, H.; OLYSLAEGERS, G.; SANZHAROVA, N.; SHUBINA, O.; REED, E.; SHANG, Z.; VELASCO, H. Proposal for new best estimates of the soil-to-plant transfer factor of U, Th, Ra, Pb and Po. **J Environ Radioact**, 721–732. 2009.

WASHBURNE, C.W. Petroleum geology of the State of São Paulo - Brazil. São Paulo, **Boletim da Comissão geográfica e Geológica do Estado de São Paulo**, 22 pág 282. 1930.

WARD, S. H. Resistivity, and induced polarization methods. *In: Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa: Society Geophysicists (SEG). V.1, p. 147-189. 1990.

WHITTECAR, G. R.; DOBBS, K. M; STONE S. A; MCLEOD, T. L; SMITH, T. J. S. Use of the Effective Monthly Recharge model to assess long-term water-level fluctuations in and around groundwater-dominated wetlands. Elsevier B.V. **Ecological Engineering** 99, 462–472. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecoleng.2016.11.038>

WINTER, T. C.; ROSENBERRY, D.O. Hydrology of Prairie Pothole Wetlands during Drought and Deluge: A 17-Year Study of the Cottonwood Lake Wetland Complex in North Dakota in the Perspective of Longer Term Measured and Proxy Hydrological Records. **Climatic Change**, Volume 40, pág 189. 1998. [Doi: 10.1023/A:1005448416571](https://doi.org/10.1023/A:1005448416571)

WILFORD, J.; BIERWIRTH, P.; CRAIG, M. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. **Journal of Australian Geology and Geophysics**, 201-216. 1997.

WEIJDEN C. H., WEIJDEN, R. D. Mobility of major, minor and some redox-sensitive trace elements and rare-earth elements during weathering of four granitoids in central Portugal. **Chemical Geology**, 125: 149-167. 1995.

WINTER, T. C. A conceptual framework for assessing cumulative impacts on the hydrology of nontidal wetlands. **Environ. Manage.** 12, 605–620. 1988.

XIANCANG, W.; WEIHONG, D.; XUEYU, L.; YUKAI, L; YING, M; WEI X. Evolution of wetland in Honghe National Nature Reserve from the view of hydrogeology. **Science of The Total Environment**. V 609, Pag 1370-1380. 2017. [Doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.260](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.260)

YOUNG, H. D.; FREEDMAN, R. A - São Paulo: Person Education do Brasil, 2009.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANATTO, O. A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. *In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, (1987), 3., Curitiba, Atas... Curitiba, SBG, v.1, p. 441-477. 1987.

ZHANG, G.; ZHANG, G. B.; CHEN, C.; CHANG, P. Y.; WANG, T. P.; YEN, H. Y.; DONG, J.J.; NI, C. F.; CHEN, S.C.; CHEN, C.W.; JIA, Z.Y. Imaging rainfall infiltration processes with the time-lapse electrical resistivity imaging method. **Pure and Applied Geophysics**, 173(6), 2227–2239.2016 <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1251-x>.

ZHOU, J. A.; REVIL, M.; KARAOULIS, D.; HALE, J.; DOETSCH.; S. CUTTLER. Image-guided inversion of electrical resistivity data. **Geophysical Journal International**. 197, 292–309. 2014. [Doi: 10.1093/gji/ggu001](https://doi.org/10.1093/gji/ggu001)

ANEXOS A

Tabela 3 - Dados completos de condutividade hidráulica (k)

Linha	(k)	Linha	(k)	Linha	(k)	Linha	(k)
1	6,70E-05	5	4,28E-03	8	3,81E-04	12	5,05E-04
1	2,30E-05	5	1,88E-02	8	1,10E-04	12	4,78E-04
1	2,47E-05	5	2,10E-03	8	2,31E-04	12	2,38E-02
1	1,97E-05	5	3,86E-04	8	2,21E-02	12	7,42E-03
1	2,81E-04	5	1,94E-04	9	7,25E-05	12	7,24E-03
1	1,58E-05	5	4,28E-03	9	1,38E-02	12	6,32E-04
1	2,11E-05	5	3,21E-03	9	5,08E-03	12	5,65E-03
1	1,40E-05	5	1,03E-03	9	4,08E-04	12	5,29E-03
2	4,64E-03	5	9,33E-03	9	3,35E-04	12	7,90E-04
2	1,92E-04	6	1,37E-02	9	3,51E-04	13	4,12E-04
2	1,40E-04	6	5,62E-04	9	1,94E-03	13	1,22E-04
2	6,25E-04	6	1,52E-02	9	1,24E-05	13	1,65E-03
2	3,76E-04	6	2,09E-03	9	2,84E-03	13	1,39E-03
2	5,29E-04	6	1,81E-02	10	6,48E-05	13	1,86E-02
2	5,29E-05	6	6,29E-03	10	1,42E-03	13	9,47E-03
2	2,81E-04	6	1,69E-02	10	1,15E-02	13	5,17E-05
3	1,94E-05	6	1,34E-03	10	1,48E-02	13	2,80E-05
3	1,52E-03	6	1,40E-03	10	1,86E-03	14	5,07E-04
3	2,01E-02	7	2,64E-04	10	2,82E-03	14	3,59E-04
3	2,16E-03	7	3,03E-04	10	5,94E-03	14	2,74E-04
3	1,04E-02	7	2,96E-03	10	6,66E-04	14	1,38E-03
3	1,06E-02	7	2,24E-03	10	3,73E-05	14	1,71E-04
3	2,31E-03	7	6,95E-04	11	4,37E-04	14	5,51E-04
3	6,31E-04	7	4,41E-03	11	5,17E-04	15	7,52E-05
4	7,09E-05	7	2,33E-03	11	9,68E-03	15	2,55E-05
4	2,23E-04	7	6,75E-04	11	5,72E-04	15	3,57E-04
4	1,65E-04	7	9,76E-03	11	2,30E-03	15	2,81E-04
4	2,48E-04	8	5,63E-04	11	8,90E-04	15	4,52E-05
4	7,90E-06	8	9,52E-03	11	5,77E-03		
4	1,61E-04	8	2,13E-04	11	1,04E-02		
4	1,96E-05	8	6,38E-04	11	9,04E-05		
4	4,12E-04	8	3,57E-03				

ANEXOS B

- Modelos de inversão 3D

Para gerar superfícies denominadas 2,5D, foi necessário o reprocessamento dos dados em formato 2D. A planilha de dados foi reorganizada com cada coordenada e valor de resistividade obtidos para uso de processamento no *software Oasis Montaj*, do qual um pré-processamento foi realizado e foram geradas superfícies a cada 5 metros de profundidade, desde -1 m até -40 m, para os três arranjos. A escala utilizada nestas apresentações de dados foi a mesma apresentada nos dados 2D. Os resultados serão apresentados em conjunto de figuras em profundidades distantes, denominadas de superfícies rasas, intermediárias e profundas (Figuras 44, 45 e 46)

a) Superfícies rasas

Schlumberger

-1 m: Esta superfície de dados é caracterizada por altos valores de resistividade em quase toda sua totalidade com tons rosados representando os maiores valores de resistividade, cerca de 2000 $\Omega.m$ que estão mais ao centro da superfície apresentada, já os tons avermelhados à alaranjados estão presentes nas bordas, os valores de resistividade estão próximos a 1500 $\Omega.m$.

-5 m: Altos valores de resistividade são identificados a partir da presença das cores mais quentes, cerca de 1.500 $\Omega.m$ a 2.000 $\Omega.m$, nas bordas da superfície, e bem no centro a cor laranja de resistividade em torno de 1.000 $\Omega.m$ é mais evidente.

-10 m: Os valores de resistividade diminuem com o aumento da profundidade de cerca de 1.500 $\Omega.m$ para 1.000 $\Omega.m$ em quase toda a superfície, com exceção de pontos isolados de resistividades em torno de 2.000 $\Omega.m$.

Wenner

-1 m: Os valores de resistividade são altos, como evidencia a cor rosa na escala gráfica, cerca de 2.000 $\Omega.m$. As bordas apresentam coloração alaranjada e resistividade de 600 $\Omega.m$ a 1.000 $\Omega.m$ aproximadamente.

-5 m: As bordas da superfície apresentam valores medianos em torno de 800 $\Omega.m$ a 1.200 $\Omega.m$ em relação ao centro e arredores em que os valores de resistividade continuam altos, cerca de 2.000 $\Omega.m$.

-10 m: Os valores de resistividade diminuem com o aumento da profundidade. A superfície apresenta valores medianos de aproximadamente 500 $\Omega.m$ à 1.000 $\Omega.m$ exceto em determinados pontos em que permanecem com altos valores de resistividade, representados pela cor vermelha e rosa 2.000 $\Omega.m$.

Dipolo-dipolo

-1 m: A superfície apresenta cores quentes intensas, desde rosa, que indica valores altos de resistividade nas estruturas circulares, até o vermelho das bordas destas estruturas. Valores intermediários a altos representam a cor laranja, disposta por quase toda a superfície, principalmente nas bordas da superfície.

-5 m: É possível notar a diminuição das estruturas circulares características de resistividade elevada aproximadamente 2.000 $\Omega.m$, para um aumento significativo de resistividades na faixa intermediária. Nesta profundidade poucas estruturas circulares ainda estão presentes, dispersas na porção superior, no topo da superfície.

-10 m: De acordo com a escala de cores obtida nesta profundidade, a resistividade está diminuindo em relação a superfície acima em quase sua totalidade na superfície apresentada. Somente em duas estruturas circulares ainda apresentam alto valor de resistividade.

b) Superfícies intermediárias

Schlumberger

-15 m: No centro da superfície, pontos isolados demonstram a diminuição da resistividade, para valores de cerca de 250 $\Omega.m$, em contraste com as bordas que apresentam valores altos.

-20 m: Valores próximos a 70 $\Omega.m$ aparecem na parte superior da superfície, caracterizados pela coloração azulada, com dois pontos de menor de resistividade em toda a superfície em cerca de 25 $\Omega.m$, em contraste com os valores intermediários de todo o restante aproximadamente 300 $\Omega.m$ a 400 $\Omega.m$.

-25 m: Com o aumento da profundidade os valores de resistividade tendem a diminuir consideravelmente, visto que pontos de cor azul são predominantes na parte superior da superfície e indicam valores baixos de resistividade de 50 $\Omega.m$ a 20 $\Omega.m$.

Wenner

-15 m: Duas porções no centro da superfície apresentam baixos valores entre 140 $\Omega.m$ a 270 $\Omega.m$ de resistividade de coloração esverdeada em relação ao restante da superfície de valores medianos em torno de 500 $\Omega.m$ a 1.000 $\Omega.m$ de cores amarelas.

-20 m: Na porção centro sul e levemente a esquerda as superfícies aparecem pontos de baixa resistividade. Nesta profundidade é possível determinar um contorno bem definido de valores médios de resistividade.

-25 m: É possível notar vários locais com baixa resistividade ao longo de toda a superfície, dispersas tanto na parte superior quanto inferior.

Dipolo-dipolo

-15 m: No centro desta superfície são determinados pontos de baixos valores de resistividade, com valores abaixo dos 80 $\Omega.m$. As estruturas circulares de maior valor de resistividade ainda estão presentes com mesmo formato e tamanho.

-20 m: Na porção inferior da superfície é evidente um aumento dos locais com menores valores de resistividade, indicados pela cor azul. Na parte superior da superfície a cor verde representa valores intermediários de aproximadamente 250 $\Omega.m$. As estruturas circulares ainda estão presentes, mas com diminuição do seu tamanho.

-25 m: Pontos de menores valores de resistividade tendem a se concentrar na parte inferior da superfície e os valores variam de 80 $\Omega.m$ e 20 $\Omega.m$ na porção inferior da superfície.

c) Superfícies profundas

Schlumberger

-30 m: Nesta superfície os pontos com menores valores de resistividade tendem a concentrar nas bordas, e no centro estão presentes os valores intermediários de resistividade.

-35 m: Nas bordas os valores de resistividade que variam em torno de 30 $\Omega.m$ a 80 $\Omega.m$ contrastam com uma região central com valores intermediários de 200 $\Omega.m$ a 350 $\Omega.m$.

-40 m: A esta profundidade os valores intermediários de resistividade são mais pronunciados na superfície. Os locais com menores valores de resistividade estão concentrados nas bordas da superfície.

Wenner

-30 m: Locais com baixo valor de resistividade estão concentrados tanto na porção superior a direita quanto inferior, na direita e esquerda da superfície.

-35 m: A esta profundidade, na porção inferior, os valores de resistividade continuam baixos, enquanto na porção superior os valores de resistividade aumentam.

-40 m: É evidente nesta profundidade que a porção inferior é a que apresenta os menores valores de resistividade, cerca de 20 $\Omega.m$ a 40 $\Omega.m$, evidenciada pela cor azul em determinados pontos. A porção superior à direita está mais resistiva com coloração verde à alaranjada, valores de resistividade que partem desde os 100 $\Omega.m$ até 1.000 $\Omega.m$.

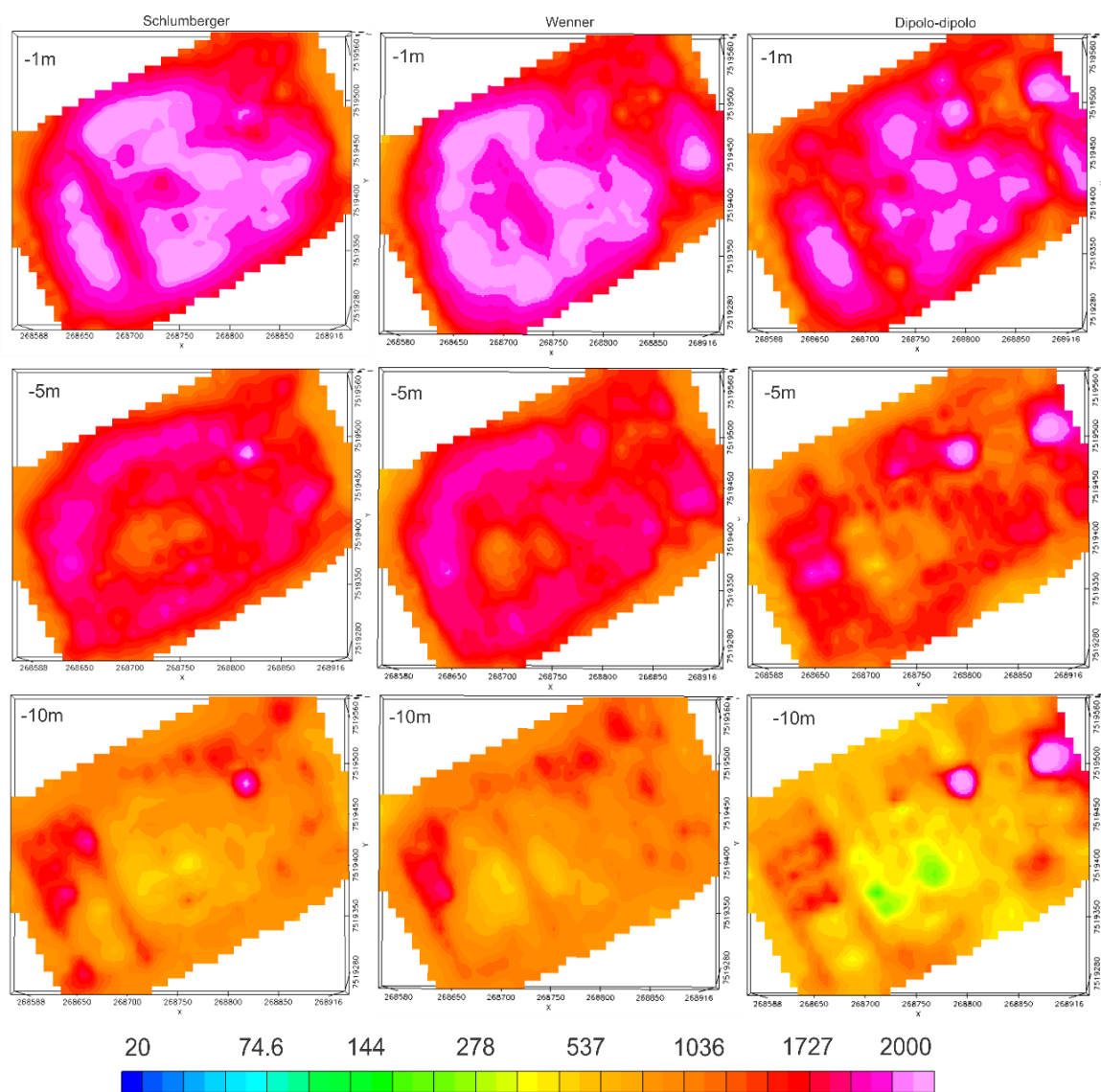
Dipolo-dipolo

-30 m: Esta superfície apresenta locais com baixas resistividades, em um contexto de valores predominantemente intermediários e com duas estruturas, no centro e uma à direita, que apresentam altos valores de resistividade na faixa entre 1000 $\Omega.m$ a 2000 $\Omega.m$ representados pela cor vermelha.

-35 m: Nesta superfície, os locais com valores de resistividade baixos anteriormente tendem a se elevar sutilmente para valores intermediários, na faixa entre 80 $\Omega.m$ até 800 $\Omega.m$. A estrutura à direita da área úmida muda significativamente de tamanho e valores de resistividade cerca de 2.000 $\Omega.m$.

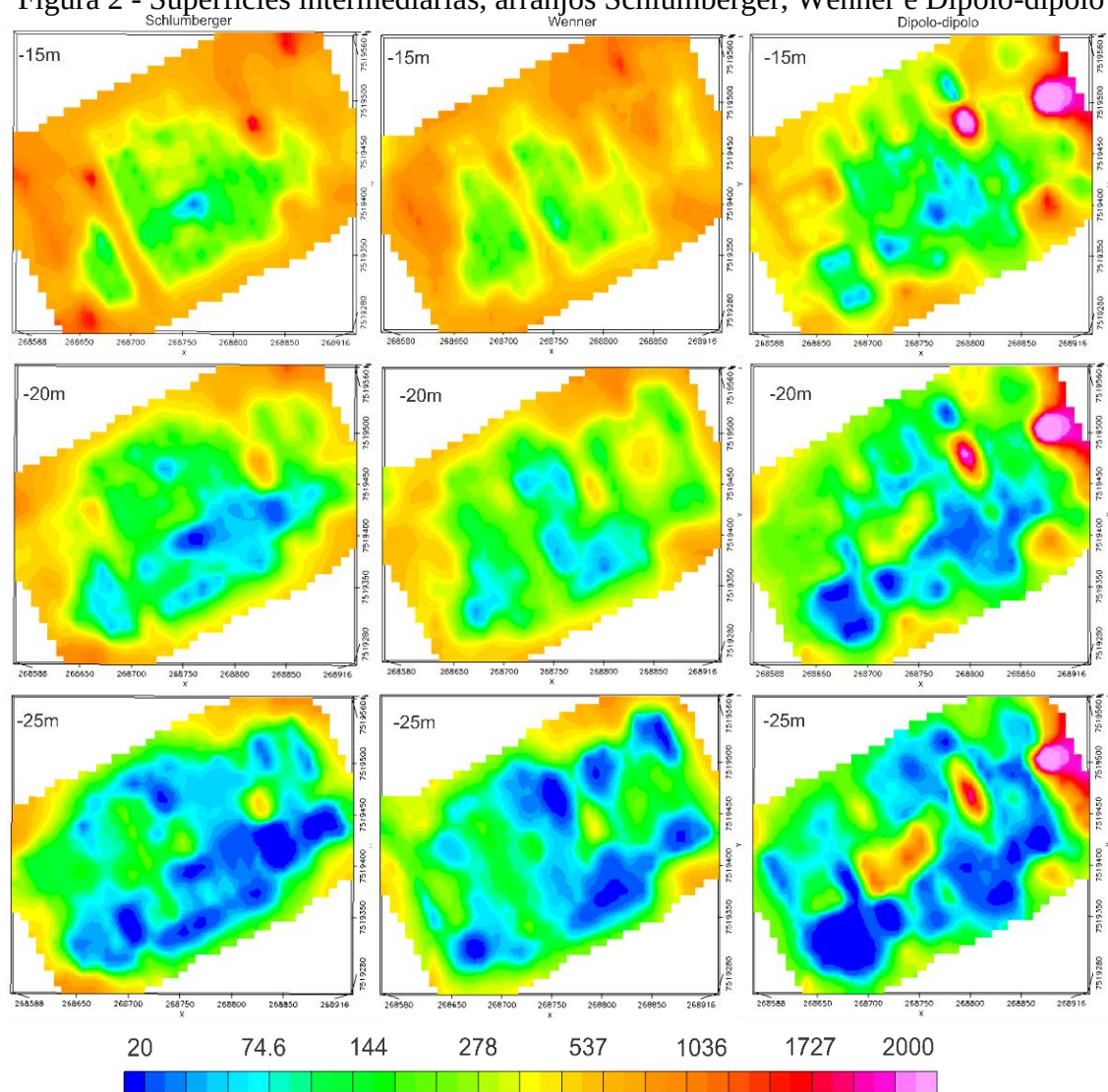
-40 m: Os pontos de menores valores de resistividade estão na porção superior e em pouca intensidade na porção inferior. No centro, os locais com maiores valores de resistividade são bem maiores do que na superfície em menor profundidade.

Figura 1 - Superfícies rasas, arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo



Fonte: Própria autora.

Figura 2 - Superfícies intermediárias, arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo



Resistividade em $\Omega.m$
Fonte: Própria autora

Figura 3 - Superfícies profundas, arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo

